

Литология *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1972

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

№ 1, 1972 г.
ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

СОДЕРЖАНИЕ

А. Б. Ронов, А. А. Мигдисов, В. Е. Хаин. О достоверности количественных методов исследования в литологии и геохимии	3
А. Р. Гептнер. О минеральном составе позднекайнозойских отложений Камчатки, обусловленном влиянием вулканизма	27
А. В. Ван. Вулканический пепел в угленосных отложениях верхнего палеозоя Средней Сибири	40
Т. Н. Кременецкая. Обломочно-шаровые брекчии вулкана Большой Чекчебонай на Камчатке	52
Ю. Н. Брагин. Закономерности формирования древних кор выветривания осадочных пород карбона в Донбассе	62
Б. И. Сребродольский. О минералогии Водинского месторождения серы в Куйбышевской области	73
С. В. Альбов. О гидрогеохимии Сиваша и Перекопских озер	83
Н. П. Затенацкая. Гидрогеохимические и литологические особенности девонских отложений района Старобинского месторождения калийных солей	88
В. П. Федин. Распределение брома в рассолах и соляных образованиях залива Кара-Богаз-гол	99
А. А. Али-заде, П. А. Шойхет, М. Б. Хейров, А. К. Покидина. О роли глинистых минералов в накоплении и преобразовании органического вещества в современных осадках Каспийского моря	105
В. Н. Холодов. К проблеме картирования эпигенетических изменений в осадочных породах	115
Г. И. Леонтьев. Опыт синхронизации древних ритмичнослонстых осадков методом графической коннекции	126

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Е. В. Рухина. Литологический состав морен и его зависимость от пород ледникового ложа	137
И. Н. Черенков. Тиллитоподобные образования в отложениях геосинклинальных областей	142
И. Н. Семашева, И. С. Софиев. О сорбционной золе, гигроскопической влаге и содержании германия в компонентах бурого угля	149
М. Н. Щербакова. Пепловый град в вулканогенно-осадочных отложениях Прибалхашья (Казахстан)	155
Т. А. Вознесенская. Апогиалокластические образования на Южном Урале (Магнитогорский мегасинклиорий)	160
В. И. Розанов, Г. М. Немцова. Некоторые минералогические критерии расчленения верхнепермских отложений северной части Московской синеклизы	166

МЕТОДИКА

Б. А. Сахаров, В. В. Хлыбов. Рентгеновское изучение диоктаэдрического хлорита	171
---	-----

LITHOLOGY

and MINERAL RESOURCES

№ 1, 1972

JANUARY — FEBRUARY

CONTENTS

A. B. Ronov, A. A. Migdisov, V. E. Khain. On the trustworthiness of quantitative research methods in lithology and geochemistry	3
A. R. Geptner. Mineral composition of Late Cenozoic deposits of Kamchatka determined by the effect of volcanism	27
A. V. Van. Volcanic ash in Upper Paleozoic coal deposits of Central Siberia	40
T. N. Kremenetzkaia. Fragmental — globular breccia of Bolshoi Chekchebonai volcano on Kamchatka	52
Yu. N. Bragin. Regularities in the formation of old crusts of weathering of Carboniferous sedimentary rocks in Donetz Basin	62
B. I. Srebrodolsky. Mineralogical characteristic of Vodinsk sulphur deposits (Kuibyshev area)	73
S. V. Albov. On the hydrogeochemistry of Sivash and Perekop Lakes	83
N. P. Zatenatzkaia. Hydrogeochemical and lithological special features of Devonian deposits in the region of Starobinsk potassium salt deposits	88
V. P. Fedin. The distribution of bromine in the brines and salt deposits of Karabogas-Gol	99
A. A. Ali-Zade, P. A. Sholkhet, M. B. Kheirov, A. K. Pokidina. On the role of clay minerals in the accumulation and alteration of organic matter in recent sediments of the Caspian Sea	105
V. N. Kholodov. To the problem of mapping epigenetic alterations in sedimentary rocks	115
G. I. Leontiev. An attempt of synchronizing old rhythmically — bedded sediments by a method of graphic correlation of varves	126

SHORT NOTES

E. V. Rukhina. Lithological composition of moraines and its dependence from the rocks of the glacier bed	137
I. N. Cherenkov. Tillite — like forms in the deposits of geosynclinal regions	142
I. N. Semashova, I. S. Sofiev. On sorption ash, hygroscopic moisture and germanium content in the components of brown coal	149
M. N. Scherbakova. Ash hail in volcano — sedimentary deposits Balkhash area (Kazakhstan)	155
T. A. Voznesenskaya. Apohyaloclastic forms in Southern Urals (Magnitogorsk meganticlinorium)	160
V. I. Rozanov, G. M. Nemtsova. Certain mineralogical criteria in the subdivision of Upper Permian deposits in the northern part of Moscow syncline	166

METHODS OF RESEARCH

B. A. Sakharov, V. V. Khlybov. X — ray studies of a dioctahedral chlorite	171
---	-----

УДК 550.84 : (550.4 + 551.3)

О ДОСТОВЕРНОСТИ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЛИТОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

А. Б. РОНОВ, А. А. МИГДИСОВ, В. Е. ХАИН

Статья представляет собой попытку объективно оценить достоверность количественных методов определения глобальных и региональных объемов осадочных толщ различного возраста и генезиса, распространенности важнейших слагающих их литологических типов пород и средних минералогических и химических составов последних.

В недавно появившейся статье Н. М. Страхова (1970₁) были подвергнуты критике наши многолетние исследования по разработке и применению количественных методов в литологии и геохимии. В итоге этого критического разбора Н. М. Страхов пришел к полному отрицанию работ представляемого нами направления, не противопоставив ему другого, более совершенного пути решения проблемы. Между тем значение количественных методов исследования в геологии растет. Эта тенденция, общая для многих естественно-исторических наук, закономерна, отвечает духу времени и с нею необходимо считаться. Она определяется тем, что числовые характеристики геологических тел и процессов можно сравнивать друг с другом, подвергать математическому анализу, выявляя связывающие их закономерности в виде уравнений и формул, как это принято в точных науках. Не менее важно и то, что перед геологией, в частности перед геохимией, литологией и геотектоникой, возник ряд общих проблем, в особенности глобальных, решить которые можно, лишь опираясь на число и меру.

Любую попытку рассмотреть строение коры, ее оболочек (включая осадочную), выявить различия в их составе под материками и океанами, платформами, геосинклиналями или орогенными областями можно признать полноценной только при условии, что она опирается на достаточно точные данные об объемах и массах пород, их пропорциях и среднем (взвешенном по массе) минералогическом и химическом составе. Без количественных глобальных оценок нельзя выявить с достаточным приближением общую направленность эволюции состава пород стратисферы, тенденцию развития общепланетарных тектонических движений и геохимических процессов на разных этапах геологической истории. Наконец, только на основе количественных глобальных оценок могут быть подсчитаны истинные кларки химических элементов в земной коре, ее оболочках и породах, т. е. те стандарты, сравнивая с которыми, можно судить о концентрации либо рассеянии элементов в любом земном объекте.

Из статьи Н. М. Страхова (1970₁) следует, что разработанные одним из нас (А. Б. Роновым) количественные методы не применимы в литологии и геохимии. Так ли это, и действительно ли наши методические приемы дают столь ошибочные результаты, что могут быть охарактеризованы как «псевдоколичественные»? Это серьезный вопрос, имеющий принци-

пиальное значение для развития количественных методов в литологии и геохимии и поэтому заслуживающий подробного разбора.

Методы оценки глобальных объемов и средних составов пород осадочной оболочки и их достоверность. В настоящее время имеется только два метода получения количественных глобальных оценок среднего состава осадочной оболочки. Первый — прямой, основанный на обобщении региональных данных о площадях распространения, мощностях, пропорциях и составах пород различного геологического возраста. Второй — косвенный (теоретические расчеты), исходящий из представлений о геохимическом балансе вещества в процессах выветривания изверженных пород, осадконакопления и формирования солевого состава вод океана (Clarke, 1924; Goldschmidt, 1933). Применение этих двух независимых друг от друга методов привело к значительным расхождениям в оценках. Общий объем и масса осадочной оболочки оказались заниженными методом подсчета баланса элементов более чем вдвое (табл. 1). Неметаморфизованные осадочные породы распространены в земной коре гораздо шире и составляют не 5%, как это следует из расчетов Ф. Кларка (Clarke, 1924), а 10% ее общего объема (Poldervaart, 1955; Ронов, Ярошевский, 1967). Причины столь значительных расхождений теоретических и эмпирических оценок стали понятными лишь после исследований Т. Барта (Barth, 1961), который показал, что метод геохимического баланса неверен по существу, так как не учитывает цикличности элементов, т. е. их многократного прохождения через равновесную систему материк — океан — осадок. Значительные расхождения получены также в определении пропорций главных типов осадочных пород. По Ф. Кларку, осадочная оболочка состоит из 80% глин, 15% песков и 5% карбонатов, тогда как эмпирические оценки разных авторов (Leith, Mead, 1915; Schuchert, 1931; Кругин, 1948; Ронов, Ярошевский, 1967; и др.) дают следующие пределы колебаний: глины — 42—50%, пески (и алевроиты) — 24—40%, карбонаты — 18—29%.

Гетерогенность строения осадочной оболочки по сравнению с относительно гомогенной кристаллической частью коры, существенные различия в пропорциях, массах и составах пород на платформах и в геосинклиналях, гораздо большая дифференцированность состава осадочных пород, чем пород магматогенных, создают значительные трудности в получении достоверной оценки среднего состава стратисферы. Если Ф. Кларку удалось в свое время (Clarke, 1924) с достаточным приближением подсчитать средний химический состав кристаллической части коры (см. табл. 1), не учитывая ни пропорций, ни масс слагающих ее пород, а пользуясь лишь статистическими методами осреднения большого числа анализов (6000) различных типов магматогенных пород, то такой путь непригоден для получения истинной оценки среднего состава осадочной оболочки. Весьма показательно, что средний состав последней, выведенный по данным анализов 6 средних проб глин, песков и известняков, составленных Ф. Кларком из 676 образцов¹, с учетом его теоретических оценок распространенности этих пород, коренным образом отличается от последующих оценок, опиравшихся на многие тысячи анализов средних проб и отдельных образцов пород (см. табл. 1). Расхождения в оценках объясняются не только тем, что пробы Ф. Кларка были составлены из сравнительно небольшого числа образцов, представленных преимущественно чистыми разностями пород, редко встречающимися в естественных разрезах, где обычны породы с тем или иным количеством примесей инородного материала, но также и тем, что в последующих оценках учитывались массы и распространенности пород в разных структурных зонах материков и океанов.

¹ Пробы глин и сланцев составлены из 78 образцов, песков — из 253 образцов, известняков — из 345 образцов.

Таблица 1

Сопоставление оценок средних мощностей, объемов, масс и средних химических составов земной коры и осадочной оболочки

Авторы	Оболочки	Средняя мощ- ность, км	Объем 10 ⁶ , км ³	Масса 10 ²¹ , г	Исходные данные для подсчета средних мощностей, объемов и масс оболочек	Средний химический состав, вес. %*											
						SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂
Ф. Кларк (Clarke, 1924)	Земная кора	16	82	21,3	Допущение, основанное на общегеологических соображениях	60,33	1,05	15,55	3,16	3,80	0,12	3,52	5,21	3,79	3,18	0,29	—
I	Осадочная**	0,8	3,5	0,8	Теоретические подсчеты, основанные на представлениях о балансе выветривания средней изверженной породы	61,93	0,60	13,95	3,63	2,14	0,00	2,66	5,64	1,18	2,99	0,16	5,12
А. Полдervарт (Poldervaart, 1955)	Земная кора	16,7	85	23,7	Приблизительные оценки, основанные на данных о площадях и средних мощностях коры и осадков в пределах четырех крупных областей литосферы	55,2	1,6	15,3	2,8	5,8	0,2	5,2	8,8	2,9	1,9	0,3	—
II	Осадочная	1,4	7,1	1,7	Измерение площадей и объемов в пределах важнейших тектонических зон материков и океанов по карте толщины земной коры	44,5	0,6	10,9	4,0	0,9	0,3	2,6	19,7	1,1	1,9	0,1	13,4
А. Б. Ронов, А. А. Ярошевский, 1967	Земная кора	20	102	28,6		59,33	0,91	15,9	2,5	4,43	0,15	3,98	7,22	2,95	2,39	0,24	—
III	Осадочная	1,8	9,4	2,4		48,51	0,67	12,91	3,75	2,21	0,21	3,20	14,17	1,47	2,12	0,18	10,60
Средние по II и III	Земная кора	18,3	93	26,1	—	57,26	1,25	15,60	2,65	5,11	0,17	4,59	8,01	2,92	2,14	0,27	—
	Осадочная	1,6	8,2	2,0	—	46,50	0,63	11,90	3,87	1,55	0,26	2,90	16,93	1,28	2,01	0,14	12,00

* Средний состав приведен к 100%; для земной коры исключены H₂O, CO₂, C_{орг}, S, Cl, для осадочной оболочки—те же компоненты, кроме CO₂.

** Средний состав оболочки гиведс г.о данным Ф. Кларка о распространенности и средних составах важнейших типов осадочных пород.

Каким же образом получают эмпирические глобальные оценки средних мощностей, объемов и масс осадочной оболочки и слагающих ее формаций пород различного геологического возраста? Известны два методических подхода к решению этих задач. Первый был предложен А. Полдervартом (Poldervaart, 1955). Он выделил в пределах земной коры четыре крупнейшие области (глубинную океаническую, континентальный щит, молодые складчатые пояса и субокеаническую), отличающиеся друг от друга по своему строению, составу и средним мощностям кристаллической части коры и ее осадочного чехла. Используя весьма приближенные средние величины мощностей коры и осадочного покрова в этих областях, полученные на основании геофизических и геологических наблюдений, а также преимущественно литературные данные о химическом составе слагающих их пород, А. Полдervарт подсчитал приблизительные объемы, массы и средние химические составы коры и осадочного чехла для каждой области в отдельности и для земной коры и осадочной оболочки в целом (см. табл. 1).

Второй путь к решению этой задачи был предложен в 1950 г. А. Б. Роновым и В. Е. Хаиным, которые обобщили все доступные литературные данные о составе и мощностях осадочных и вулканогенных толщ континентов в виде серии карт литологических формаций мира. К 1962 г. было составлено в масштабе 1 : 25 000 000 13 карт для каждого из отделов пяти геологических систем (D, C, P, T, I), которые, по техническим причинам, были опубликованы в сильно уменьшенном виде (Ронов, Хаин, 1954, 1955, 1956, 1961, 1962). При составлении этих карт авторы использовали тысячи конкретных платформенных и геосинклинальных разрезов. На картах впервые было показано распространение всех основных типов осадочных и вулканогенных формаций и намечены схемы изменения их мощностей на площади материков. Вполне естественно, что в пределах геологически слабоизученных территорий, а также в районах, закрытых плащом молодых осадков, где отложения данного возраста не были вскрыты бурением, могли быть допущены существенные ошибки. В подобных случаях границы распространения формаций проводились методом наиболее вероятных интерполяций.

Смеем утверждать, что по своей насыщенности фактическим материалом карты литологических формаций мира превосходят любые другие имеющиеся в литературе глобальные палеогеографические реконструкции. Именно это обстоятельство и дало основание авторам произвести по оригиналам карт масштаба 1 : 25 000 000 измерения площадей распространения и объемов различных типов формаций, пользуясь методом блоков, т. е. упрощенной модификацией объемного метода (Ронов, 1949, 1961). Обобщение этих данных (Ронов, 1959, 1961; Ронов, Хаин, 1957, 1960) позволило выявить ряд общих закономерностей развития колебательных движений материков, рассмотреть их периодичность, сопоставить средние размеры и средние скорости погружения и поднятия платформ и геосинклиналей, проследить последовательность чередования формаций в течение геотектонических циклов, оценить в абсолютных единицах развитие подводного и наземного вулканизма в ходе времени, установить зависимость карбонатонакопления от интенсивности вулканической деятельности и т. п.

За годы, прошедшие со времени составления карт литологических формаций мира, появились новые, более совершенные материалы, обобщенные для ряда крупных территорий в виде атласов, из которых упомянем четырехтомный «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР» (1967—1969), Атлас литолого-фациальных карт Соединенных Штатов и Южной Канады» (Sloss et al., 1960), Атласы пермских, триасовых и юрских палеотектонических карт США (McKee, et al., 1956, 1959, 1967) и т. д. Сопоставление карт литологических формаций мира с этими материалами показало, что в ряде районов земного шара намеченные нами

в свое время контуры распространения формаций и их мощностей не совпадают с более поздними реконструкциями. Однако имеющиеся отклонения в большинстве случаев² лишь незначительно изменяют намеченные ранее общие схемы распределения формаций и мощностей на площади материков. Эти погрешности, однако, не свидетельствуют о порочности метода, а лишь отражают состояние фактических знаний о распространении отложений того или иного возраста на время составления карт. Вытекающие из этого ошибки в оценке объемов отложений для материков в целом сравнительно невелики и, во всяком случае, несоизмеримо меньше тех погрешностей, которые возникают, если за основу для подсчетов объемов принимать единичные цифры максимальных (Кау, 1955) или средних мощностей отложений.

Далеко не случайно, что при рассмотрении глобальных тектонических и геохимических процессов и истории их развития многие исследователи отдавали предпочтение данным, полученным в результате измерения объемов отложений (Белоусов, 1966; Gregor, 1968; Garrels, Mackenzie, 1971; и многие др.). Да и сам Н. М. Страхов не раз прибегал к этим сведениям, когда ему необходимо было количественно сопоставить роль вулканизма в современном и древнем осадочном породообразовании. Рассмотрев вероятные погрешности наших данных, Н. М. Страхов резюмировал, что «в подсчетах А. Б. Ронова (1961) уменьшать сколько-нибудь существенно суммарный объем осадочных пород и увеличивать за их счет объем пород вулканогенных нельзя» (Страхов, 1963, стр. 430). Он широко использовал не только эти, но и более ранние результаты измерений объемов и производных подсчетов скоростей осадконакопления на платформах и в геосинклиналях (Ронов, 1949) для обоснования своих теоретических положений о соотношении осадкообразования и движений земной коры в современную эпоху и в геологическом прошлом (Страхов, 1960, стр. 110—111). Карты литологических формаций мира, по признанию Н. М. Страхова, оказали ему «большую помощь» в составлении мировых палеоклиматических карт (Страхов, 1960, стр. 162).

Остановимся на двух примерах, иллюстрирующих точность определения объемов осадочного чехла материков и неконсолидированного слоя осадков океанов. Обратимся к первому примеру и сопоставим результаты двух работ, проводившихся разными методами и независимо друг от друга в СССР и США. А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский (1967), определяя общий объем и массу фанерозойских осадков континентального блока, использовали за основу данные измерения объемов по картам литологических формаций мира, дополнив их несколько менее точными оценками объемов осадочных толщ нижнего палеозоя, мела и третичной системы (табл. 2). Спустя три года Д. Гиллули, Д. Рид и В. Кейди (Gil-luty et al., 1970) опубликовали результаты своих измерений общего объема фанерозойских осадочных и вулканогенных пород США (см. табл. 2). Измерения они проводили методом квадратов по двум картам — карте фундамента (Bailey, Muehlberger, 1968) и Топографической карте США масштаба 1 : 2 500 000. Точность своих измерений они оценили в пределах 10% истинного объема.

Если экстраполировать данные Д. Гиллули с сотрудниками, полученные ими для территории США, на все материки, исходя из известного нам соотношения площадей этих территорий и объема фанерозойских отложений США ($V_1 = 35,4 \cdot 10^6 \text{ км}^3$), то можно приблизительно оценить общий объем отложений фанерозойского возраста для всего материкового блока (V_m):

$$V_m = V_1 \frac{S_m}{S_1} \text{ км}^3,$$

² Некоторое исключение составляют девонские карты (1954 г.), особенно по экваториальной Африке, где в свое время к девону были отнесены толщи верхнепротерозойского возраста.

Сопоставление общих объемов фанерозойских осадочных и вулканогенных пород

Территория	Авторы	Площадь, 10 ⁶ км ²	Общий объем отложений, 10 ⁶ км ³	Средняя мощ- ность отложе- ний, км
США	Д. Гиллули, Д. Рид, В. Кей- ли (Gilluly et. al., 1970)	8,3	35,4	4,26
Материки в целом	А. Б. Ронов, А. А. Ярошев- ский (1967)	119*	500	4,20
Материки в целом (пе- ресчет)	Экстраполяция данных Д. Гил- лули с соавторами по США на материки в целом	119*	507,6	4,26

* Из общей площади материков (149×10⁶ км²) исключена площадь, в пределах которой отсутствуют фанерозойские отложения (~30×10⁶ км²) и на поверхность выходят докембрийские кристаллические породы.

Таблица 3

Сопоставление результатов измерений объемов осадков I сейсмического слоя океанов и морей

Области океана	Объемы, млн. км ³			Погрешности оценок, %		
	по данным А. Полдверварта (1955) (I)	по данным А. Б. Ронова, А. А. Ярошев- ского (1967) (II)	по данным В. Е. Ханна и др. (1971) (III)	I относи- тельно II	II относи- тельно III	Относительная средняя по- грешность для II и III
Шельф и материко- вый склон*	370	190	163	+127	+16	±8
Глубоководные кот- ловины	160	120	114	+40	+5	±3
Океаны и моря в целом	530	310	277	+91	+12	±6

* По данным К. О. Эмери (Emery, 1970), объем осадков шельфа и материкового склона 150·10⁶ км³. Сравнивая с помощью критерия Стьюдента и Q-критерия эту и другие приведенные в таблице оценки объема осадков шельфа и материкового склона, получаем, что с 95%-ной вероятностью оценка А. Полдверварта резко отличается от всех последующих оценок, которые статистически хорошо согласуются друг с другом.

где S_m — общая площадь материков, исключая площади выходов докембрийских кристаллических пород на поверхность (119·10⁶ км²); S_1 — площадь США, исключая Аляску (8,30·10⁶ км²). Подставляя в уравнение соответствующие значения, получаем:

$$V_m = 35,4 \cdot 10^6 \text{ км}^3 \times \frac{119 \cdot 10^6 \text{ км}^2}{8,3 \cdot 10^6 \text{ км}^2} = 507,6 \cdot 10^6 \text{ км}^3.$$

Сравнивая это число (см. табл. 2) с оценкой, полученной ранее А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским (500·10⁶ км³), невольно поражаешься удивительному совпадению результатов. Его вряд ли можно считать случайным, учитывая, что территория США достаточно велика, а в ее пределах встречаются в типичном развитии и платформенные и геосинклинальные формации фанерозойского возраста.

Второй, еще более убедительный, пример относится к определению объема неконсолидированных осадков I сейсмического слоя океанов, окраинных и внутренних морей. Одна из первых оценок принадлежит А. Полдверварту (Poldervaart, 1955), который приблизительно подсчитал объем осадков субокеанической и глубинноокеанической областей (табл. 3). Спустя 12 лет А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский (1967) подошли к решению этой задачи более дифференцированно. Они учитывали различные тектонические зоны шельфа, материкового склона и глубоководных котловин, используя новейшие и более совершенные данные о

мощностях осадков в каждой зоне. Их результаты коренным образом отличаются от более ранней оценки А. Полдверварта (см. табл. 3). Определить, какая из этих двух оценок ближе к истинной, удалось лишь совсем недавно. Л. Э. Левин и В. Е. Хаин (1971), обобщив новые и более обширные, чем у их предшественников, материалы сейсмических исследований, составили карту распределения мощности осадков I слоя океанов и морей в масштабе 1 : 30 000 000. По этой карте методом тройного интегрирования они подсчитали объемы осадков (Хаин и др., 1971). Сопоставление полученных ими результатов с данными А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского и данными А. Полдверварта обнаруживает близкое совпадение с первыми и грубые расхождения со вторым (см. табл. 3). Если принять, что данные измерений В. Е. Хаина с сотрудниками наиболее точные, поскольку они опираются на максимальную информацию, то, сравнивая с ними предыдущие результаты, получаем, что А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский завысили оценку общего объема океанических осадков на 12%, а А. Полдверт — на 91%. Учитывая близость результатов А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского, с одной стороны, и В. Е. Хаина с сотрудниками — с другой, рационально подсчитать среднюю погрешность этих независимых друг от друга измерений, произведенных разными методами. Она составляет для океанов в целом всего лишь $\pm 6\%$ (см. табл. 3).

Подведем некоторые итоги. Рассмотренный материал показывает, что глобальные оценки объемов осадочных пород (или осадков) и их средних составов характеризуются сравнительно высокой точностью (до $\pm 10\%$) и смело могут быть отнесены к категории количественных. На данной стадии развития науки они не только полезны, но просто необходимы для теоретических обобщений.

Достоверность региональных оценок общих объемов отложений. Попробуем теперь оценить погрешности, возникающие при измерении общих объемов отложений, т. е. погрешности объемного метода исследования. Удобнее всего это сделать на материале такого хорошо изученного и крупного региона, как Русская платформа. Результаты подобного анализа ранее нигде не публиковались и, несомненно, представляют методический интерес. Нам предстоит рассмотреть источники разнообразных по своей природе ошибок и выяснить значение каждой из них. Чаще всего погрешности связаны с недостаточной геологической изученностью территории и с различиями в интерпретации исходных данных при составлении литолого-палеогеографических карт. Особо следует рассмотреть изменения первоначальных объемов, связанные с последующим размывом осадков.

Первый опыт применения объемного метода (Ронов, 1944, 1945, 1949) основывался на картах мощностей и фаций Большого Кавказа, Урала и Русской платформы, составленных В. В. Белоусовым (1938, 1939, 1940, 1944) в результате обобщения всех известных до войны геологических материалов (более 2200 разрезов). За прошедшие с тех пор годы по Русской платформе было накоплено огромное количество новых фактов, полученных в результате опорного и разведочного бурения, съемочных и тематических работ (десятки тысяч разрезов). Количество их продолжало расти. Они трижды пересматривались и обобщались большими авторскими коллективами (многие сотни геологов) в виде Атласов литолого-фациальных и литолого-палеогеографических карт («Атлас...», 1952, 1953; «Атлас...», 1961, 1962; «Атлас...», 1967, 1968, 1969). Сравнивая аналогичные карты Атласов друг с другом и с картами В. В. Белоусова, нетрудно увидеть, что по мере появления нового фактического материала, уточнения стратиграфии и прогресса в методах построения карт последние все более и более совершенствовались. Уточнялись конфигурация береговых линий, границы фациальных зон, схемы распределения мощностей и типов осадков на площади древних бассейнов. Однако для большинства карт, представляющих прежде всего стратиграфические срез

Сопоставление площадей области осадконакопления и объемов верхнекаменноугольных отложений Русской платформы, измеренных по четырем вариантам карт, составленных за последние 30 лет

Авторы карт	Масштаб карт	Площадь области накопления, тыс. км ²	Общий объем отложений, тыс. км ³	Средняя мощность отложений, м	Средняя скорость погружения, мм/1000 лет	Погрешность измерений, %			
						относительно средней оценки		относительно измерений по карте 1969 г.	
						по площади	по объему	по площади	по объему
В. В. Белоусов (1944)*	1:20 000 000	1 404,5	230,6	164	9,1	+6,0	+12,5	+11,2	+21,0
Коллектив авторов** («Атлас...», 1952)	1:3 000 000	1 294,3	197,5	153	8,5	—2,3	—3,7	+2,5	+3,7
Коллектив авторов*** («Атлас...», 1961)	1:5 000 000	1 338,4	201,4	150	8,3	+1,0	—1,8	+6,0	+5,7
Коллектив авторов**** («Атлас...», 1969)	1:7 500 000	1 262,4	190,6	151	8,4	—4,7	—7,0	—	—
Среднее для четырех вариантов карт		1 324,9	205,0	154	8,6	±4,0*****	±7,4*****	—	—
Среднее для трех последних вариантов карт (Атласы)		1 298,0	196,5	151	8,4	±2,4*****	+2,3*****	—	—

* Карта составлена в 1940 г. и опубликована в 1944 г.

** В. П. Бархатова (редактор), А. Н. Егорова, И. Ю. Лапкин, В. А. Назарова, В. Д. Наливкин, В. М. Познер, Г. С. Порфирьев, С. В. Семихатова, В. Н. Тихий.

*** В. П. Бархатова, В. К. Голубцов, С. В. Горак, В. С. Днепров, А. Я. Дубинский, Л. М. Елина, В. С. Енякин, А. И. Котова, В. С. Лаврентьева, В. М. Познер (редактор), В. В. Потапова, А. А. Рыжова.

**** Т. В. Александрова, В. К. Голубцов, С. В. Горак, В. С. Днепров, А. Я. Дубинский, Э. А. Кальберг, М. В. Коновалова, В. С. Кофман, В. Е. Лацкова, Е. А. Мазина, И. Б. Плешаков, В. М. Познер (редактор), А. А. Рыжова, Г. А. Смирнов, Л. З. Соловьева.

***** Средняя относительная ошибка измерений рассчитана как $V = \frac{S}{\bar{X}}$ %, где $\bar{X}$ — средняя оценка площади области накопления или общего объема отложений, а S — их среднее квадратичное отклонение.

средних и верхних горизонтов осадочного чехла платформы, принципиальных изменений, способных существенно повлиять на оценки объемов пород, не произошло. Об этом свидетельствуют повторные измерения объемов отложений.

Для примера рассмотрим результаты измерений объемов верхне-каменноугольных отложений (табл. 4). Измерения проведены по четырем вариантам карт, составленных разными авторами за последние 30 лет. Они ограничены рамками одного и того же крупного сегмента (52° — 64° с. ш. и 32° — 56° з. д.), который на всех рассматриваемых картах охарактеризован фактическими данными. Площадь этого сегмента, равная по геодезическим данным, $2\,037\,000\text{ км}^2$, включает в себя области размыва и области накопления значительной части Московской синеклизы и Волго-Уральской области.

Статистический анализ данных таблицы показывает, что допущенные погрешности в оценках площадей и объемов невелики. Средние относительные отклонения оценок, полученные по четырем вариантам карт, по площади $\pm 4,0\%$, по объему $\pm 7,4\%$. Если считать, что последний вариант карты S_3 («Атлас...», 1969) — наиболее достоверный, т.е. определяя погрешности измерений относительно этой карты, получаем, что оценки, произведенные по первой грубой схеме В. В. Белоусова (1944), отличаются от таковых «эталонной» карты на 11% по площади осадконакопления и на 21% по объему осадков. Характерно, что оценки, полученные по картам Атласов 1952 и 1961 гг., дают значительно меньшие отклонения от оценок карты 1969 г., не превышающие 6% (см. табл. 4). Таким образом, мы вправе заключить, что погрешности, обусловленные недостаточной геологической изученностью территории (вариант карт В. В. Белоусова), максимальны. Однако по достижении определенного уровня насыщения карт достоверными фактическими данными дальнейший рост информации не приводил к заметному увеличению точности оценок. Средняя ошибка по трем последним вариантам карт («Атласы») составляет в оценке объемов не более 2% (см. табл. 4).

Мы применили другой, независимый способ оценки погрешностей, вносимых в определение общих объемов отложений различиями в интерпретации одних и тех же исходных данных. Он заключается в сопоставлении результатов измерений по двум типам карт: литолого-палеогеографическим и палеотектоническим. Палеотектонические карты составляются обычно для более крупных интервалов времени, отвечающих определенным этапам тектонического развития региона. Они суммируют данные нескольких литолого-палеогеографических карт, схватываемых соответствующим стратиграфическим интервалом палеотектонической карты. Схема распределения мощностей отложений отображается на палеотектонических картах более строго, так как исключаются ошибки и условности более дробных стратиграфических разбивок мощностей разрезов, используемых при построении литолого-палеогеографических карт, и нивелируются случайные колебания, обусловленные локальными и кратковременно действующими факторами. К сопоставлению привлечены результаты измерений общих объемов отложений Русской платформы, произведенных А. Б. Роновым и др. (1969) по 71 литолого-палеогеографической карте «Атласа...» (1961, 1962) и неопубликованные результаты измерений, выполненных этими же авторами по 16 палеотектоническим картам того же «Атласа...» (табл. 5). В обоих случаях сравниваются объемы, измеренные в пределах контуров современного распространения осадков. Статистическая обработка данных табл. 5 позволила оценить относительные погрешности измерений объемов для каждого из 16 изученных стратиграфических интервалов в отдельности и для осадочного чехла платформы в целом. Установлено, что максимальная относительная погрешность не превышает $\pm 8,4\%$ (D_1). В большинстве случаев она значительно меньше этой величины (см. табл. 5). Относи-

Сопоставление объемов пород различных возрастных комплексов Русской платформы, измеренных по литолого-палеогеографическим и палеотектоническим картам «Атласа...» (1961, 1962)

Стратиграфический интервал	Палеотектонические карты		Литолого-палеогеографические карты		Относительные погрешности в оценке объемов, %
	№ карт в атласе	объемы отложений, тыс. км ³	№ карт в Атласе	суммарные объемы отложений, тыс. км ³	
Рифей	39	260,9	2	261,0	±0,02
Поздний докембрий—ранний кембрий	40	933,4	3—4	932,8	±0,02
Средний кембрий—поздний силур	41	429,9	5—13	444,9	±1,7
Ранний девон	42	17,3	15	20,5	±8,4
Средний девон—турнейский век	43	2138,8	16—24	2066,3	±1,7
Визейский век—башкирский век	44	613,3	25—29	594,4	±1,9
Верейское время—поздний карбон	45	777,6	30—32	772,1	±0,3
Поздняя пермь—ранний триас	47	1138,0	36—38, 48	966,8	±8,0
Средний триас—поздний триас	Составлена нами	136,4	49—50	136,6	±0,05
Ранняя юра—средняя юра	89	448,3	51—55	389,4	±7,0
Поздняя юра	90	280,6	56—60	310,2	±5,0
Ранний мел	91	437,6	61—64	422,3	±1,8
Поздний мел	92	599,5	65—70	520,8	±7,0
Палеоцен—эоцен	93	279,3	71—73	281,7	±0,4
Олигоцен—ранний миоцен	94	139,4	74—76	135,6	±1,4
Средний миоцен—плиоцен	95	298,4	77—85	273,2	±0,5
Осадочный чехол в целом		8928,7		8528,6	±2,3

* Объемы нижнепермских отложений исключены из рассмотрения, ибо в измеренные объемы вносились поправки на перераспределение солей из межкупольных пространств в купола (Ронов и др., 1969).

тельная квадратичная ошибка равна 7%, а средняя погрешность в оценке общего объема отложений всего осадочного покрова Русской платформы ±2,3%. Таким образом, погрешности, связанные с различиями в интерпретации исходных данных для «Атласа...» (1961, 1962), весьма невелики.

Одна из наиболее трудных задач — оценка степени сохранности осадков от последующего их размыва. Можно согласиться с Н. М. Страховым (1970), что до сих пор еще не разработаны достаточно надежные критерии для воссоздания контуров бывшего распространения осадков на литолого-палеогеографических картах. Это прежде всего касается континентальных и прибрежных фаций, развитых по периферии прогибов и впоследствии частично или полностью уничтоженных эрозией. Различные авторы по-разному оценивают ширину размывтой зоны. Точность подобных реконструкций невелика, и положение границ в известной мере определяется интуицией исследователей. Именно в связи с этим мы в свое время отказались от оценки объемов эродированных пород по литолого-палеогеографическим картам, ограничив себя определениями объемов осадков, сохранившихся в пределах контура их современного распространения (Ронов и др., 1969). В цитируемой работе были приведены лишь результаты измерения площадей предполагаемого бывшего распространения осадков, которые рассматривались как наименее точные.

Н. М. Страхов придал им гораздо большее значение, чем они этого заслуживают. Он предложил воспользоваться отношением достоверной площади (S_0) к сумме достоверной и предполагаемой (S_1) площадей области седиментации ($d = \frac{S_0}{S_0 + S_1}$) для оценки достоверности карт «Атласа...» (1961, 1962) и результатов произведенных по этим картам

измерений объемов. Соответствующие коэффициенты (d), подсчитанные Н. М. Страховым для разных карт «Атласа...», свидетельствуют, по его мнению, об очень низкой достоверности карт (0,4—0,9, в среднем около 0,5). С такой оценкой нельзя согласиться прежде всего потому, что она основывается на таких наименее достоверных, действительно «призрачных» цифрах, как площади предполагаемого бывшего распространения осадков. В этой связи нельзя не напомнить, что не так давно Н. М. Страхов (1969) подверг суровой критике А. Б. Ронова (1968) за его попытку рассмотреть баланс современного осадконакопления в океанах, исходя из соотношения площадей распространения осадков, а не их объемов. Площади, как справедливо писал тогда Н. М. Страхов, не отображают «действительного баланса осадконакопления». А если это так, то предлагаемый Н. М. Страховым способ оценки достоверности карт «Атласа...» и произведенных по ним измерений объемов автоматически попадает под огонь его собственной критики.

Нам хотелось обратить внимание еще на одно обстоятельство. Оценивая достоверность карт в 40—90% (0,4—0,9), Н. М. Страхов (1970, стр. 5) заключает, что полученные по этим картам данные отображают лишь порядок величин (n , $10n$ и т. д.). Но ведь даже ошибка, равная 100%, составляет всего лишь $1/10$ порядка величины.

Попробуем теперь найти пути к приблизительной оценке масштабов эрозии, исходя не из площадных, а из объемных данных, воспользовавшись для этого результатами измерений объемов отложений по палеотектоническим картам «Атласа...» (1961, 1962), на которых показано распределение мощностей формаций в пределах и за пределами контура их современного распространения. При построении этих карт также вероятны субъективные ошибки, особенно там, где впоследствии формации были полностью размыты. Однако они лимитируются закономерностями пространственного изменения мощностей формаций относительно крупных структур. Эти закономерности выражаются в тенденции к уменьшению мощностей от прогнутых участков синеклиз к их крыльям, а затем к антеклизам или склонам щитов. Измерение объемов производилось по картам дифференцированно — отдельно для синеклиз и грабенообразных прогибов, с одной стороны, и антеклиз и склонов щитов — с другой. В пределах обоих типов структур порознь измерялись объемы сохранившихся формаций (внутри контура современного распространения) и объемы формаций, впоследствии размытых (за пределами этого контура). Результаты этих дифференцированных измерений объемов, выполненных отдельно для каждой из 16 палеотектонических карт «Атласа...», были затем суммированы, и в результате получены как бы интегральные данные, характеризующие общие объемы сохранившихся и размытых формаций всего осадочного чехла, отдельно для прогибов, поднятий и для платформ в целом (табл. 6).

Сопоставление этих данных отчетливо показывает, что максимальный размыв проявился на склонах щитов и в антеклизах, где оказалось размытым около 45% первоначального объема формаций. Масштабы эрозии в синеклизах и грабенообразных прогибах почти на порядок меньше. Размыв затронул здесь немногим более 6% первоначального объема осадков. Учитывая, однако, что общий объем отложений в пределах отрицательных структур приблизительно в 7 раз больше, чем на структурах положительных (см. табл. 6), общая оценка интенсивности размыва осадков для платформы в целом составляет всего лишь около 11% первоначального объема. Это число лишь в первом грубом приближении отражает истинные масштабы размыва, хотя оно и получено в результате суммирования измерений по многим картам, составленным разными авторами («Атлас...», 1961, 1962).

Исходя из закона сложения ошибок, согласно которому суммируются квадраты ошибок, и беря за основу для подсчетов установленные выше

Оценка сохранности и размыва отложений Русской платформы в разных ее структурных зонах (данные измерений объемов по палеотектоническим картам Rf_3-Q)

Структура	Суммарный исходный объем отложений (сохранившихся и размытых)		Суммарный объем сохранившихся осадков			Суммарный объем размытых осадков		
	10^3 км^3	% от общего объема отложений	10^3 км^3	% от исходного объема осадков данного типа	% от исходного объема осадков всей платформы	10^3 км^3	% от исходного объема осадков данного типа структур	% от исходного объема осадков всей платформы
Склоны щитов и антеклизы	1385	12,7	774	55,9	7,1	611	44,1	5,6
Синеклизы и грабенообразные прогибы	9529	87,3	8952	93,9	82,0	577	6,1	5,3
Русская платформа в целом	10.914	100,0	9726	89,1	89,1	1188	10,9	10,9

оценки разнородных погрешностей³, получаем, что общая средняя погрешность, допущенная нами при измерении общих объемов отложений Русской платформы по картам «Атласа...» (1961, 1962), составляет 15%. Если же исключить из рассмотрения погрешности, связанные с последующим размывом отложений, поскольку наши измерения объемов по литолого-палеогеографическим картам относились к контуру современного распространения осадков, то общая оценка погрешности снизится до 10%, т. е. составит $1/100$ порядка величины.

Погрешности в определении распространенности пород. Литолого-палеогеографические карты «Атласа...» (1961, 1962) далеко не всегда содержат в себе все необходимые сведения для расчленения общих объемов отложений на частные объемы слагающих их пород. В зонах переслаивания двух, трех или более типов пород легенда «Атласа...» лишь полуколичественно отображает их пропорции. В этих случаях непосредственно по картам могут быть измерены лишь суммарные объемы переслаивающихся осадков. Для дифференцированного определения частных объемов пород необходимы дополнительные сведения об их средних количественных соотношениях в разрезах того или иного района. Эти сведения могут быть получены путем подсчета мощностей каждого типа пород в литологически наиболее детально изученных разрезах. Суммируя мощности каждой литологической разности пород по максимально возможному числу разрезов и подсчитывая их отношения к суммарной мощности изученных разрезов, находим искомые коэффициенты пропорциональности. Произведение общего объема, измеренного ранее по карте, на соответствующие коэффициенты дает искомые величины частных объемов каждой литологической разности пород.

В идеальном случае такие сведения необходимо было бы иметь о всех разрезах, использованных при построении карт «Атласа...». Однако литологическая изученность осадочных толщ Русской платформы далеко не идеальна. С необходимой детальностью описана лишь часть разрезов (преимущественно в опорных скважинах). Нам удалось собрать для характеристики всего осадочного чехла платформы 1600 таких детально изученных разрезов. Собранных материалов оказалось явно недостаточно для характеристики всех ярусов, слагающих осадочный чехол

³ Имеются в виду погрешности, связанные со степенью изученности территории (~7%), с интерпретацией данных (~7%), последующей эрозией осадков (~11%) и техническими ошибками метода измерений (~3%).

платформы, поскольку детальность стратиграфической разбивки изученных разрезов неоднородна. В одних случаях она с достаточной точностью отбивает границы ярусов, в других — носит условный характер, а в третьих дает лишь точное положение отделов. Желая уменьшить возможные погрешности, возникающие за счет стратиграфических неувязок, и стремясь увеличить достоверность коэффициентов пропорциональности, которая возрастает с увеличением числа изученных прослоев, мы приняли геологические отделы за основу для подсчетов (Ронов и др., 1969).

Достоверность расчленения общих объемов на частные объемы пород с помощью коэффициентов пропорциональности зависит от двух факторов — субъективных, связанных с методическими ошибками в диагностике пород, и объективных, обусловленных природной изменчивостью пропорций пород в разрезах тех или иных фациальных зон и уровнем их литологической изученности (число детально описанных разрезов).

Субъективные погрешности чаще всего допускаются при описании разрезов, представленных частым переслаиванием нескольких типов пород. Они выражаются в неточном определении мощностей отдельных прослоев, в ошибочной диагностике пород (например, отнесении алевроитов к глинам и т. п.), в некоторой генерализации разреза, при которой могут быть пропущены тонкие прослои инородных пород в относительно однородной толще и т. д. Таким образом суммарная мощность пород того или иного типа в разрезе может оказаться различной в описаниях разных авторов. Мы попытались оценить величину допускаемых в результате этого ошибок, используя параллельные описания 14 разрезов, представляющих различные стратиграфические комплексы в разных районах Русской платформы. По этим данным методом текущих оценок (Налимов, 1960; Доерфель, 1969) были подсчитаны средние квадратичные ошибки (S):

$$S = \sqrt{\frac{\sum (x_1 - x_2)^2}{2n}}, \text{ при } f = n,$$

где x_1 и x_2 — параллельные оценки, n — число параллельных оценок, f — число степеней свободы.

Средняя квадратичная ошибка, допущенная при расчленении терригенных толщ на песчано-алевритовые и глинистые породы, составила 6,9%; величина S оказалась значительно меньшей при расчленении разрезов на терригенные и карбонатные породы (в целом) или терригенные породы и эвапориты. Это объясняется тем, что карбонаты и эвапориты хорошо диагностируются и всегда выделяются при описании разрезов.

Статистические подсчеты, произведенные на примере девонских и палеогеновых бассейнов платформы, показали, что методические погрешности существенно снижаются, если рассматривать не единичные разрезы данного стратиграфического интервала, а их совокупность на всей площади бассейнов. Установлено, что величина ошибок обратно пропорциональна общему числу изученных разрезов и зависит от их расположения на площади бассейнов. Среднее квадратичное отклонение составило при расчленении терригенных толщ D_2 , Pg_2^2 и Pg_2^3 всего лишь 1,1%. Приведенные примеры показывают, что допускаемые при расчленении методические ошибки соизмеримы, а в большинстве случаев даже меньше погрешностей измерения общих объемов отложений.

Достоверность средних оценок распространенности пород, обусловленная объективными факторами, т. е. природной изменчивостью соотношений пород в разрезах различных фациальных зон бассейнов и степенью литологической изученности последних, определяется выражением:

$$\bar{X} \pm S_{\bar{X}} = \bar{X} \pm \frac{S_{x_i}}{\sqrt{n}},$$

Зависимость достоверности средних оценок распространенности глин в осадочных толщах Русской платформы от природной изменчивости соотношений пород и числа изученных разрезов

Стратиграфический интервал	Число изученных разрезов	Средняя оценка распространенности глин ($\bar{X}_{гл}$), %	Квадратичная ошибка средней оценки ($\pm S_{\bar{X}}$), %	Стратиграфический интервал	Число изученных разрезов	Средняя оценка распространенности ($\bar{X}_{гл}$), %	Квадратичная ошибка средней оценки ($\pm S_{\bar{X}}$), %
Rf ₃	5	10,7	$\pm 5,2$	T	15	29,3	$\pm 4,0$
V	25	46,2	$\pm 5,2$	I	64	52,0	$\pm 2,6$
Rf ₃ +V	30	37,3	$\pm 5,0$	Cr	158	25,6	$\pm 1,5$
Cm	29	53,4	$\pm 4,6$	Mz	239	34,6	$\pm 1,1$
O	18	36,2	$\pm 5,4$	Pg	462	27,2	$\pm 0,8$
S	7	66,5	$\pm 1,5$	N	305	60,5	$\pm 1,0$
Pz ₁	54	57,0	$\pm 2,7$	Q	70	66,7	$\pm 4,0$
D	150	26,7	$\pm 1,3$	Kz	837	43,8	$\pm 0,5$
C	238	15,2	$\pm 1,2$	Mz—Kz	1076	37,0	$\pm 0,4$
P	52	17,1	$\pm 3,1$	Pz—Kz	1570	28,6	$\pm 0,3$
Pz ₂₊₃	440	20,0	$\pm 0,8$	Rf ₃ —Q	1600	30,1	$\pm 0,3$
Pz	494	23,9	$\pm 0,7$				

где $\bar{X}$ — средняя оценка распространенности породы, $S_{\bar{X}}$ — стандартное отклонение средней оценки, S_{x_i} — стандартное отклонение величины распространенности породы на площади бассейна, n — число детально изученных разрезов на площади бассейна.

Величина квадратичной ошибки средней оценки ($S_{\bar{X}}$) может быть получена также с помощью специальных таблиц (Стрелков, 1966) при условии, что известно число наблюдений и интервал разброса величин.

В табл. 7 приведены результаты подсчетов квадратичных ошибок средних оценок распространенности глин в отложениях геологических систем, слагающих осадочный чехол платформы. Нетрудно увидеть, что достоверность оценок снижается к наиболее глубоко залегающим и наименее изученным системам. Максимальные абсолютные погрешности устанавливаются для рифея ($\pm 5,2\%$), венда ($\pm 5,2\%$), кембрия ($\pm 4,6\%$) и ордовика ($\pm 5,4\%$). Выше по разрезу ошибки становятся значительно меньшими. В целом же для чехла Русской платформы достоверность оценок распространенности пород очень велика. Для глинистых и алевро-песчаных пород погрешность лишь $\pm 0,3\%$.

Затруднения, возникающие при расчленении общих объемов карбонатных пород, измеренных по литолого-палеогеографическим картам, на частные объемы известняков и доломитов по существу те же, что и при расчленении объемов терригенных толщ на алевро-песчаные и глинистые породы. Можно было бы применить и те же методы расчленения. Однако точная диагностика известняков и доломитов при описании карбонатных разрезов применяется редко, так как это требует послойного изучения окрашенных шлифов либо, что гораздо более точно, проведения химических анализов послойно отобранных образцов. Располагая такими данными, можно для каждой скважины подсчитать суммарные мощности известняков и доломитов и по их отношению к общей мощности карбонатного разреза определить пропорции этих пород. Применить этот метод к расчленению карбонатных толщ Русской платформы мы не смогли за отсутствием достаточного количества данных (требуется около сотни тысяч анализов) и подошли к решению задачи иным образом.

В нашем распоряжении имелось около 30 000 химических анализов послойно отобранных образцов карбонатных пород и несколько сотен анализов средних проб карбонатных толщ, составленных из 10 000 образцов и представляющих различные стратиграфические комплексы и

районы платформы. По этим данным была построена серия литолого-геохимических карт распределения магния в карбонатных толщах различных стратиграфических горизонтов Русской платформы, часть из которых опубликована (Ронов, 1956). Изолинии магния, проведенные на этих картах, отображают изменение коэффициента доломитности карбонатных пород на площади древних бассейнов. Квадратичные ошибки средних коэффициентов доломитности, учитывая дисперсию содержаний магния в карбонатах на площади и общее число изученных образцов, крайне незначительны ($S_{MgO} = \pm 0,05—0,07\%$). Они равны, а во многих случаях даже меньше аналитической ошибки определения MgO . Все это дало нам основание перенести контуры изолиний магния с литолого-геохимических карт на литолого-палеогеографические и провести непосредственно по последним измерение объемов известняков и доломитов.

Мы считаем, что полученная таким образом оценка с достаточным приближением отображает природные соотношения этих двух типов пород, так как опирается на реальные их суммарные объемы и коэффициенты доломитности, полученные путем нормативных пересчетов огромного числа химических анализов. Н. М. Страхов (1970) придерживается на этот счет иной точки зрения, утверждая, что определенные таким способом объемы известняков и доломитов представляют собой «абстрактные величины, полученные расчетным путем и весьма далекие от реальных пород, слагающих на картах поля карбонатных осадков». Этот упрек справедлив лишь постольку, поскольку любое среднее арифметическое является расчетной и в этом смысле абстрактной величиной по сравнению с исходными единичными фактами наблюдений. В любой науке, в том числе литологии и геохимии, широко пользуются средними значениями, т. е. «абстрактными величинами», особенно, когда возникает необходимость из многообразия исходных фактов выявить общую (усредненную) их характеристику. Именно такой общей характеристикой, получаемой по данным многих химических анализов, является определение средней доломитности разрезов.

Остановимся еще на двух вопросах. Первый относится к точности отображения результатов измерений и расчетов в таблицах. Казалось бы прав Н. М. Страхов (1970), предлагающий ограничиться показом целых процентов. Это заманчивое предложение неприемлемо по следующим соображениям. Во-первых, некоторые типы пород встречаются в отложениях того или иного стратиграфического комплекса в количествах, не превышающих долей процента. Исключать эти породы из рассмотрения нельзя, так как их значение весьма существенно при выведении среднего химического состава отложений данного возраста. Учитывая это, а также и то, что распространенность всех пород комплекса должна приводиться к 100%, мы вынуждены изображать результаты с точностью до десятых долей процента, завышая точность оценок для одних пород и занижая ее для других. Во-вторых, обычное правило математики — некоторое завышение точности промежуточных данных, чтобы в ходе их преобразований не допустить потери точности итоговых результатов.

Второй вопрос, также поднятый Н. М. Страховым (1970), касается измерения объемов таких полезных ископаемых, как угли, фосфориты, руды алюминия, железа, титана, марганца. Произвести такие измерения по литолого-палеогеографическим картам «Атласа...» (1961, 1962) принципиально невозможно, так как полезные ископаемые показаны на них немасштабными условными знаками. Для осуществления этой задачи с помощью применяемых нами методов необходимо построить гораздо более детальные специализированные карты, на которых были бы контуры рудных тел и показана схема изменения их мощностей. Таких карт для территории всей Русской платформы пока нет. Не разработана еще и методика их составления.

Рациональные пути определения среднего состава осадочных толщ. Мы подошли к следующей не менее важной проблеме количественной литологии и геохимии — проблеме познания вещественного состава осадочных пород и их комплексов. Ранее уже говорилось, о том, что гетерогенность строения осадочной оболочки и значительная дифференцированность состава слагающих ее осадочных пород создают трудно преодолимые препятствия для получения статистически уравновешенных оценок. Преодолеть эти затруднения можно двумя путями, ценою раз-
ных усилий.

Первый путь подразумевает необходимость выполнения колоссального количества послойных химических анализов по разрезам всех стратиграфических комплексов (от рифея до четвертичной системы) с более или менее равномерной сеткой опорных разрезов на площади платформы. Для получения статистически достоверной оценки среднего химического состава пород всего осадочного чехла Русской платформы потребовалось бы произвести более 100 000 количественных силикатных анализов, не считая определений редких и рассеянных элементов. Масштабы подобной работы не соизмеримы с возможностями институтов Академии наук СССР или Министерства геологии СССР. Этот путь должен быть отвергнут как фантастический, далекий от реальных возможностей.

Мы избрали другой, более экономный, но не менее точный путь определения среднего состава пород в разрезах. Он заключается в приготовлении и последующем химическом или минералогическом анализе «установленных средних проб» (Ронов, Ратынский, 1952). Эти пробы составляются по стратиграфическому принципу, т. е. для определенных стратиграфических интервалов, для каждого типа пород в отдельности, из послойно отобранных образцов, навески которых берутся пропорционально мощности отдельных прослоев в разрезе. В самом принципе составления средней пробы как бы заложено статистическое осреднение состава однотипных пород данного разреза. Оно осуществляется с большой точностью. Это доказывается многими примерами близкого совпадения результатов химического анализа средней пробы и среднего состава, статистически выведенного по данным анализов отдельных образцов, послойно отобранных по тому же разрезу (табл. 8, графа 4).

Метод средних проб дает тем большую экономию в числе химических анализов, чем мощнее или сложнее разрез и, следовательно, чем большее количество образцов было послойно отобрано при изготовлении пробы. Средние пробы не исключают, а, наоборот, подразумевают необходимость проведения послойных анализов пород, но не во всех, а лишь в немногих избранных разрезах основных фациальных зон бассейна (Ронов, 1956). Они позволяют судить о закономерностях изменений состава пород по колонке, внутри стратиграфических комплексов, состав которых генерализуется методом средних проб. Таким образом, сочетание анализов средних проб и ограниченного числа разрезов, охарактеризованных послойными анализами пород, дает ценою гораздо меньших усилий почти исчерпывающую информацию об изменениях состава пород того или иного стратиграфического горизонта на площади и по вертикали. Анализы средних проб в совокупности с результатами измерений общих и частных объемов пород заключают в себе все необходимые исходные данные для точного подсчета среднего состава отдельных типов пород и их совокупности в пределах всех стратиграфических комплексов платформы, т. е. дают надежную базу для выявления общих тенденций эволюции состава отдельных типов пород и всего осадочного чехла платформы. Более того, эти данные позволяют количественно оценивать изменение абсолютных масс породообразующих и редких элементов в осадочных толщах различного возраста, что необходимо для суждения об источниках осадочного материала и подсчета баланса процессов выветривания и седиментации.

Установленные средние пробы — не свалка случайных образцов. Их составлению предшествует тщательное литологическое изучение разреза. Правильность визуальных определений пород постоянно контролируется микроскопическим изучением их в шлифах, растворением в кислотах и т. п. При отнесении пород к тому или иному типу мы руководствовались определенными критериями, согласующимися с поставленной нами геохимической задачей — отобразить средний состав природных тел, а не чистых разновидностей пород. Так, к глинам и глинистым сланцам мы относим породы, заключающие в себе более 50% фракции $<0,01$ мм. Пески и песчаники, алевроиты и алевролиты рассматриваются нами совместно как группа псаммитов. К ним отнесены породы, заключающие в себе более 50% фракции $>0,01$ мм. В состав карбонатных средних проб включаются образцы с содержанием нерастворимого остатка $<50\%$. Нас упрекают в огромном числе проб и анализов (Страхов, 1970_{1,2}). Оно не так уж велико⁴, если принять во внимание, что пробы составлены не сразу, а в результате более чем 20-летних полевых и лабораторных исследований большого коллектива сотрудников Лаборатории геохимии осадочных пород ГЕОХИ АН СССР.

Специального рассмотрения заслуживает вопрос о воспроизводимости средних проб и об индивидуальных ошибках, допускаемых при отборе образцов к составлению проб. Для ответа на него необходимо располагать анализами нескольких параллельных проб, отобранных разными исследователями из одних и тех же разрезов. Такие материалы имеются в архивах нашей лаборатории. В разные годы и разными сотрудниками, независимо друг от друга, отбирались образцы керна из одних и тех же скважин и стратиграфических интервалов. По этим образцам было составлено 7 параллельных проб, анализы которых были выполнены разными химиками. Статистическая обработка этих данных позволила определить дисперсии в оценках содержаний породообразующих компонентов. Поскольку все пробы изучались химически, то сравнение дисперсий воспроизводимости состава проб (табл. 8, графа 2) с аналитическими дисперсиями для тех же компонентов (табл. 8, графа 1) позволяет оценить статистическую значимость допускаемых погрешностей. Сравнение дисперсий произведено с помощью критерия Фишера $\left(F = \frac{S_{\text{воспр}}^2}{S_{\text{анал}}^2}\right)$.

Полученные значения F оказались для всех компонентов ниже табличных величин F при 95 и 99% вероятности. Следовательно, допущенные ошибки воспроизводимости оценок состава средних проб равны аналитическим ошибкам, т. е. статистически неотличимы от нуля. Из этого следует, что и воспроизводимость составления средних проб также очень велика.

Ошибки в оценках среднего состава разрезов становятся значимыми в тех случаях, когда отбор образцов для составления проб производится через очень большие интервалы, с пропусками отдельных прослоев, либо когда в разрезе изучаемого стратиграфического интервала отсутствуют целые горизонты. Мы подобрали соответствующие материалы по анализам параллельных проб, из которых одни составлялись полностью, а другие — с большими пропусками в отборе образцов. Сопоставление анализов проб показывает, что различия в оценках состава оказываются в подобных случаях значительными (табл. 8, графа 5). Это лишний раз убеждает нас в том, что для получения представительных характеристик среднего состава разрезов нельзя составлять средние пробы, нарушая принцип послойного отбора образцов, как и нельзя выводить средние составы по данным анализов «характерных» или случайно отобранных образцов.

⁴ Для осадочных толщ Русской платформы — 1735 проб, составленных из 29750 образцов, для Кавказской геосинклинали — 1413 проб из 26230 образцов.

Погрешности, возникающие при составлении и анализе установленных средних проб и сложно-смешанных проб

Источники погрешностей	Число степеней свободы (f)	Дисперсия содержания (S_2) $F = \frac{S_i^2}{S_{анал}^2}$										$\frac{F_{0,05}}{(F_{0,01})}$
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	
Ошибки воспроизводимости химического и количественного спектрального анализа ($S_{анал}^2$)*	25 [15]	0,176 [2,147]	0,0038	0,180 [0,337]	0,037	0,037 [0,037]	—	—	—	—	—	
Погрешности воспроизводимости оценки состава пород, возникающие при отборе образцов из одних и тех же разрезов разными исследователями ($S_{воспр}^2 + S_{анал}^2$)	7	0,236	0,0036	0,220	0,038	0,044	1,36	1	1,22	1	1,19	2,41 (3,47)
Погрешности, возникающие при составлении средних проб, выявленные в результате сравнения анализов дубликатов проб, изготовленных из тех же образцов ($S_{тех.}^2 + S_{анал}^2$)	5	0,191	0,0020	0,187	0,068	0,075	1,08	1	1,04	1,84	2,03	2,60 (3,86)
Погрешности определения состава средних проб относительно среднего состава образцов, из которых изготовлены средние пробы ($S_{ср. проб}^2 + S_{анал}^2$)*	10	[6,156]	0,0047	[0,448]	0,056	[0,111]	[2,87]	1,23	[1,33]	1,52	[3,00]	2,24 (3,13)
Погрешности оценок состава по средним пробам, изготовленным из различного числа образцов, т. е. при разной детальности составления проб ($S_{предст}^2 + S_{анал}^2$)	5	4,440	0,022	1,672	0,181	0,071	25,2	5,8	9,3	4,9	1,92	2,60 (3,86)
Погрешности в оценках среднего состава пород стратиграфических комплексов по данным анализов сложно-смешанных проб относительно средних значений, выведенных из анализов средних проб, пошедших на изготовление сложно-смешанной пробы ($S_{генерал}^2 + S_{анал}^2$)	20	0,243	0,0075	0,313	0,044	0,063	1,38	1,97	1,74	1,19	1,70	2,00 (2,70)

* Числа без скобок отвечают химическим анализам, числа в квадратных скобках — количественному спектральному анализу.

Рассмотрим один пример, ярко иллюстрирующий сказанное. В работе А. Б. Ронова и др. (1963), посвященной эволюции химического и минералогического состава песчаных пород Русской платформы, приведен график 4, воспроизведенный в статье Н. М. Страхова (1970₁). На нем сопоставлены результаты минералогических анализов средних проб и отдельных образцов алевро-песчаных пород из различных горизонтов мезозоя и кайнозоя Русской платформы. Данные по отдельным образцам собраны по литературным источникам. Из графика видно, что расхождение оценок по средним пробам и литературным материалам носят систематический характер. При разных абсолютных значениях η и другие данные обнаруживают закономерные и сходные в течение альпийского цикла изменения в содержании породообразующих минералов легкой фракции. По литературным источникам, средние оценки содержаний кварца значительно выше, а полевых шпатов и обломков пород — гораздо ниже, чем в средних пробах. Этот факт вызвал со стороны Н. М. Страхова (1970₁) замечания по поводу представительности средних проб, пренебрежения гранулометрией, искаженного отображения в наших исследованиях соотношений мономинеральных (кварцевых), олигомиктовых и полимиктовых ассоциаций минералов и т. п. За стандарт, без достаточных на то оснований, Н. М. Страхов принял литературные данные. Именно в этом и кроется причина всех недоразумений.

В минералогических анализах, заимствованных из литературных источников, существенное значение имеют материалы производственных организаций, проводивших поиски и опробование кварцевых песков. В результате, при осреднении данных произошло систематическое смещение оценок относительно природных соотношений минералов в разрезах, так как полимиктовые пески, весьма распространенные в разрезах триаса, юры и раннего мела, были затронуты минералогическим изучением в меньшей степени, чем более редкие, но представляющие практическую ценность, кварцевые пески. Средние же пробы, составленные в результате послыйного отбора образцов по большому числу разрезов, отображали истинные соотношения мономинеральных и полимиктовых пород. Правильность наших оценок, сделанных в 1963 г., полностью подтвердилась в последующие годы на большом числе дополнительно составленных нами средних проб алевро-песчаных пород из различных стратиграфических горизонтов мезозоя и кайнозоя Русской платформы. Обогащение многих горизонтов мезозойских и кайнозойских разрезов востока и юга платформы полимиктовыми ассоциациями минералов далеко не случайно, оно обусловлено приносом на платформу значительных масс геосинклинального материала из поднимавшихся горных сооружений Урала и Донецкого кряжа в начале альпийского цикла и с Кавказа в его конце. Рассматривая, однако, изменение среднего минералогического состава мезо-кайнозойских алевро-песчаных пород на геотектоническом профиле, проведенном от платформы в глубь Кавказской геосинклинали (Ронов и др., 1965, рис. 3), нетрудно увидеть, что количество кварца постепенно снижается, а содержание обломков пород растет в этом направлении. Различия между платформенными и геосинклинальными алевро-песчаными породами проявляются еще резче, если за эталон принять средний минералогический состав этих пород во всем осадочном чехле платформы. В этом случае он может быть охарактеризован как типично олигомиктовый (Ронов и др., 1963), тогда как средний состав пород геосинклиналей — как полимиктовый (граувакковый) (Ронов и др., 1965).

Не останавливаясь специально на рассмотрении крайне небольших технических погрешностей, допускаемых при составлении средних проб (табл. 8, графа 3), перейдем к оценке точности, с которой средняя проба отображает средний состав пород в изучаемом разрезе. Оценку мож-

но произвести путем сравнения химического состава средних проб со средними составами пород в тех же разрезах, выведенными на основании данных анализов отдельных послойно отобранных образцов. Такие сопоставления были проведены для 10 характерных разрезов, представляющих различные стратиграфические комплексы платформы (табл. 8, графа 4). Послойные анализы велись обычными химическими методами для TiO_2 , MgO , CO , MnO , P_2O_5 и методами количественного спектрального анализа для SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O и Na_2O , так как химическое определение этих компонентов весьма трудоемко и требует много времени. Величина аналитических дисперсий спектрального метода, разработанного в ГЕОХИ АН СССР Э. Е. Вайнштейном, Т. Ф. Боровик-Романовой и В. В. Королевым (Вайнштейн и др., 1955; Вайнштейн, Королев, 1956), больше, чем при обычном силикатном анализе (табл. 8, графа 1, числа в квадратных скобках). Вследствие этого все величины и отношения, характеризующие компоненты, определенные спектрально, рассчитаны отдельно (табл. 8, графа 4, числа в квадратных скобках), в соответствии с ошибками воспроизводимости количественного спектрального анализа. Результаты сопоставления убедительно показывают, что различие в оценках среднего состава по данным средних проб и данным послойных анализов ничтожны и с вероятностью 99% статистически не значимы.

Таким образом, рассмотренные материалы убеждают нас в том, что наиболее представительными данными, характеризующими вещественный состав осадочных разрезов, являются анализы установленных средних проб, с максимальным приближением отображающие средний состав осадочных толщ, взвешенный по их мощности, а не анализы отдельных «характерных» образцов или их случайных комбинаций. При современных возможностях аналитических исследований только с помощью метода средних проб может быть создана надежная база для познания среднего состава осадочных пород и его эволюции во времени в пределах крупных регионов и осадочной оболочки в целом. Накопленный лабораторией материал по анализам средних проб пород Русской платформы и Кавказской геосинклинали воспроизводим, доступен для проверки другими исследователями, уникален по своей объективности, и с ним давно уже считаются литологи и геохимики в СССР и за рубежом.

Еще более высокую, чем средние пробы, степень генерализации каменного материала представляют так называемые сложно-смешанные пробы. Они составляются по определенному признаку (стратиграфическому, тектоническому, фациальному и климатическому, глубине современного залегания пород и т. п.) из большого числа средних проб, представляя, таким образом, многие сотни, а иногда и тысячи образцов пород, прошедших ранее тщательное литологическое изучение (см. выше). Если средние пробы отображают взвешенный по мощности средний состав пород определенного типа и возраста в данной точке, то сложно-смешанная проба, составленная по стратиграфическому принципу, охватывая совокупность точек на всей площади региона, представляет уже средний состав всего объема пород данного типа и возраста, независимо от фациальных и климатических условий их образования. В случае, если в основу составления сложно-смешанной пробы какого-либо типа пород положен определенный фациально-климатический признак (например, сложно-смешанная проба континентальных гумидных глин), то она составляется из всех средних проб, отвечающих этому признаку, независимо от возраста пород и местоположения точек их отбора на площади изучаемого региона. Важно то, что сложно-смешанные пробы со значительным приближением отражают влияние на состав пород основного фактора, положенного в основу их составления. При этом могут быть пропущены интересные, но более частные закономерности, которые сле-

дует искать с помощью других, менее общих методов (средних проб, геохимических карт, послойных анализов и т. п.).

Сложно-смешанные пробы выгодно применять при особой трудоемкости анализов некоторых редких элементов, когда на получение достоверной оценки их средней концентрации в толщах определенного возраста или генезиса либо во всем осадочном чехле региона потребовались бы многие годы, а иногда и десятилетия, если анализам подвергать средние пробы или, тем более, послойно отобранные образцы. Контролем правильности оценок состава по анализам сложно-смешанных проб является сравнение их со средним составом, выведенным статистически из анализов средних проб, пошедших на их изготовление (табл. 8, графа 6). Из таблицы видно, что отличий в этих оценках нет, и ошибка генерализации каменного материала ($S_{\text{генерал}}$) статистически равна нулю. Таким образом, сложно-смешанные пробы представляют собой не случайную смесь образцов, а закономерную их совокупность, объединенную общими генетическими признаками.

Заключение. Итак, анализ погрешностей, допускаемых на разных стадиях исследования, показал, что они сравнительно невелики. Имеются все основания утверждать, что разработанная нами система методов с уверенностью может быть отнесена к категории количественных, обеспечивающих достоверность результатов, приблизительно равную $\pm 10\%$. Мы решительно отвергаем обвинения Н. М. Страхова (1970₁) в том, что пользуемся «псевдоколичественными» методами исследования. Оставляя на совести Н. М. Страхова общий тон и характер его статьи, мы вынуждены констатировать, что по существу он не сумел противопоставить разработанным нами методам других, более совершенных путей количественного исследования тех же объектов, хотя в аннотации к своей статье (Страхов, 1970₁) и утверждает, что им намечены «пути развития количественного анализа в литологии и палеогеографии».

Наши методы не претендуют на универсальность, применимы лишь к определенным объектам и призваны решать вполне определенные задачи. Это и естественно, так как пути познания в любой науке многообразны и определяются особенностями объектов исследования, возможностями применяемых методов и задачами, подлежащими решению. Каждый объект требует для своего познания специальных методов, далеко не всегда применимых к объекту, стоящему выше или ниже по иерархической лестнице. По меньшей мере странным выглядит стремление Н. М. Страхова абсолютизировать методы, развиваемые им лично и его школой. При всем желании нельзя, пользуясь методами Н. М. Страхова, оценить с достаточной точностью, например, средний состав осадочных толщ какого-либо крупного региона, равно как и нельзя с помощью объемного метода или метода установленных средних проб вскрыть закономерности геохимических процессов, развивающихся внутри сравнительно небольшой по стратиграфическому объему толщи осадков. Часто мы считали для себя естественным пользоваться методами и обобщениями Н. М. Страхова, равно как и последний не раз опирался на наши данные и выводы, полученные в результате применения рассмотренных выше количественных методов.

Мы хотели бы обратить внимание еще на одно обстоятельство. Нельзя подходить с разными мерками к чужим и своим работам. Требуя от других оценивать достоверность методов и полученных с их помощью результатов (Страхов, 1970₁), необходимо эти же требования предъявлять к своим исследованиям. Между тем ни в одной из работ Н. М. Страхова, где он оперирует количественными характеристиками, нет и следов анализа достоверности полученных результатов. Например, в работе по геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа (Страхов и др., 1959) для различных формаций таких обширных территорий, как Карагандинский бассейн, Донбасс и Второе Баку, приводятся оцен-

ки распространенности пород с точностью до десятых долей процента и масс органического углерода с точностью до 0,01 т. И ни слова о воспроизводимости результатов и достоверности оценок. Лишь ни к чему не обязывающая фраза: «наши цифры приблизительны». Однако это не помешало Н. М. Страхову (1970₁) в аналогичном случае, но по отношению к нашим работам, написать: «замечание авторов о том, что их оценки сделаны приближенно, не исправляет положение, ибо не указывает степень приближенности». В нашем распоряжении имеется множество аналогичных примеров. Однако критика работ Н. М. Страхова не входит в нашу задачу, тем более, что мы высоко ценим выдающийся вклад его исследований в развитие теоретической литологии и осадочной геохимии.

Завершая статью, мы не без оснований сохраняем уверенность в том, что наша система количественных методов представляет пока единственный реальный и надежный путь к оценкам объемов, масс, распространенности и средних составов осадочных пород. Только опираясь на эту количественную основу, можно получать достаточно достоверные характеристики среднего состава стратиграфических комплексов пород отдельных регионов и осадочной оболочки в целом, а следовательно, и объективно судить о тенденциях эволюции химического и минералогического состава осадочных толщ в истории Земли, о различиях в составе осадков платформенных и геосинклинальных зон земной коры, о глобальных балансах химических элементов на разных стадиях развития. Эти данные представляют собой единственную надежную базу для подсчета кларков химических элементов в осадочных породах. Наконец, измерения объемов определенных типов формаций открывают в будущем путь к приближенным прогнозным оценкам возможных запасов осадочных полезных ископаемых.

Мы не сомневаемся в том, что наши методы могут и должны быть усовершенствованы, а точность получаемых с их помощью результатов увеличена. Не исключена возможность разработки принципиально новых методических подходов к решению задач количественной литологии и геохимии. Любой прогресс в этом направлении следует только приветствовать, равно как и попытки охватить количественными исследованиями новые, ранее не изученные объекты и территории.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы, т. 1 (палеозой). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1952.
- Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы, т. 2 (мезозой). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1953.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и его геосинклинального обрамления, т. 1 (верхний докембрий и палеозой). М.—Л., Госгеолтехиздат, 1961.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, т. 2 (мезозой и кайнозой). М.—Л., Госгеолтехиздат, 1962.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. 1 (докембрий, кембрий, ордовик, силур). М., Всес. Аэрогеологич. трест Мин. геологии СССР, 1968.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. 2 (девон, карбон, пермь). М., Всес. Аэрогеологич. трест Мин. геологии СССР, 1969.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. 3 (триас, юра, мел). М., Всес. Аэрогеологич. трест Мин. геологии СССР, 1968.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. 4 (палеоген, неоген, четвертичный период). М., Гл. упр. геодезии и картографии Мин. геологии СССР, 1967.
- Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, ч. 1.—Тр. ЦНИГРИ, М., 1938, в. 108; ч. 2.—Тр. ЦНИГРИ, М., 1940, в. 121; ч. 3.—Тр. ЦНИГРИ, М., 1939, в. 126.
- Белоусов В. В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР.—Тр. ИГН АН СССР, М., 1944, в. 76.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
- Вайнштейн Э. Е., Боровик-Романова Т. Ф., Королев В. В. Спектральный анализ глин на основные компоненты.—Ж. аналит. химии, 1955, т. X, в. 3.

- Вайнштейн Э. Е., Королев В. В. Спектральное определение натрия и калия в силикатных породах.— Ж. аналит. химии, 1956, т. XI, в. 5.
- Доерфель К. Статистика в аналитической химии. М., «Мир», 1969.
- Левин Л. Э., Хаин В. Е. Тектонические предпосылки и особенности нефтегазоаккумуляции в системе мирового океана.— Изв. СССР. Сер. геол., 1971, № 3.
- Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества. М., Физматиздат, 1960.
- Ронов А. Б. Количественный метод исследования колебательных движений земной коры.— Изв. АН СССР, Сер. геогр. и геофиз., 1944, № 6 и 1945, № 2.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода).— Тр. геофиз. ин-та АН СССР. М.—Л., 1949, № 3 (130).
- Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт).— Тр. ГИН АН СССР, М., 1956, в. 4.
- Ронов А. Б. К последокембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы.— Геохимия, 1959, № 5.
- Ронов А. Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода).— В сб.: Проблемы тектоники, М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Ронов А. Б. Площади распространения основных генетических групп современных осадков в Мировом океане.— Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 3.
- Ронов А. Б., Гирич Ю. П., Казаков Г. А., Илюхин М. Н. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ.— Геохимия, 1965, № 8.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Барская Н. В. Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе (опыт количественного исследования).— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.
- Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород.— В сб.: Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ронов А. Б., Ратынский В. В. Метод установленных средних проб.— Докл. АН СССР, 1952, т. 86, № 4.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е. Девонские литологические формации мира.— Сов. геология, 1954, сб. 41.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е. Каменноугольные литологические формации мира.— Сов. геология, 1955, сб. 48.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е. Пермские литологические формации мира.— Сов. геология, 1956, сб. 54.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е. История осадконакопления в среднем и верхнем палеозое в связи с герцинским этапом тектонического развития земной коры.— Сов. геология, 1957, сб. 58.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е. Палеогеография и литологические формации материков в мезозое (Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК, проблема 12 — Региональная палеогеография). М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е. Триасовые литологические формации мира.— Сов. геология, 1961, № 1.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е. Юрские литологические формации мира.— Сов. геология, 1962, № 1.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры.— Геохимия, 1967, № 11.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н. М. О действительном балансе осадконакопления в современном океане.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 2.
- Страхов Н. М. К вопросу о количественных методах исследования осадконакопления геологического прошлого.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 3.
- Страхов Н. М. О программе и методике изучения геохимии элементов в осадочном цикле.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 9.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Стрелков Р. Б. Метод вычисления стандартной ошибки и доверительных интервалов средних арифметических величин с помощью таблиц. Сухуми, Изд-во «Алашара», 1966.
- Хаин В. Е., Левин Л. Э., Тулиани Л. И. Объем осадочной толщи и прогнозные запасы углеводородов в системе впадин мирового океана.— Докл. АН СССР, т. 201, № 5, 1971.
- Barth T. F. W. Abundance of the elements, areal averages and geochemical cycles.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1961, v. 23, p. 1—8.
- Bailey R. W., Muehlberger W. R. (Compilers). Basement rock map of United States.— *U. S. Geol. Surv.*, scale 1 : 2 500 000, 1968.
- Clarke F. W. The Data of Geochemistry, 5ed.— *U. S. Geol., Surv. Bull.* 770, Washington, 1924.

- Emery K. O. Continental margins of the world Contribution N 1878 of Woods Hole Oceanographic Institution, 1971.
- Garrels R. M., Mackenzie F. T. Evolution of sedimentary rocks. Norton and Co. 1971.
- Gilluly J., Reed J. C., Cady W. M. Sedimentary volumes and their significance.—Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, No. 2.
- Goldschmidt V. M. Grundlagen der quantitativen Geochemie. Fortschritte Mineralog., Kristalogr. und Petrogr., 1933, B. 17, S. 112—156.
- Gregor C. B. The rate of denudation in Post—Algonkian time.—Royal Netherlands Acad. Sci. Proc., 1968, v. 71, No. 1.
- Krynin P. D. The megascopic study and field classification of sedimentary rocks.—J. Geol., 1948, v. 56, p. 130—165.
- Leith C. K., Mead W. J. Metamorphic Geology. Henry Holt, N. Y., 1915.
- McKee E. D., Oriel S. S., V. E. Swenson, M. E. MacLathlan, G. C. MacLathlan, K. B. Pekner, G. W. Goldsmith, R. Y. Bell, D. J. James. Paleotectonic maps of the Jurassic system. U. S. Geol. Survey, Washington, 1966.
- McKee E. D., Oriel S. S., Pekner K. B., MacLathlan M. E., Goldsmith G. W., MacLathlan G. C., Mudge M. R. Paleotectonic maps of the Triassic system. U. S. Geol. Surv., Washington, 1959.
- McKee E. D., Oriel S. S. and other's. Paleotectonic maps of the Permian system. U. S. Geol. Surv., Washington, 1967.
- Poldervaart A. Chemistry of the Earth's crust. Geol. Soc. America, Spec. Paper, 1955, v. 62, p. 119—144.
- Schuchert C. Geochronology of the age of the Earth on the basis of sediments and life. U. S. Nat. Res. Council Bull., 1931, v. 80.
- Sloss L. L., Dapples E. C., Krumbein W. C. Lithofacies maps. An Atlas of the United States and Southern Canada. N. Y.—London, John Wiley and Sons, inc., 1960.

Институт геохимии и аналитической химии
им. В. И. Вернадского
Москва

Дата поступления
15 VI.1971

УДК 553.12 : 551.77 (571.66)

О МИНЕРАЛЬНОМ СОСТАВЕ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАМЧАТКИ, ОБУСЛОВЛЕННОМ ВЛИЯНИЕМ ВУЛКАНИЗМА

А. Р. ГЕПТНЕР

В составе пирокластического материала вулканогенно-осадочных отложений можно выделить три группы: а) непереотложенный пирокластический материал, представляющий собой непосредственно выпавшие из атмосферы продукты пеплопадов, синхронные накоплению данной толщи; б) синхронно-переотложенный пирокластический материал, т. е. перемытый и отсортированный сразу после выпадения; в) вторично-переотложенный пирокластический материал, представляющий собой продукты разрушения более древних вулканических толщ. Описаны основные признаки и критерии выделения различных групп пирокластического материала по способу и времени его отложения.

Все позднекайнозойские обломочные отложения Камчатки формировались в условиях прямого или косвенного воздействия вулканизма на процессы осадконакопления. Это касается не только вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, а и образований, которые генетически могут быть названы собственно осадочными, но по своему составу практически всегда являются продуктами разрушения сравнительно более древних и разнообразных вулканитов и вулканогенно-осадочных пород. В строении последних наряду с вулканотерригенными породами большую роль играет пирокластический материал, образующий четко выраженные прослои или смешанный в том или ином количестве с терригенными осадками. Диагностика различных типов пород в составе рассматриваемых отложений значительно затруднена. Основная причина этого заключается в том, что до сих пор отсутствуют надежные критерии выявления среди вулканогенно-осадочных пород пирокластического материала разного происхождения, времени и способа отложения.

Действительно, сейчас уже установлены основные закономерности распространения собственно вулканогенных продуктов в момент извержения, но мало еще данных об особенностях захоронения и распределения пеплового материала в отложениях разного генезиса и фаций, его взаимоотношения с терригенными компонентами, воздействие эксплозивного вулканизма на процессы постседиментационного преобразования осадков и т. д. Естественно поэтому, что при изучении вещественного состава рассматриваемых отложений в первую очередь возникла задача разработки методики достаточно надежного распознавания в составе генетически различных пород терригенных и синхронных времени образования осадка пирокластических компонентов. Трудность задачи состоит в том, что терригенные компоненты большей частью представляются продуктами преобразования более древних вулканогенных образований, минералогически сходными с собственно пирокластическими.

Легче всего распознаются те терригенные компоненты, которые возникли за счет разрушения донеогеновых метаморфических, осадочных и сильно измененных эффузивных пород. Однако они встречаются относи-

тельно редко и на значительной части полуострова никогда не играют преобладающей роли. Среди изученных пород наиболее велика их примесь среди грубообломочного и песчаного материала в четвертичных отложениях Центральной Камчатской депрессии, что связано с размывом обнажающихся в ее бортах палеозойских, меловых и палеогеновых образований. На Западной Камчатке появление подобного материала приурочено лишь к горизонтам разреза, отвечающим периодам усиления размыва в близлежащих областях сноса, где имеются отдельные участки современных выходов на поверхность относительно древних пород.

Если исключить эти случаи, то подавляющая масса терригенных компонентов позднекайнозойских отложений состоит из продуктов разрушения относительно молодых по возрасту вулканогенных образований, целиком или почти целиком слагающих большинство прежних областей сноса и, в частности, Срединный хребет. Это обломки совершенно свежих или очень слабо измененных эффузивов (базальты, андезиты, реже дациты), а также вулканического стекла и минералов вулканического происхождения, нередко трудно отличимых от собственно пепловых частиц, которые поставлялись при извержениях в ходе накопления осадочной толщи. Среди грубообломочных и песчаных фракций терригенный материал составляет до 50—100%. Не менее значительно его содержание и в алевритовых фракциях. Среди же тонко раздробленного вулканического стекла и вулканогенных минералов, составляющих значительную часть пелитового вещества, отличить собственно пирокластические компоненты от сходных с ними вторично переотложенных продуктов разрушения более древних пород становится еще труднее. Их обычно удастся лишь в целом противопоставить глинистым минералам (гидро-слюды, монтмориллонит) и органогенным компонентам осадка (тончайший растительный детрит, обломки панцирей диатомовых водорослей). Особенно это касается существенно пелитовых пород, образовавшихся в спокойной гидродинамической среде.

Указанные особенности породобразующих компонентов обуславливают в общем весьма большое однообразие минерального состава большинства изученных толщ, особенно тяжелой фракции. Так, на Западной Камчатке независимо от возраста и фациальной природы осадков основными минералами в них являются пироксены (20—100%) — ромбический и моноклинный и рудные минералы (5—50%). В большей части разрезов в небольшом количестве встречаются амфиболы (1—10%) — обыкновенная и базальтическая роговая обманки. Постоянно присутствует в единичных зернах апатит, циркон, реже эпидот и некоторые другие минералы. В легкой фракции основное значение имеют плагиоклазы (основная масса — андезин, лабрадор) и обломки вулканического стекла. Подобный состав терригенных минералов отражает андезито-базальтовый состав пород питающих провинций. При этом очень близким к указанному оказывается и минеральный состав тяжелой фракции несомненно пирокластических продуктов.

В этих условиях установить количественно соотношение в породе терригенных и пирокластических компонентов с удовлетворительной степенью приближения можно, лишь учитывая ряд специфических признаков, позволяющих более или менее уверенно разграничить среди общей массы вулканогенного материала различные по происхождению и способу отложения группы.

Первая группа — непереотложенный пирокластический материал в строгом смысле этого слова, представляющий собой непосредственно выпавшие из атмосферы продукты пеплопадов, синхронные накоплению данной толщи и впоследствии не испытавшие сортировки и перемещения (или почти не перемещенные) какими-либо поверхностными агентами.

Вторая группа — также синхронный осадконакоплению пирокластический материал, но перемытый дождевыми и тальми снеговыми водами на склонах, не покрытых растительностью, спокойно текущими водами в долинах рек и на пролювиальных конусах выноса, а также вынесенный в озеро или море и испытавший поэтому известную сортировку и захороненный в осадках в смеси с терригенными частицами. Его можно назвать синхронно-переотложенным.

Третья группа — эпихронно-, или вторично-переотложенный, пирокластический материал, представляющий собой продукты разрушения более древних вулканических толщ и входящий, таким образом, в состав терригенных компонентов породы.

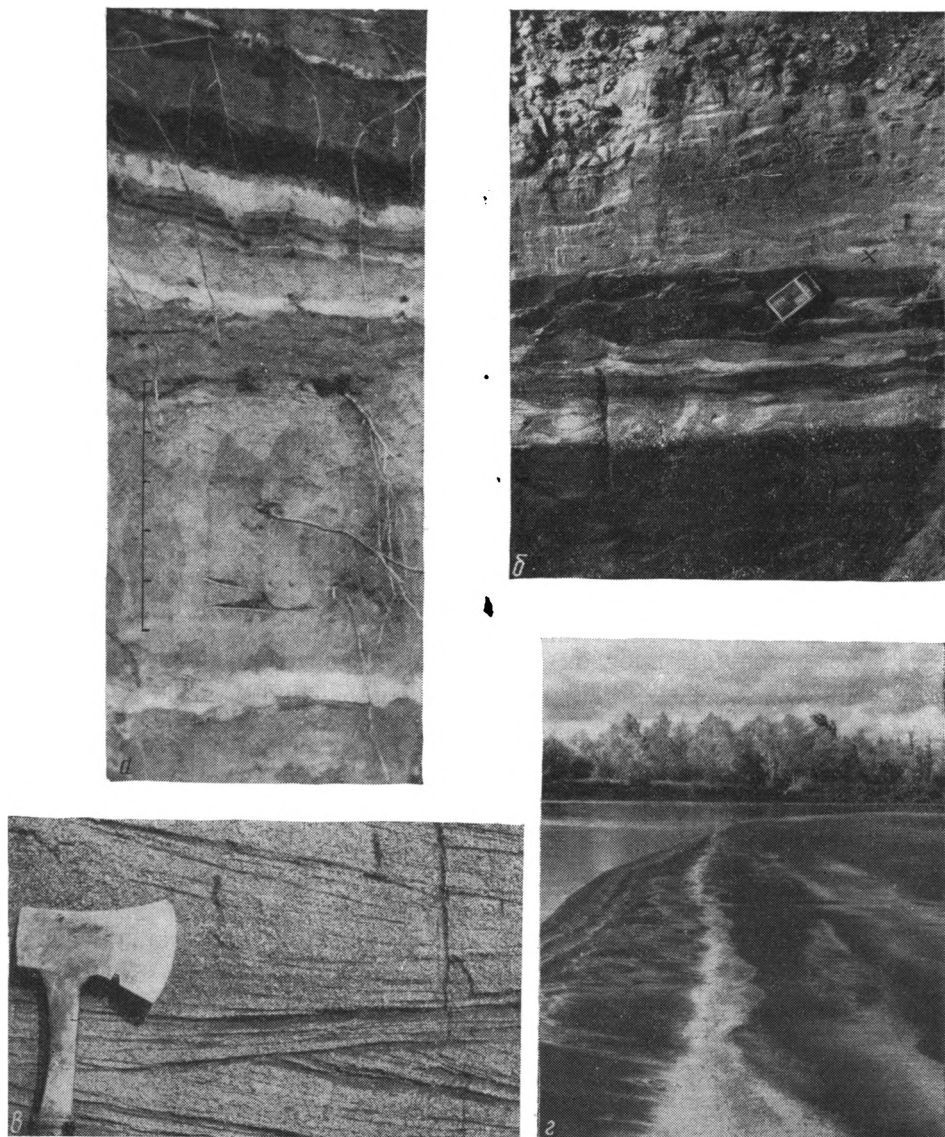
Указанные выше группы пирокластического материала могут быть встречены среди различных типов пород. Непереотложенный пирокластический материал слагает туфы. Синхронно-переотложенная пирокластика встречается в различных вулканокластических образованиях — тефроидах и вулканогенно-осадочных — туффитах. Вторично-переотложенный пирокластический материал может быть обнаружен и среди вулканотерригенных пород, представляющих собой продукты размыва геологически синхронных вулканических сооружений, и среди осадочных пород, сформировавшихся за счет разрушения геологически более древних вулканических толщ (вулcano-граувакки) (Хворова, Сибиркина, 1968; Дзоенидзе, 1969).

Собственно непереотложенный пирокластический материал образует в осадочных толщах прослой чистых вулканических пеплов, обычно встречающихся в большом количестве в осадках пойм, озер, лагун, болот и в морских отложениях, формировавшихся в относительно спокойных гидродинамических условиях. В непосредственной близости от вулканов слои и линзы непереотложенных пеплов часто встречаются также в отложениях периферической части пролювиальных конусов выноса и в делювии на пологих склонах. Эти слои и линзы, как правило, обладают четко выраженными подошвой и кровлей и не содержат заметных количеств терригенного материала. Характерны формы облекания, иногда видны раздувы мощности в понижениях древнего рельефа, выклинивание в сторону древних повышений. Обычно горизонты, сложенные пирокластическим материалом, выпавшим из воздуха, отличаются по окраске от вмещающих их терригенных пород. В случае их образования в субаэральных условиях слойчатость отсутствует, и лишь в мощных пачках наблюдается слоистость, обусловленная чередованием пеплов различного гранулометрического состава и окраски. При выпадении пепла в водоемы со спокойными гидродинамическими условиями иногда бывает заметна тонкая слойчатость, появляющаяся в результате сортировки пирокластического материала при осаждении из слоя воды. Внешний вид слоев непереотложенных пеплов показан на фиг. 1, а.

Горизонты непереотложенного пирокластического материала часто резко отличаются по гранулометрическому составу от включающих их терригенных пород. Они могут быть более крупно- либо более мелкозернистыми, чем осадки, свойственные той фациальной обстановке, в которой происходило формирование осадочной толщи, в зависимости от расстояния, на котором находится бассейн осадконакопления от вулканического центра.

Другое важное отличие непереотложенных пеплов по сравнению с вмещающими отложениями — однородность их минерального состава, прослеживаемая по простираию на большое расстояние, и часто иное процентное содержание минералов тяжелой и легкой фракций. Состав вулканического стекла, судя по показателям преломления, также характеризуется однообразием для всего слоя непереотложенного пепла.

Очень часто непереотложенные пеплы выделяются формой обломков. Для них характерны неправильно оскольчатая форма минеральных зе-



Фиг. 1. Синхронный, синхронно-переотложенный и вторично-переотложенный пирокластический материал плейстоценовых и современных отложений

a — слои непереотложенных пеплов в почвенно-пирокластическом чехле (вверху) и делювии (внизу), голоцен, р. Студеная, около 20 км западнее вулкана Острый Толбачик, одно деление линейки — 8 см; *b* — горизонты синхронно-переотложенных пеплов (X) в пойменных отложениях, плейстоцен, яр Романовский, р. Козыревка; *г* — синхронно-переотложенные пеплы (пемзовые пески) из основания разреза яра Каледеч, плейстоцен, р. Камчатка; *г* — современные вторично-переотложенные пемзовые пески на русловой отмели р. Камчатки, 1968 г.

рен или же, напротив, очень большое количество зерен с хорошо развитыми кристаллографическими очертаниями. Следы обработки отсутствуют. Очень часто пирокластические минералы окутаны или несут следы оболочки («рубашки») вулканического стекла, выступающего острыми оскольчатями гранями. В одном горизонте непереотложенного пепла обычно преобладает один морфологический тип обломков минералов или вулканического стекла (оскольчатое, тонковолокнистое, тонкопупырчатое и т. д.).

Для некоторых горизонтов непереотложенных пеплов характерно присутствие или значительное преобладание (до 90—100%) только одного темноцветного минерала (пироксены, амфиболы или рудные минералы) или увеличение содержания таких обычно редких в терригенных породах минералов, как апатит (до 58%) и циркон (до 12% от общего содержания тяжелой фракции).

Синхронно-переотложенный пирокластический материал по минералогическим и морфологическим особенностям слагающих его пепловых частиц не отличается от непереотложенного. Однако он редко образует самостоятельные слои с четко выраженными границами, а чаще бывает смешан в той или иной пропорции с терригенными обломками. Только в том случае, когда его количество значительно превышает содержание терригенных компонентов, в разрезе может быть выделен слой или линза, резко отличающиеся от вмещающих слоев по окраске и составу. Подобные слои мощностью 0,2—1,5 м были встречены и прослежены на десятки километров среди верхнеплейстоценовых отложений Центральной Камчатки (фиг. 1, б, в). Образование их, вероятно, связано с чрезвычайно мощными взрывными извержениями и быстрым выпадением огромного количества пирокластики, на короткий период времени сильно «разубожившей» терригенный материал и резко снизившей поступление его в область аккумуляции. Отложения эти хорошо слоисты. Характер слоистости зависит от фациальной обстановки отложения пирокластического материала.

Наличие достаточно большой примеси синхронно-переотложенного пепла может сказаться на гранулометрическом составе породы. Примером может служить наличие в песчаных или алевро-пелитовых пойменных осадках псефитовых обломков пемзы, легко плавающих и переносимых на большие расстояния во время половодья и заносимых потоками воды на пойму.

В некоторых случаях важным признаком наличия синхронно-переотложенного пепла может служить резкое различие содержания тяжелой фракции по разрезу без изменения гранулометрического состава породы и фациальной природы исходного осадка. Как показали наши наблюдения, содержание тяжелой фракции в общем находится в зависимости от особенностей гидродинамической среды осадконакопления. В осадках, накапливавшихся в спокойных (озера и болота) или медленно текущих (пойма) водах, а также на тех участках моря, где не происходило интенсивного перемешивания и сортировки осадка волнами (лагуны или заливы у низменного берега), ее содержание 0,1—12%. В осадках, образовавшихся при воздействии сильных течений (русло реки) или частых и сильных волнений (открытое побережье моря, пляж), количество тяжелой фракции увеличивается до 20—40%. Резкие отклонения от этих норм происходят в результате привноса в осадок большого количества тяжелых минералов пирокластического происхождения или, наоборот, обогащения осадка легким вулканическим стеклом и плагиоклазами, поступавшими из пеплопадов. Разделение пирокластических продуктов в районах пеплопадов по удельному весу происходит в результате эоловой дифференциации (Гуценко, 1965). В общем случае в районах, удаленных от вулканического аппарата, пепел обогащается легкими компонентами. Насколько интенсивна бывает эоловая дифференциация, показывают случаи, когда в непосредственной близости от вулкана выпадал пепел, почти целиком состоящий из одного какого-нибудь минерала.

В связи со сказанным присутствие синхронно-переотложенного пирокластического материала в составе тех или иных отложений обычно хорошо распознается по наличию резких изменений содержания минералов тяжелой фракции, сходство физических свойств которых исключает обогащение одним из них в результате естественного шлихования. Так, наиболее характерными и чаще всего встречающимися минералами изу-

ченных терригенных отложений являются пироксены и рудные. Поэтому, если выпавший и смешавшийся с осадком пепел также богат пироксенами или рудными минералами, то их содержание в породе возрастает, и тем самым относительно сокращается против средней нормы содержание, например, амфиболов. Увеличение содержания пироксенов обычно сопровождается одновременным появлением большого количества основных плагиоклазов (лабрадор, битовнит) и пирокластического апатита (единицы и десятки процентов от всей тяжелой фракции). Появляется также вулканическое стекло относительно более основного состава. При извержении более кислых андезит-дацитовых и дацитовых продуктов с большим количеством амфиболов в осадочных породах, включающих синхронно-переотложенный пепловый материал, резко увеличивается содержание амфиболов и соответственно падает количество пироксенов. В этих же породах увеличивается количество более кислых плагиоклазов (кислый андезин, олигоклаз), появляется большое количество кислого вулканического стекла, а иногда и циркона несомненно пирокластического происхождения.

Синхронно-переотложенный пирокластический материал по сравнению с непереотложенным распространен значительно шире. Практически он может быть встречен в отложениях всех фаций. Необходимо подчеркнуть, что для его выявления отмеченные выше признаки необходимо применять в комплексе.

Эти признаки позволяют и с достаточной определенностью отделить вторично-переотложенный терригенновулканогенный материал, образующийся в результате разрушения относительно более древних вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, хотя минеральный состав его и сходен с составом пирокластического материала, синхронного времени накопления осадка (фиг. 1, г). Кроме того, в вулканотерригенных отложениях часто присутствуют обломки измененных лав и туфов, частицы псаммитовой и псефитовой фракций в них обычно хорошо обработаны и отсортированы, а минеральный состав практически остается неизменным внутри одного или даже нескольких стратиграфических подразделений.

Изложенные выше критерии разграничения различных по генезису компонентов вулканогенно-осадочных отложений не исчерпывающие. Тем не менее представляется возможным уже сейчас считать их основаниями при решении вопросов происхождения исходного кластического материала пород и выяснении влияния эксплозивных извержений вулканов на минеральный состав отложений.

Для иллюстрации вышеизложенного рассмотрим некоторые результаты исследования осадочных и вулканогенно-осадочных четвертичных отложений Камчатки.

В четвертичное время извержения многочисленных вулканов на Камчатке происходили в Срединном хребте и в ряде районов Восточной Камчатки. Продукты этих извержений очень разнообразны. Наряду с лавами основного и среднего состава извергались и кислые разности. Исследованиями последних лет установлено, что в разрезе четвертичных вулканогенных образований могут быть выделены два стратиграфических горизонта, в составе которых особенно большую роль играют кислые продукты извержений (дациты и липариты, кислые разности андезитов), представленные лавами, туфами, пемзами и игнимбритами (Саватеев, 1966; Апрельков и др., 1966; Огородов, 1964; Мелекесцев, 1967). Один из них установлен среди плейстоценовых образований Срединного хребта. Возраст этого комплекса кислых вулкаников на основании соотношения с моренами обычно определяется как средне-верхний плейстоцен. Материалы последних исследований позволяют уточнить эту датировку. Сейчас определен абсолютный возраст¹ перлитов горы Алней, относящихся

¹ Предварительные данные Б. А. Белова по трековому методу (ГИН).

Наименование	Белорецкий горизонт					Листваговский горизонт	
	Аллювий I терраса р. Тигиль	Аллювий I терраса р. Тигиль	Аллювий I терраса р. Тихой	Аллювий I терраса р. Тихой	Морена бассейна р. Седаян	Морена бассейна р. Тигиль	Морена бассейна р. Тигиль
Пироксены	66	63	47	70	80	32	70
Амфиболы	4	7	3	5	3	8	0
Рудные	30	30	50	25	17	60	30

к этому комплексу. Согласно полученным данным, возраст их 110 ± 25 тыс. лет, что соответствует началу верхнего плейстоцена. На Восточной Камчатке, по И. В. Мелекесцеву (1967), этому времени приблизительно соответствует крупнейшая вспышка кислого вулканизма, охватывающая конец межледникового и начало верхнечетвертичного оледенения.

Второй горизонт кислого пирокластического материала относится к голоцену (возможно, частично к концу плейстоцена). Но напряженность эксплозивных извержений этого времени была значительно меньшей.

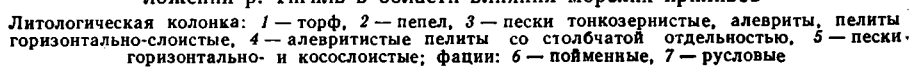
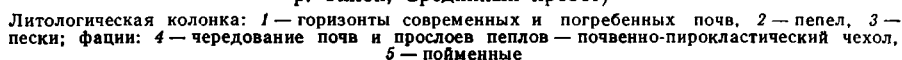
В результате исследования осадочных четвертичных отложений в бассейне р. Тигиль Западной Камчатки было установлено наличие большого количества непереотложенного и синхронно-переотложенного пирокластического материала в отложениях только двух стратиграфических горизонтов: в верхнеплейстоценовых межледниковых — крутоярских (II терраса р. Тигиль) — и голоценовых. В толщах осадков, сформировавшихся непосредственно перед крутоярским межледниковьем (листваговский горизонт) и после него (белорецкий горизонт), синхронный пирокластический материал отсутствует или содержится в незначительном количестве (во всех случаях исследовались осадки, образовавшиеся в сходных условиях) (Гептнер, 1965; Гептнер и др., 1965).

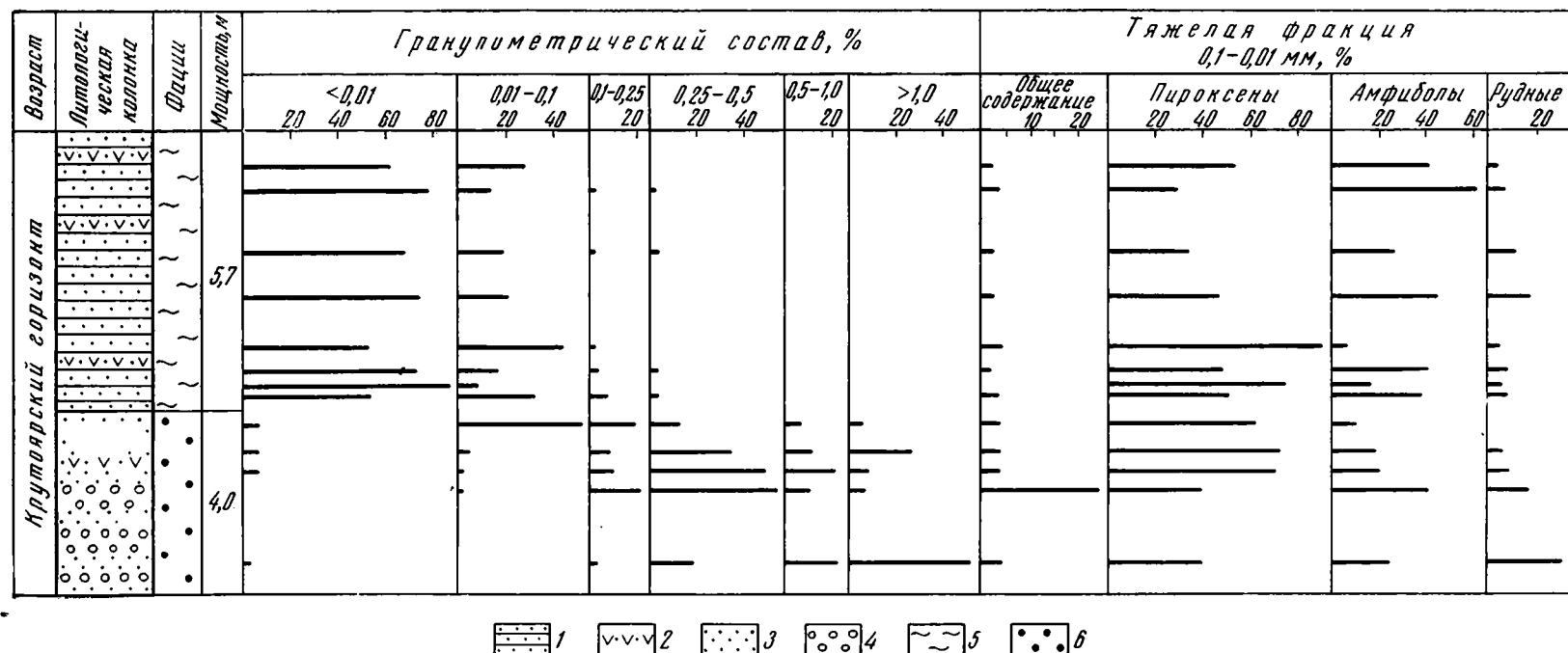
При минералогических исследованиях основное внимание уделялось изучению алевритовой фракции (0,1—0,001 мм), в достаточно большом количестве присутствующей во всех исследованных осадках различного генезиса и содержащей наибольшее количество тяжелых минералов. Изучение этой фракции позволяет получить наиболее полную характеристику состава пирокластического материала, так как на большом расстоянии от центров извержения выпадает только пепел алевро-пелитовой размерности. Состав алевритовой фракции постоянно сравнивался с составом песчаной фракции. Иногда при таком сравнении удавалось получить дополнительные данные для суждения о пирокластической природе тех или иных минеральных компонентов. Основные итоги сводятся к следующему.

В тяжелой фракции листваговских и белорецких отложений различного генезиса основными компонентами являются пироксены и рудные минералы, а амфиболы отсутствуют или встречаются в очень небольшом количестве (таблица, фиг. 2).

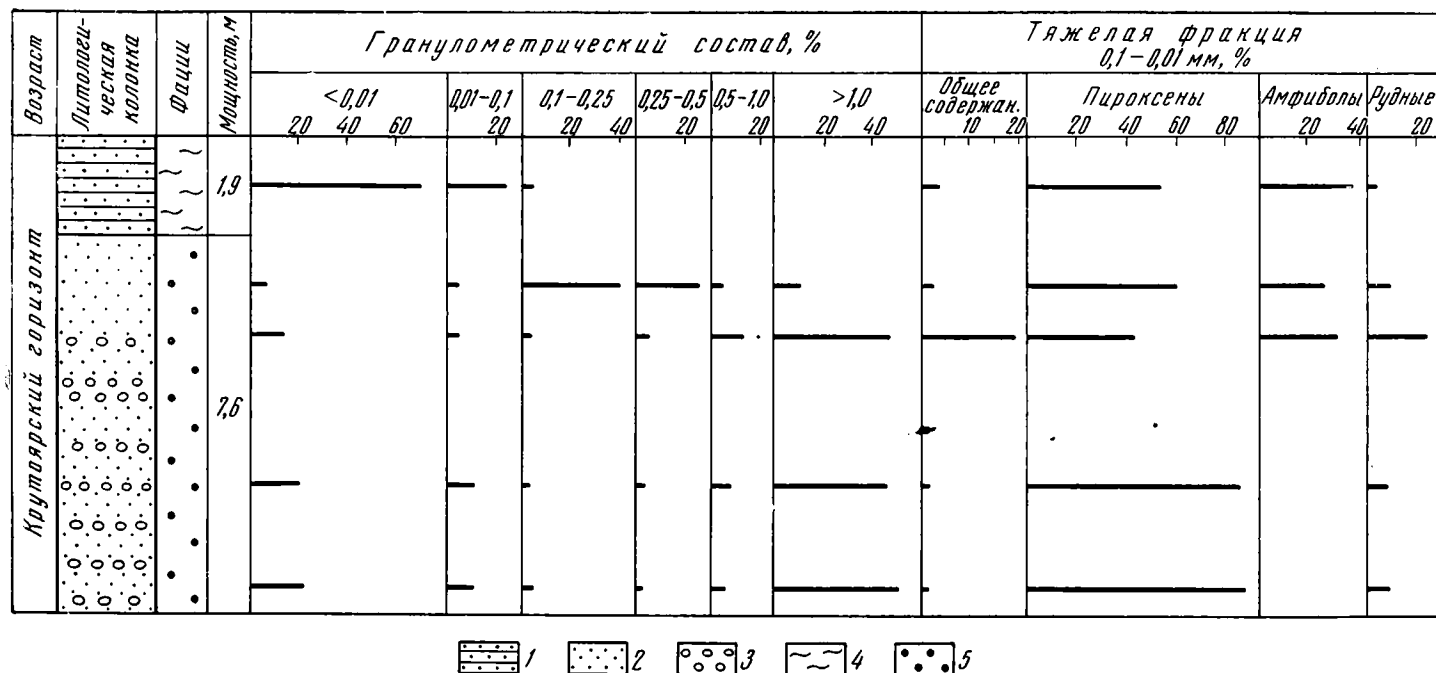
В легкой фракции основными компонентами являются плагиоклазы, среди которых встречаются битовнит, лабрадор и андезин. В небольшом количестве присутствует олигоклаз и кварц. Обломки вулканического стекла составляют не более 5—10% легкой фракции.

Минеральный состав крутоярских и голоценовых отложений существенно отличается от такового листваговских и белорецких (фиг. 3—5). Для большинства исследованных образцов характерно значительно большее содержание в составе их тяжелой фракции амфиболов. В крутоярских отложениях количество амфиболов 0—62%, причем наиболее





Фиг. 4. Минеральный состав тяжелой фракции крутойрских аллювиальных отложений р. Тигиль у устья
Литологическая колонка: 1 — пески тонкозернистые, алевроиты, пелиты горизонтально-слоистые, 2 — пепел, 3 — пески горизонтально- и косослоистые, 4 — галечники горизонтально- и косослоистые; Фаши: 5 — пойменные, 6 — русловые



Фиг. 5. Минеральный состав тяжелой фракции крутойрских аллювиальных отложений р. Тигиль в 8 км от устья
Литологическая колонка: 1 — пески тонкозернистые, алевроиты, пелиты горизонтально-слоистые, 2 — пески горизонтально- и косослоистые, 3 — галечники горизонтально- и косослоистые; фаши: 4 — пойменные, 5 — русловые

значительные изменения их содержания отмечаются в аллювиальных отложениях, а наименьшие в делювии, образовавшемся в результате денудации морен листваговского горизонта. Результаты анализа состава тяжелой фракции аллювиальных крутоярских отложений представлены на фиг. 4, 5. Из приведенных данных видно, что изменения минерального состава аллювиальных крутоярских отложений и, в частности, изменение количества амфиболов, не зависят от гранулометрического состава анализируемой породы и содержания в ней тяжелой фракции. Основными компонентами легкой фракции в этих отложениях являются вулканическое стекло и плагиоклазы. Состав плагиоклазов, как и в листваговских и белорецких отложениях, разнообразный, но здесь основная роль принадлежит андезинам. Показатели преломления вулканического стекла варьируют в широких пределах от 1,501 до 1,536 для бесцветного и 1,516—1,540 для бурого стекла.

Исследование прослоев и линз, сложенных в основном пирокластическим материалом, показало, что по составу он может быть разделен на две группы. К одной относится пирокластический материал, в составе тяжелой фракции которого основную роль играют амфиболы (иногда их до 100%), а к другой — пеплы, в которых в тяжелой фракции главным компонентом являются пироксены (до 75%). В роговообманковых пеплах показатель преломления вулканического стекла несколько ниже (1,501), чем в пироксеновых (1,501—1,516), хотя различия эти очень незначительны, а иногда просто отсутствуют. Состав плагиоклазов сходный — преобладающим компонентом является андезин. Роговообманковые пеплы отличаются тем, что в их составе часто в большом количестве встречаются кварц и биотит. В пеплах с большим количеством пироксена отмечено значительное содержание (примерно до 1%) апатита пирокластического происхождения.

О большом количестве синхронной пирокластики в крутоярских отложениях можно судить на основании сравнения анализов тяжелой фракции с таковыми для листваговских и белорецких отложений, в составе которых не обнаружено заметной ее примеси. О существенно терригенном происхождении пород обоих последних горизонтов свидетельствует также сходство количественного соотношения минералов тяжелой фракции в этих отложениях и в большей части исследованных коренных пород различного возраста, распространенных на водосборной площади. В обоих случаях отмечается исключительное преобладание пироксенов и рудных минералов. Амфиболы встречены в большом количестве только в некоторых горизонтах неогеновых отложений, например, в нижнеэрмановских и энемтенских, мощность и площадь распространения которых, однако, невелика и поступающие из них при размывании амфиболы не в состоянии значительно повысить общее среднее их содержание в четвертичных осадках. И действительно, в нескольких километрах ниже по р. Тигиль встречены выходы неогеновых отложений с большим (до 100%) содержанием амфиболов; последние в тяжелой фракции аллювиальных белорецких отложений составляют не более 4%, а содержание пироксенов, напротив, превышает 60%.

Уже на основании приведенных соображений можно сделать вывод, что большая часть амфиболов в крутоярских слоях в этом же районе имеет пирокластическое происхождение. На большую роль в их составе синхронной пирокластики указывают и морфологические особенности минералов легкой и тяжелой фракций, например, наличие на многих зернах плагиоклазов, пироксенов и амфиболов оболочки вулканического стекла с острыми выступающими краями, резкие колебания размеров зерен пироксенов, амфиболов и других минералов в пределах одной и той же гранулометрической фракции, оскольчатая форма более крупных обломков при наличии окатанных более мелких, обогащение вулканическим стеклом одной определенной фракции и т. п. О пирокластической

природе значительной части амфиболов в крутоярских отложениях свидетельствует также сильно повышенное в некоторых слоях содержание красно-бурой базальтической роговой обманки ($cNg=0-3^\circ$). Ее соотношение с остальными амфиболами колеблется здесь от 1:1; 1:2 до 1:7; 1:10; 1:25. Среди дочетвертичных пород только в некоторых, сравнительно маломощных горизонтах, указанное соотношение достигает 1:1 или 1:4, тогда как в большей части разрезов оно равно 1:25 и более. Естественно, что в результате размыва пород с небольшим количеством амфиболов вообще и красно-бурой базальтической роговой обманки в частности не могло произойти увеличение их содержания в четвертичных осадках.

На основании вышеизложенных данных можно сделать вывод, что во время формирования крутоярских осадочных отложений Тигильского района на Камчатке происходили эксплозивные извержения вулканов, поставлявшие пирокластический материал различного состава, в связи с чем среди тяжелых минералов преобладали то амфиболы, то пироксены. При выпадении пепла с большим количеством амфиболов происходило обогащение осадка этими минералами. Если же пеплы были обогащены пироксенами, количество амфиболов в осадке резко сокращалось, а при очень большом поступлении пирокластики они могли «исчезнуть» совершенно.

Голоценовые отложения, как и крутоярские, минералогически отличаются от листваговских и белорецких значительно большим содержанием амфиболов (см. фиг. 1, 2). На основании полученных данных можно сделать вывод, что основная роль в голоценовом пирокластическом материале принадлежит пеплам таких вулканов, при извержении которых наряду с большим количеством амфиболов выбрасывалось много кислого вулканического стекла и плагиоклазов группы андезина. Подчиненную роль играют пеплы основного и среднего состава с пироксеном и реже оливином в тяжелой фракции. Среди голоценовых вулканов, поставлявших указанный пирокластический материал на территорию Тигильского района, могли быть Ичинский и Хангар, расположенные южнее, и Шивелуч и Ключевская группа вулканов, находящиеся восточнее изученной территории. Те и другие находятся примерно на одинаковом расстоянии от исследованных разрезов голоценовых отложений. По составу кислый пирокластический материал с одинаковым успехом может быть отнесен и к южной, и к восточной группе вулканов, со стороны которых он, по-видимому, и поступал одновременно, но скорее всего в неодинаковых количествах. Этому не противоречат имеющиеся сведения о составе продуктов извержения обеих групп вулканов. По данным Н. В. Огородова (1964) и Т. Ю. Марениной (1962), в строении наиболее молодых частей разреза Ичинского вулкана (абсолютный возраст 6460 лет) большую роль играют роговообманковые и роговообманково-пироксеновые андезиты. В составе вулкана Шивелуч, современная постройка которого возникла в голоцене (Мелекесцев, 1967), по данным А. А. Меняйлова (1955), грубый пирокластический материал также представлен главным образом роговообманковыми и роговообманково-пироксеновыми андезитами. Известно, что в распределении пепла по площади большую роль играет направление ветра в момент извержения. Если считать, что в голоцене направление основных ветров было таким же как и сейчас, то можно сделать вывод, что для поступления пирокластического материала в рассматриваемый район с юга существовали более благоприятные условия, во всяком случае к югу от долины р. Тигиль (Курсанова, 1963).

Итак, отмеченные изменения минерального состава некоторых кластических компонентов рассматриваемых отложений обусловлены неравномерным во времени выпадением пирокластического материала разного состава.

Изучение вещественного состава ряда горизонтов четвертичных отложений Западной Камчатки позволило выявить существенное влияние эксплозивного вулканизма на минеральный состав осадочных отложений и установить неравномерность распределения в их составе синхронного пирокластического материала. Полученные сведения о характере его распределения в разрезе дают дополнительный материал по истории развития эксплозивного вулканизма района и позволяют сопоставлять немые вулканогенные толщи четвертичного возраста с одновозрастными осадочными отложениями, расчленение и возраст которых обосновываются данными биостратиграфических исследований. Так, на основании изучения распределения синхронного пирокластического материала в осадочных четвертичных отложениях Тигильского района Западной Камчатки можно выделить два этапа проявления кислых эксплозивных извержений: один относится ко времени межледниковья (крутоярского), другой — к голоцену. Полученные данные позволяют уточнить стратиграфическое положение нижнего горизонта кислых пород, выделенных в разрезе четвертичных вулканитов Срединного хребта, синхронизируя его с крутоярским горизонтом.

Изложенный опыт выделения и диагностики пирокластического материала по способу и времени его отложения, несомненно, окажется полезным при выяснении некоторых особенностей литогенеза, связанных с влиянием вулканизма на формирование минерального состава континентальных отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Апфелков С. Е., Шеймович В. С., Харченко Ю. П. Перлиты гор Бархатная и Купол на Камчатке (Всесоюзное совещание по закономерностям размещения и образования промышленных типов месторождений вулканических стекол. Тезисы доклада). М., ИГЕМ АН СССР, 1966.
- Гептнер А. Р., Скиба Л. А., Лупикина Е. Г. Попытка корреляции верхнего плейстоцена Камчатки и Чукотки.— В сб.: Корреляция антропогенных отложений Северной Евразии. М., «Наука», 1965.
- Гептнер А. Р. Стратиграфия плиоцена и плейстоцена Камчатки (реферат доклада).— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геологии, 1965, вып. 4.
- Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., «Наука», 1965.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Курсанова И. А. Сильные ветры на Камчатке.— Вопросы географии Камчатки, 1963, № 1.
- Маренина Т. Ю. Ичинский вулкан в Срединном хребте Камчатки.— Тр. лабор. вулканологии. М., 1962, вып. 22.
- Мелекесцев И. В. Масштаб и возраст последней крупнейшей вспышки кислого вулканизма на Камчатке.— В сб.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., «Наука», 1967.
- Меняйлов А. А. Вулкан Шивелуч — его геологическое строение, состав и извержение.— Тр. Лабор. вулканол. АН СССР. М., 1955, вып. 9.
- Огородов Н. В. Основные черты четвертичного вулканизма Срединного хребта Камчатки.— В сб.: Проблемы вулканизма (матер. ко II Всес. вулканологическому совещ. тезисы доклада). Петропавловск-Камчатский, Ин-т вулканологии АН СССР, 1964.
- Саватеев Д. Е. Пемзы, вулканические стекла и шлаки Камчатки (Всес. совещ. по закономерностям размещения и образования промышленных типов месторождений вулканических стекол, тезисы доклада). М., ИГЕМ АН СССР, 1966.
- Хворова И. В., Сибиркина Л. М. Информация о семинаре по классификации, номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных (обломочных) пород.— Литол. и полезн. ископ. 1968, № 5.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
19.X.1970

УДК 552.313 : 551.73 (571.5)

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПЕПЕЛ В УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СРЕДНЕЙ СИБИРИ

А. В. ВАН

Рассматривается вопрос о роли вулканического пепла в формировании угленосных отложений. Установлено постоянное присутствие пеплового материала во всех изученных разрезах верхнего палеозоя Средней Сибири. Распределение его подчиняется определенной закономерности, выразившейся в увеличении содержания вулканокластики в угольных пластах. Присутствие вулканического пепла в продуктивных отложениях угольных месторождений — явление естественное и неизбежное в силу тектонических позиций этих территорий и приуроченности времени угленакопления ко времени активного проявления вулканической деятельности.

Нами изучены керны многих скважин, пробуренных в Кузнецком, Минусинском и Тунгусском бассейнах, а также образцы из обнажений по берегам рек этих же районов (фиг. 1). Просмотрено около 10 000 прозрачных шлифов и сделано большое количество различных анализов. Продуктивные толщи угленосных бассейнов верхнего палеозоя Средней Сибири — Кузнецкого, Минусинского и Тунгусского — содержат вулканический пепел во всех изученных нами разрезах.

Кузнецкий бассейн. Угленосные отложения Кузнецкого бассейна представлены мощной толщей осадочных пород каменноугольного и пермского возраста. Согласно унифицированной стратиграфической схеме они расчленяются на шесть свит: острогскую (C_1^3 *ostr*), нижебалахонскую (C_{2+3} *bl*), верхнебалахонскую (P_1 *bl*), кузнецкую (P_2 *ks*), ильинскую (P_2 *il*), ерунаковскую (P_2 *er*). Вулканический пепел установлен во всех свитах (Ван, 1968).

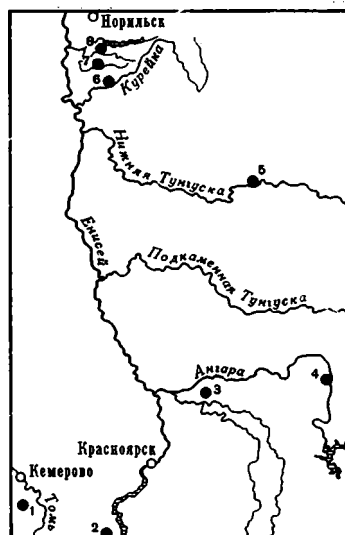
Острогская свита в нижней части состоит преимущественно из грубообломочных пород: конгломератов и песчаников с тонкими прослоями туфов и туффитов. Верхние горизонты свиты отличаются повышенным содержанием пирокластики и сложены ритмически переслаивающимися терригенными и вулканогенными породами. Больше всего пепла на северной и западной окраинах бассейна. У с. Ермаки свита более чем наполовину представлена туфами.

Нижебалахонская свита содержит промышленные пласты каменного угля. Особенностью нижней подсвиты — алыкаевской — является присутствие мощных крупнозернистых пачек песчаников и туфопесчаников с линзовидными прослоями гравелитов, содержащих обломки ожелезненных туфов. Верхняя подсвита — мазуровская — сложена переслаивающимися песчаниками, туфами и туффитами или туфогенными аргиллитами.

Верхнебалахонская свита максимально угленосна. Роль пирокластического материала в ней также велика. Характерно увеличение количества пеплового материала в направлении к угольным пластам.

Кузнецкая свита представлена толщей непродуктивных осадков. В основании свиты лежит мунгатский пестроцветный горизонт, состоя-

Фиг. 1. Схема расположения районов исследования
Цифры на схеме: 1 — Кузнецкий бассейн; 2 — Минусинский бассейн; Тунгусский бассейн; 3 — Кокуйская впадина; 4 — среднее течение р. Ангары; 5 — Туринская опорная скважина; 6 — р. Курейка; 7 — р. Горбятин; 8 — реки Брус. Танка



ший из сидеритизированных туфогенных аргиллитов и тефрогенных алевролитов. Основная часть свиты сложена чередующимися пачками песчаников, алевролитов и пепловых пород, включающих линзовидные прослои или конкреции карбонатов.

Ильинская свита сильно изменчива и в различных районах представлена по-разному. Наиболее обогащены пепловым материалом центральные и южные районы. В северных районах, в зоне преимущественного развития песчаников, примесь пирокластиков отмечается только в низах свиты.

Ерунаковская свита содержит вулканогенный материал, равномерно распределенный по всему разрезу в виде туфов и туффитов, переслаивающихся с терригенными породами. Как правило, наибольшее количество пирокластиков приурочено также к угольным пластам, где туфы и туффиты образуют почву пласта или залегают внутри его в виде тонких каолинизированных прослоев.

Минусинский бассейн. Угленосные отложения Минусинского бассейна выполняют ряд впадин, расположенных в пределах одноименного межгорного прогиба. Согласно принятой стратиграфической схеме в разрезе намюр-нижнепермской угленосной толщи (фиг. 2) выделено пять свит: конгломератовая ($C_1 n$), черногорская ($C_2^1 ch$), безугольная ($C_2^2 bs$), белоярская ($C_3 bl$), нарылковская ($P_1 nr$).

На присутствие тонких прослоев пепловых туфов указывал ранее В. М. Богомазов (1961).

Нами изучены два разреза: Бейский и Изыхский. В результате установлено, что пирокластический материал встречается в обоих разрезах и в значительном количестве. Его больше, чем представлялось до сих пор.

Ниже приводится краткая характеристика разреза угленосной толщи Минусинского бассейна.

Присутствие вулканического пепла в конгломератовой свите никто не отмечал. Из четырех горизонтов, отчетливо обособляющихся в разрезе свиты, наиболее пеплонасыщены два, выделенные В. М. Богомазовым (1961): углисто-алевролитовый и песчано-алевролитовый.

Наиболее распространены в этих горизонтах алевроитовые кристалло-аповитрокластические туфы и туффиты, глубоко сидеритизированные (фиг. 3). Основная масса породы сложена тонко- и мелкозернистым сидеритом с ясно выраженной реликтовой пепловой структурой. Среди основной массы отмечаются остроугольные и фигурные осколки кварца, полевых шпатов и удлиненные пластинки слюд. Последние большей частью хлоритизированы. Полевые шпаты представлены преимущественно кислыми разновидностями с небольшой примесью плагиоклазов среднего состава и калишпатов. Более крупные псаммитовые фрагменты вулканического стекла замещены глинистым хлорито-гидрослюдистым веществом или окремнены.

В верхней части свиты в Изыхском разрезе обнаружен прослой псаммитового кристаллокластического туфа, состоящего почти исключительно из фенокристаллов и осколков кали-натровых полевых шпатов, редких обломков измененного вулканического стекла и кусочков пемзы.

В качестве примеси присутствуют тонкие игольчатые пластинки слюд и редкие зерна кварца. Цементом служит пелитоморфное глинисто-железистое вещество.

Примерно на этом же уровне в Бейском разрезе имеется пласт псаммитового кристалло-аповитрокластического туфа, состоящего из изометричной и, реже, угловатой формы витрокластики, которая замещена хлоритом и глинисто-микрофельзитовой массой.

Туфогенные аргиллиты встречаются вблизи угольных пластов и генетически связаны с витрокластическими туфами. Пепловые частицы полностью замещены гидрослюдой с примесью хлорита. Под воздействием давления лежащих выше пород они расплющены в субпараллельные вытянутые линзообразные агрегаты, придающие породе микрофлюидальную текстуру. Часто в туфогенных аргиллитах отмечается значительная примесь слюдистого детрита с редкими осколками кварца и полевых шпатов.

Туфопесчаники и туфоалевролиты присутствуют во всех четырех горизонтах свиты. Они связаны постепенными переходами с вулканомитовыми песчаниками, содержащими большое количество эффузивных обломков главным образом кислого ряда. Пирокластика в них представлена разложенным стеклом.

Черногорская свита образована переслаивающимися между собой туфогенными, часто углистыми, аргиллитами и туфосидеритами, туфами, туффитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками и тефрогенными песчаниками.

Туфы и туффиты сложены алевритовой и псаммитовой кластикой, которая представлена витрическим материалом, замещенным каолинитом, гидрослюдой, сидеритом, хлоритом или глинисто-кремнистым веществом. Сидеритизации обычно подвержены алевритовые туфы, залегающие вблизи угольных пластов. Причем этот процесс протекает так глубоко, что образуется полностью сидеритизированная порода с реликтовой пепловой структурой. В псаммитовых туфах сидерит встречается только в виде микроконкреций, в то время как основная масса пирокластики преобразована в мелкозернистые агрегаты кварца и альбита или в скопления волокнистых образований гидрослюды и кристаллов каолинита. Кристаллокластика, присутствующая в виде примеси, состоит в основном из кварца, кислых плагиоклазов, кали-натровых полевых шпатов, слюд и обломков кислых эффузивов. В туфопесчаниках и туфоалевролитах тонкая пепловая примесь образует связующее вещество. Только отдельные крупные частицы стекла сохраняют первичную причудливую форму, хотя и полностью замещены хлоритом.

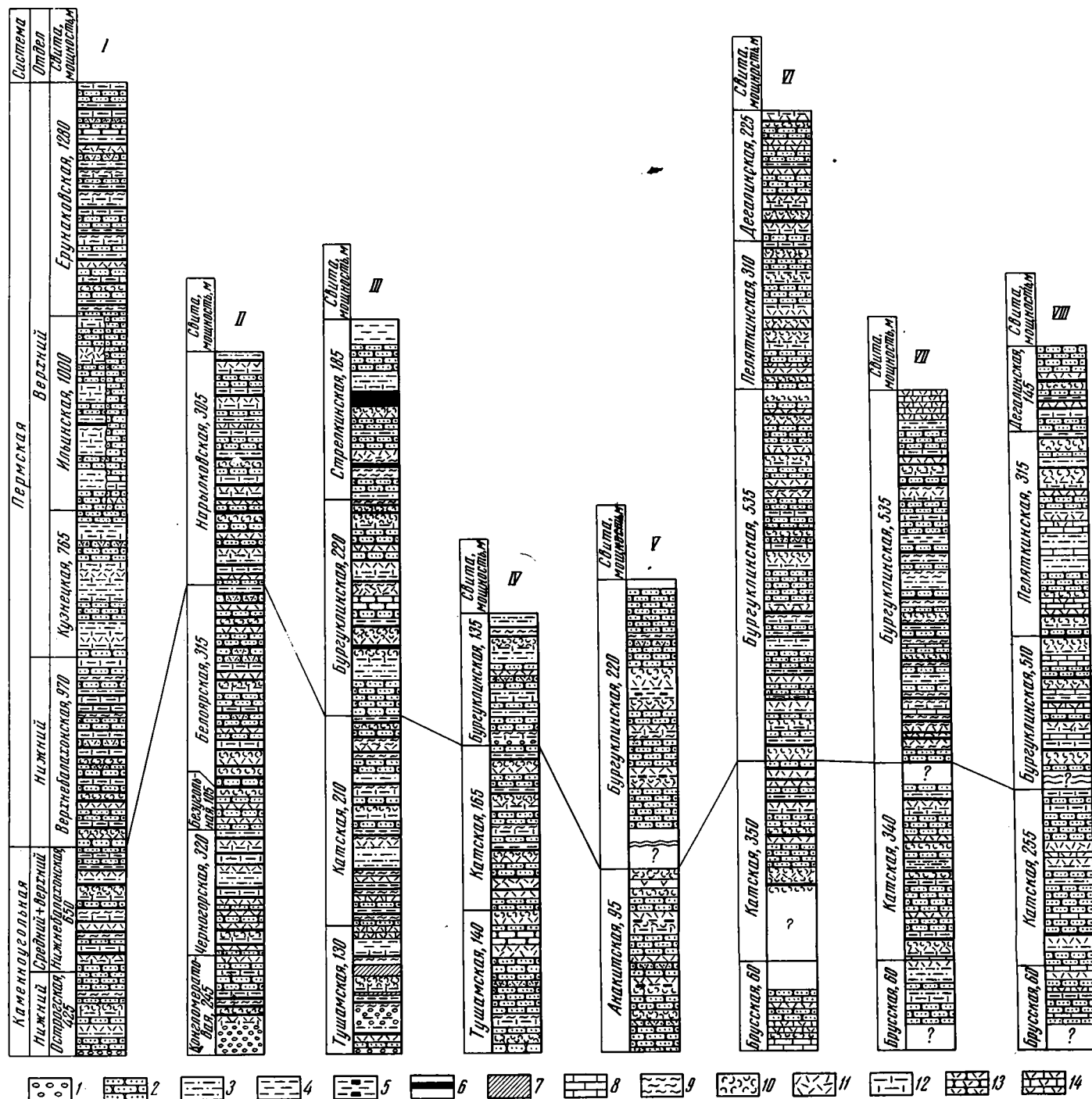
В свите широко распространены тефрогенные песчаники, которые сложены главным образом близко переотложенными вулканогенными продуктами. По составу они очень близки псаммитовым туфам и туффитам и отличаются лишь некоторой окатанностью обломочных фрагментов.

Безугольная свита, в отличие от черногорской, характеризуется некоторым увеличением роли более тонкозернистых пород.

Туфогенные аргиллиты в большинстве случаев полностью утратили первичные признаки. Только карбонатные конкреции, заключенные в этих аргиллитах, сохранили четко выраженную реликтовую пепловую структуру.

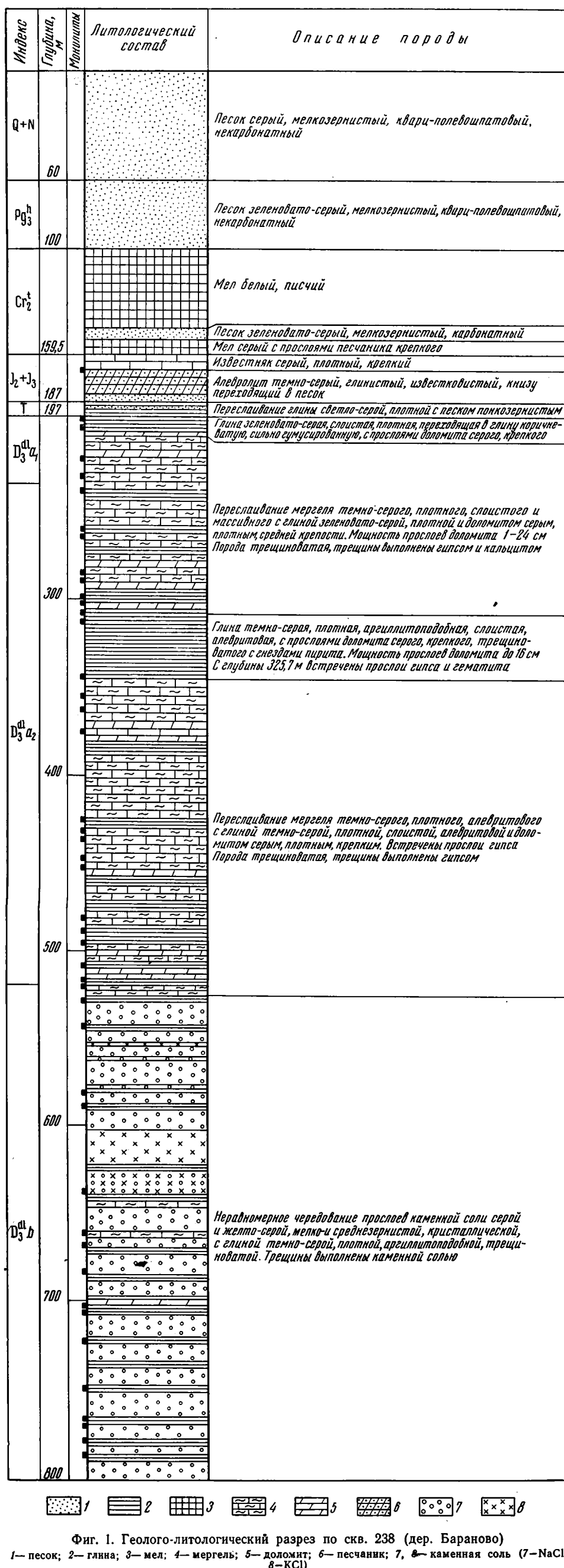
Туфы и туффиты сидеритизированы. Они содержат большое количество остроугольных обломков кварца и полевых шпатов. Сидерит разбивается по витрическому материалу и отчасти по пластинкам темно-цветных слюд.

Туфы и туффиты белоярской свиты отличаются высоким содержанием слюдистого детрита, состоящего главным образом из мусковита и биотита. Основная масса этих пород представлена тонко- и мелко-



Фиг. 2. Распределение пепловых пород в разрезах

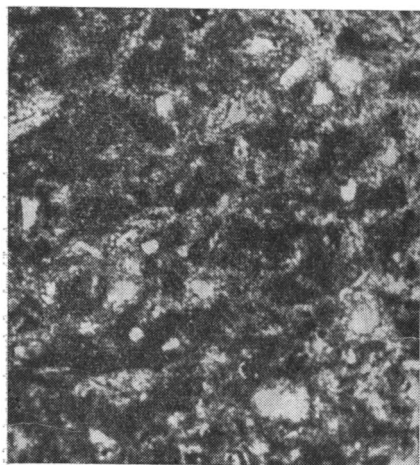
I— Кузнецкий бассейн; II— Минусинский бассейн; Тунгусский бассейн; III— Кокуйская впадина, IV— среднеечетение р. Ангара, V— Туринская опорная скважина, VI—р. Курейка, VII—р. Горбиячин, VIII—реки Брус, Танка. 1— конгломерат; 2— песок; 3— алевролит; 4— аргиллит; 5— аргиллит углистый; 6— уголь; 7— сидерит; 8— известняк; 9— аргиллит туфогенный; 10— туф; 11— туффит; 12— туфоалевролит; 13— туфопесчаник; 14— туфоизвестняк



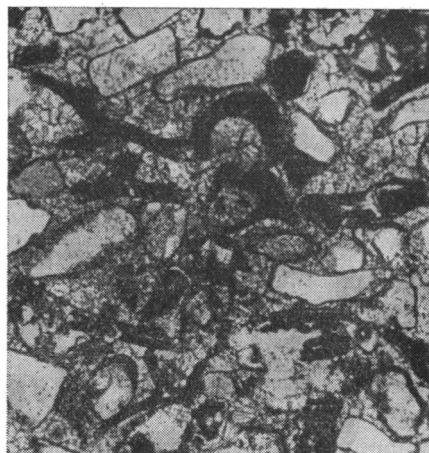
Фиг. 1. Геолого-литологический разрез по скв. 238 (дер. Бараново)

1—песок; 2—глина; 3—мел; 4—мергель; 5—доломит; 6—песчаник; 7, 8—каменная соль (7—NaCl, 8—KCl)

зернистым сидеритом с сохранившимися очертаниями пепловых частиц и тонкими прослойками однородного хлорито-гидрослюдистого вещества струйчато-волокнистого строения. Кристаллокластика, рассеянная по глинистому базису, представлена осколками кварца и полевых шпатов. Слюды — в виде удлиненных пластинок, ориентированных в одном направлении. Биотит часто хлоритизирован, иногда замещен каолином. Нередко отмечается тонкое переслаивание витрокластического и кристаллокластического туфа, что обусловлено, по-видимому, характером дифференциации единого исходного материала при осаждении в водной среде.



Фиг. 3. Туф сидеритизированный
Минусинский бассейн, верх конгломератовой свиты (C_1^3), $\times 150$, николи||



Фиг. 4. Туффит с опацизированным
витрокластическим материалом
Среднее течение р. Ангары, верх тушамской свиты (C_{1+2}), $\times 150$, николи+

Туфопесчаники и туфоалевролиты свиты отличаются высоким содержанием порового каолинитового цемента, развившегося, вероятно, по тонкой вулканической пыли. Тефрогенные песчаники содержат литокластику, состоящую из обломков фельзитового базиса кислых или средних эффузивов и обломков окремненных туфов и туффитов.

Нарыльковская свита, по В. М. Богомазову (1961), содержит маломощные прослои измененных пепловых туфов.

Тунгусский бассейн. Верхнепалеозойские угленосные отложения на юге Тунгусской синеклизы были изучены по керну многочисленных углепоисковых скважин в Кокуйской впадине (пятая разведочная линия участка Листвяный), а также в бассейне нижнего и среднего течения р. Ангары (Карабульский профиль и район вдоль реки от с. Воробьево до с. Кеуль).

Угленосные отложения Кокуйской впадины составляют наиболее полный разрез верхнего палеозоя и представлены всеми отделами каменноугольной и пермской систем (см. фиг. 2). В бассейне среднего течения р. Ангары верхняя пермь отсутствует (см. фиг. 2).

Стратификация рассматриваемых отложений приводится в интерпретации С. Ф. Павлова и др. (1968), который расчленяет их на четыре свиты: тушамскую (C_{1+2} *tuch*), катскую (C_3 *kt*), бургуклинскую (P_1 *br*), стрелкинскую (P_2 *str*).

Наличие вулканического пепла в этих отложениях ранее не отмечалось, за исключением самых низов верхнепалеозойской толщи в доли-

не р. Ангары у Толстого мыса, где Н. П. Ильяхиной (1960) описан пласт туфов кислого состава мощностью 7 м.

Ниже приводится литологическая характеристика этих отложений.

В основании туш амской свиты залегает пласт конгломератов, состоящий из переотложенных продуктов коры выветривания. Наиболее пеплонасыщены самая нижняя часть, залегающая непосредственно над переотложенной корой, и верхняя, составляющая 2/3 мощности свиты. Вулканогенные образования представлены туфами, туффитами, туфогенными аргиллитами и сидеритами. В качестве примеси пирокластита отмечается почти по всему разрезу свиты в песчаниках, алевролитах и других разновидностях пород.

Туфы представлены алевроитовыми и псаммитовыми разновидностями. Алевроитовые туфы сложены обломками глинизированного вулканического стекла, кварца, кислых и щелочных полевых шпатов. Глинистое вещество, замещающее витрокластиду, состоит из монтмориллонита и хлорита. Оно составляет основную массу породы и имеет слабо выраженную пепловую структуру.

Псаммитовые туфы отличаются более сложным составом. Они состоят из монтмориллонитизированных, хлоритизированных и отчасти окремненных частиц вулканического стекла, мелких вытянутых кусочков пемзы, обломков эффузивов, кварца и полевых шпатов. Обломки эффузивов и полевых шпатов имеют весьма разнообразный состав. Среди первых встречаются обломки сферолитового кислого эффузива и андезитовых порфириров. Полевые шпаты представлены кислыми и средними плагиоклазами, а также кали-натровыми разновидностями.

Здесь же выявлен прослой псаммитового литокластического туфа, состоящего из кусочков шлака андезитовых порфириров, редких изометричной формы обломков стекла и единичных таблитчатых кристаллов плагиоклаза. Цементом служит хлорит-монтмориллонитовая масса. В отдельных местах имеются крупные, неправильной формы поры, заполненные цеолитом.

Туффиты представлены весьма разнообразно: карбонатные и углистые, а также туффиты, содержащие примесь терригенного материала.

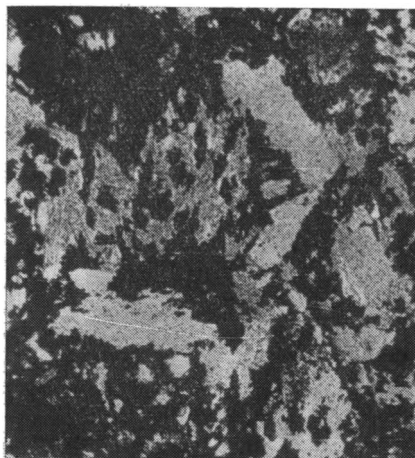
Породообразующий компонент в карбонатных туффитах — тонкозернистое хлорито-кремнистое вещество, образующее неправильной формы агрегаты, промежутки между которыми выполнены кальцитом. В отдельных местах имеются сростки сидерита. В центре этих сростков часто наблюдается пирит. Иногда отмечается значительная примесь осколков кварца, полевых шпатов и слюд. Углистые туффиты состоят из каолинизированного или окремненного стекла и остроугольных осколков кварца и полевых шпатов с примесью углистого вещества.

В верхах свиты имеется слой известкового крупноалевритового туффита, содержащего около 20% опацизированной витрокластиды рогульчатой и черепковидной формы (фиг. 4). Кристаллокластический и терригенный материал, составляющие 62%, представлены кварцем, плагиоклазами кислого и среднего состава, единичными зернами ортоклаза и микрокварцитов. Все обломки окружены железистой пленкой. Цементом породы служит кальцит. В разрезах более южных скважин рассматриваемый слой туффита переходит в известковый алевро-псаммитовый туф, в котором вулканическое стекло также замещено окислами железа, однако наряду с ними здесь присутствуют более крупные витрические фрагменты, замещенные хлоритом.

Катская свита характеризуется повышенной угленосностью. В ее строении проявляется четкая ритмичность, выражающаяся в закономерном чередовании терригенных и вулканогенных пород. Наиболее типичные ритмы построены следующим образом: песчаник — туфопесчаник — туфоалевролит или туффит — туф или туфогенный аргиллит. Выше угля часто отмечаются туфоизвестняки.

Алевритовые туфы представлены витрокластическими и кристаллокластическими разновидностями. В некоторых горизонтах отмечается их тонкое переслаивание.

Стекловатые частицы в туфах замещены монтмориллонитом или каолинитом. По отдельным пепловым фрагментам развивается кальцит. Кристаллокластический материал не изменен и имеет характерную остроугольную форму. Отмечается высокое содержание биотита, который часто каолинитизирован и образует крупные червеобразные кристаллы.



Фиг. 5. Туф пемзокластический
Кокуйская впадина, верхи катской свиты (C_3),
×150, николи||



Фиг. 6. Туф кристалло-апевитрокла-
стический

Туринская опорная скважина, верхи ана-
китской свиты (C_{2+3}), ×300, николи+

Псаммитовые лито-витрокластические туфы содержат стекловатые частицы и обломки андезитовых порфиритов. Реликты стекла бледно-коричневые с показателем преломления 1,490—1,530, соответствующим среднему (андезитовому) составу. Связующим веществом служит хлорито-монтмориллонитовая масса, образованная за счет разложения тонкой вулканической пыли. Встречающиеся редкие зерна плагиоклаза кальцитизированы и частью замещены цеолитом.

В верхней половине свиты — пласт псаммитового пемзокластического туфа (фиг. 5). Он сложен мелкими, причудливой формы кусочками пузыристого стекла — пемзы, сцементированными пелитоморфным железисто-карбонатным веществом. Пемза полностью замещена гидрослюдой. Отдельные фрагменты стекла окварцованы. Железисто-карбонатная масса цемента участками образует оолиты, которые состоят из железистого ядра и сидеритовой каймы. В этой же части разреза обнаружен слой псаммитового кристаллокластического туфа с железистым цементом. Основной компонент породы представлен кали-натровыми полевыми шпатами, которые часто имеют правильные кристаллографические очертания, кислыми плагиоклазами, кварцем и биотитом. Последний большей частью аморфизирован и сливается с железистым цементом.

Туффиты по составу подобны туфам и отличаются от последних повышенным содержанием углистого вещества и терригенного материала.

Туфопесчаники и туфоалевролиты составляют значительную часть свиты. Вулканическое стекло, которое встречается в этих породах, в большинстве случаев замещено каолинитом, образующим поровые

скопления червеобразных агрегатов. Большая часть обломочных зерен в туфопесчаниках — тефрогенный материал.

Бургуклинская свита по своему строению близка к катской.

Туфы и туффиты характеризуются более кислым составом. Они представлены главным образом алевритовым и псаммитовым вулканогенно-обломочным материалом риолито-дацитового состава.

Витрокластические туфы полностью разложены и замещены глинистыми минералами, в основном монтмориллонитом и каолинитом; в качестве примеси присутствуют гидрослюда и хлорит. В туфах, залегающих в непосредственной близости от угольных пластов, отмечается интенсивная каолинизация вулканического стекла. Глинизированные туфы связаны постепенными переходами с туфогенными аргиллитами, полностью утратившими первичные признаки. Их туфовая природа устанавливается по присутствию фигурных осколков кварца и полевых шпатов и по своеобразным структурным особенностям породы. Некоторые туфогенные аргиллиты сильно ожелезнены, по-видимому, за счет окисления сидерита, реликты которого встречаются в основной глинистой массе. Наиболее хорошо сохранена первичная структура в углистых туфогенных аргиллитах, где на черном фоне углистого вещества хорошо просматриваются растянутые и причудливо деформированные пепловые частицы.

В более крупнообломочных псаммитовых витрокластических туфах в составе продуктов разложения стекла увеличивается роль хлорита и кальцита. Хлорит выделяется среди глинистого базиса в виде сферолитовых розеток.

Кристаллокластические туфы и туффиты характеризуются высоким содержанием биотита (в отдельных случаях до 20—25%). Главные компоненты в них — кварц, ортоклаз, кислые плагиоклазы, продукты разложения стекловатого пепла и биотит. Последний почти всегда замещен каолинитом, образующим крупные, иногда до нескольких миллиметров, червеобразные формы. Нередко биотит переходит в монтмориллонит.

В верхней половине свиты в отдельных горизонтах встречаются мелкоалевритовые известковые туффиты. Витрокластика в них разложена в криптокристаллическую массу кварц-альбитового состава, а более крупные фрагменты замещены мелкозернистым сидеритом, образующим неправильной формы буроватые сгустки. Цемент этих туфов — кальцит.

Стрелкинская свита высоко угленосна.

Ее пирокластические породы по составу и характеру вторичного изменения очень похожи на породы того же названия бургуклинской свиты. Только в верхней половине разреза отмечается некоторое повышение основности пеплового материала. В этой части разреза описан пласт псаммито-алевритового туфа, в котором базисная масса представлена монтмориллонитом с примесью гидрослюда и хлорита. В этой глинистой массе выделяются отдельные более однородные по составу округлые и линзовидные фрагменты пузыристого строения. Пустотки в них выполнены кальцитом. Тут же рассеяны крупные таблитчатые обломки плагиоклазов (андезин, олигоклаз) и фигурные осколки кварца, составляющие вместе около 17%. Встречаются редкие обломки андезитовых порфиринов. В отдельных местах наблюдаются крупные, неправильной формы кальцитовые выделения, идиоморфные кристаллы гематита и редкие зерна железистого карбоната. В единичные железистые микроконкреции включены пепловые частички с четко выраженными рогульчатыми формами.

Туффиты главным образом углистые и содержат большое количество каолинизированных слюд.

В центральной части Тунгусской синеклизы верхний палеозой изучен автором в разрезе Туринской опорной скважины (среднее течение р. Нижней Тунгуски).

Исследованный интервал разреза представлен анакитской (C_{2+3an}) и бургуклинской (P_1br) свитами (см. фиг. 2).

Анакитская свита имеет четыре горизонта, обогащенных вулканическим пеплом.

В верхней части свиты (интервалы 897—903 и 907—910 м) туфы алевроитовые и псаммито-алевритовые аповитрокристаллокластические. По составу они соответствуют риолитовым порфирам и биотитовым риолитоидам. Главный компонент породы представлен осколками кварца (30—50%), кислых плагиоклазов (18—30%) и зернами калишпатов (10—20%). Содержание слюдяного детрита 3—15%. Витрический материал в туфах полностью замещен гидрослюдой, которая образует основную массу породы (фиг. 6). В отдельных местах среди глинистой массы встречаются крупные червеобразные кристаллы слюдизированного каолинита.

В средней и нижней частях свиты (интервалы 943—945 и 969—971 м) наблюдается тонкое переслаивание туфогенного аргиллита и мелко-алевритового кварцевого туфа сливного строения.

Туффиты по составу аналогичны туфам, но содержат большое количество углистого вещества.

В песчаниках и алевролитах вулканический пепел отмечается в виде незначительной примеси, состоящей из редких обломков глинизированного стекла, и встречается почти по всему разрезу.

Нижняя половина бургуклинской свиты сложена трапповым телом. В верхней части установлено пять горизонтов, где наблюдается максимальная концентрация пирокластического материала — интервалы 701—708, 720—730, 735—740, 750—755 и 770—780 м.

Туфы свиты схожи с описанными выше туфами анакитской свиты. Только витрические фрагменты в них состоят из двух фракций: алевроитовых образований, рогульчатых и черепковидных, и псаммитовых в виде сплюснутых фьямме с растрепанными концами. Фьямме выделяются среди глинистого базиса, образованного по тонкому пеплу, более однородным строением глинизированного вещества. Встречаются пласты с тонким переслаиванием витрокластического и кристаллокластического материала.

Верхнепермские отложения за отсутствием каменного материала автор не исследовал.

На северо-западной окраине Тунгусской синеклизы верхний палеозой изучен в разрезе междуречья рек Курейки и Горбиячин, а также в верховьях р. Брус и ее притока р. Танка, где вскрывается почти вся угленосная толща (см. фиг. 2).

В. К. Баранов и др. (1969) выделяют здесь (снизу вверх): брусскую (C_1bs), катскую (C_{2+3kt}), бургуклинскую (P_1br), пеляткинскую (P_2pl) и дегалинскую (P_2dg) свиты.

Предварительные исследования автора по выявлению роли вулканического пепла в этих отложениях были ранее изложены совместно с В. К. Барановым в специальной статье (Баранов, Ван, 1969).

Более детальное изучение этих разрезов позволило установить еще большее значение вулканогенных продуктов в этих разрезах, описание которых приводится ниже.

Брусская свита сложена пестроцветными известковистыми туфами и туффитами, туфоизвестняками, известняками, туфопесчаниками и конгломерато-брекчией в основании.

Туфы и туффиты свиты представлены алевроитовыми кристалло-аповитрокластическими разновидностями, содержащими в том или ином количестве известковый материал. Вулканическое стекло в них замещено криптокристаллической массой кварц-альбитового состава. В разрезе по р. Курейке имеется пласт карбонатизированного туфа. Это из-

вестковая порода с реликтовой пепловой структурой и редкими рассеянными осколками кварца и полевых шпатов.

Катская свита отличается высоким содержанием пеплового материала.

Туфы и туффиты представлены алевритовыми и псаммитовыми разновидностями кислого и среднего состава.

Алевритовые туфы и туффиты главным образом состоят из витро- и кристаллокластического материалов, находящихся в самом различном количественном соотношении. Стекло полностью замещено. Для нижней половины свиты характерно широкое развитие процесса раскристаллизации стекла в микрофельзитовую массу. Иногда по фельзитовому базису отмечаются гнезда, выполненные крупными зернами альбита и кварца.

В верхней половине свиты стекловатые частицы большей частью замещены гидрослюдой и хлоритом. В отдельных горизонтах туфы полностью преобразованы в туфогенные аргиллиты. Некоторые аргиллиты ожелезнены. Здесь же отмечен слой карбонатизированного туфа, в котором витрический материал полностью замещен кальцитом, сохранившим пепловую структуру. Туфы и туффиты, залегающие вблизи трапповых тел, обычно окварцованы и содержат игольчатые агрегаты тремолита.

В средней части свиты имеется пласт адуляризованного кристаллокластического туфа, состоящего из таблитчатых кристаллов ортоклаза (56%), кислых плагиоклазов (15%) и кварца (10%), которые сцементированы адуляром.

Псаммитовые туфы и туффиты состоят из обломков средних эффузивов и частиц стекла, последние часто в виде кусочков пемзы, преобразованных в гидрослюда и хлорит.

В самых верхах свиты имеется пласт псаммитового кристаллокластического туфа андезитового состава. Порода сложена плагиоклазом (андезином) и небольшим количеством кислых и щелочных полевых шпатов, а также обломков сильно разложившихся андезитовых порфириров. Весь обломочный материал покрыт налетом рудной пыли.

В качестве примеси вулканический пепел встречается почти во всех типах пород, особенно в Курейском и Горбиячинском разрезах. К северу от р. Курейки количество пепла в разрезах постепенно уменьшается.

В бургуклинской свите, в отличие от катской, роль псаммитовых туфов и туффитов значительно увеличивается. Последние распространены в нижней половине свиты. Они состоят из сильно разложившихся эффузивов, таблитчатых зерен средних плагиоклазов и редких частичек хлоритизированного стекла. Мезостазис эффузивных обломков обычно замещен пелитоморфным железистым веществом или хлоритом, а погруженные в нем лейсты плагиоклаза — кальцитом. Цементом служит тонкозернистая масса хлорито-кремнистого состава.

В этом же интервале разреза имеются мощные пачки тефрогенных песчаников, которые сложены главным образом обломками эффузивов (до 90%) фельзитовой структуры. В них часто встречаются крупные поровые выделения барита.

В верхней половине свиты туфы алевритовые и пелитовые, витрокластические и реже витро-кристаллокластические, в которых стекловатые частицы преобразованы в криптокристаллическую кремнистую массу. Вблизи угольных пластов по витрокластике развивается гидрослюда. В самых верхах свиты имеются прослои туфоизвестняков, в которых пепловые фрагменты замещены хлоритом, образующим причудливые узоры.

Пепловый материал пеляткинской свиты распределен довольно равномерно по всему разрезу и образует породы, чередующиеся с терригенными.

Туфы и туффиты подверглись глубокой карбонатизации, альбитизации, а в отдельных горизонтах — окварцеванию. Обычно базисная масса состоит из микрофельзитового кварц-альбитового вещества, на фоне которого выделяются кальцитизированные частицы пепла и рассеянные чешуйки гидрослюд и хлорита. Альбит встречается также в виде гнезд, в центре которых находится хлорит с кристалликами сфена.

Дегалинская свита содержит большое количество пеплового материала. В качестве примеси в терригенных породах он отмечается по всему разрезу. В отдельных горизонтах имеются туфы и туффиты.

По составу и характеру изменения туфов и туффитов нижняя половина дегалинской свиты похожа на верхи пеляткинской. Только в самом основании последней выделяется пласт туфа, состоящего из обломков гидрослюдизированной и кальцитизированной пемзы.

В верхней части свиты уже отмечается увеличение роли более основных по составу псаммитовых и псефитовых туфов. Они сложены кусочками шлака и пузыристого вулканического стекла с примесью зерен полевых шпатов и кварца. Стекло замещено хлоритом и кальцитом. Пузыри в них заполнены карбонатами.

Из изложенного выше следует, что вулканический пепел наряду с терригенным материалом — одна из главных составляющих петрофонда угленосных формаций верхнего палеозоя Средней Сибири. Кроме того, наличие пирокластического материала установлено в продуктивных толщах верхнего палеозоя и мезокайнозоя многих угольных месторождений Кавказа, Подмосковья, Урала, Казахстана, Восточной Сибири, Дальнего Востока и других областей (Бродская, 1963; Богомазов, 1961; Князев и др., 1966; Мокринский, 1965; Петренко, 1961; Stutzer, 1932; и др.).

Пепловые образования описаны почти во всех угольных месторождениях Западной Европы, Австралии и других районов земного шара (Bouroz, 1967; Brus a j., 1966; Норре, 1966; Loughnan, 1966; Wagner, Utting, 1967 и многие др.).

Следует отметить, что максимальное количество вулканического пепла во всех случаях сосредоточено вблизи угольных пластов.

Таким образом, присутствие вулканогенного материала в продуктивных толщах угольных месторождений не является исключительным событием. Известно, что распределение месторождений угля на земном шаре характеризуется приуроченностью их к территориям с определенной ландшафтно-тектонической обстановкой. Наиболее перспективные из них тяготеют к геосинклинальным зонам или частям примыкающих к ним платформенных синеклиз, живших активной тектонической жизнью (Страхов, 1960). Угленакопление на этих площадях происходило в эпохи, следовавшие за максимумом горообразовательных движений, когда наряду с воздыманием складчатых областей по мощным зонам разлома отмечались опускания с образованием прогибов. Для этого времени характерна активная вулканическая деятельность эксплозивного типа, образующая большое количество рыхлого пеплового материала, который распространяется на обширные площади (Малеев, 1962). Проявлению вулканической активности способствовали глубокие трещины по краевым частям прогибов, служившие каналами для выхода магмы. Такая своеобразная обстановка углеобразования и обусловила широкое развитие вулканогенных продуктов в угленосных формациях. Это обстоятельство позволило Е. Ф. Малееву (1964) среди отложений орогенного типа вулканизма выделить туфоуглистую фацию.

Сравнительный анализ истории геологического развития отдельных месторождений угля позволяет сделать вывод, что вулканический пепел, по-видимому, имеется во всех угленосных толщах. Отсутствие данных о наличии пирокластики на некоторых месторождениях следует отнести за счет слабой изученности вопроса о роли вулканокластических про-

дуктов при образовании угленосных осадков и трудности диагностики сильно измененных пепловых пород. Основной причиной приуроченности месторождений угля к тектонически подвижным областям считали только наиболее выгодное соотношение скорости прогибания этих регионов и скорости роста торфяников. Между тем присутствие пеплового материала в угленосных отложениях — благоприятный фактор для углеобразования.

Свежий вулканический пепел содержит большое количество легко-растворимых веществ, сорбированных на поверхности пепловых частиц в виде тонких пленок (Гущенко, 1965). Эти пленки имеют сложный состав и включают в себя многие элементы, необходимые для питания и роста растений. Поэтому пепел — хорошее естественное удобрение.

По Г. А. Максимовичу (1953), вблизи действующих вулканов большое количество различных веществ поступает в почву растворенными в атмосферных осадках, минерализация которых достигает 0,1—2,1 г/л, что соответствует ежегодному приносу десятков и сотен тонн минеральных веществ на 1 км² поверхности.

Вулканические извержения сопровождаются интенсивным выделением газов, среди которых основным компонентом, после паров воды, является СО₂. Как показали опыты Б. А. Рубина (1963) с современными растениями, оптимальное содержание СО₂ в атмосфере, обеспечивающее наиболее быстрый их рост, должно превышать ее обычное содержание в настоящее время в 10—20 и большее число раз (до 1%), а в отдельных случаях эффект ускорения роста наблюдался при доведении содержания СО₂ до 2—5%. Кроме того, увеличение содержания СО₂ в атмосфере усиливает ее воздействие на почву, способствующее разложению труднорастворимых фосфорнокислых солей и повышающее их доступность для осваивания растениями, что также увеличивает продуктивность последних. Отсюда понятно, почему с древнейших времен люди селились у подножий вулканов, склоны которых, покрытые плодородным пеплом, давали большие урожаи.

На значение активного вулканизма в образовании тропических поясов с их интенсивным биологическим круговоротом указывал ван Бемелен (1957). Изложенное выше подтверждается исследованиями И. А. Соколова (1967), проведенными на Камчатке, где наблюдается активная современная вулканическая деятельность. Им установлена более высокая биологическая продуктивность камчатских лесов по сравнению с продуктивностью аналогичной в климатическом отношении северной тайги. По-видимому, этим же объясняется непомерное увеличение размеров, так называемое явление «гигантизма», отмечающееся у растений, растущих, например, на Курильских островах и в Центральной Африке. Отсюда следует, что районы с обильным выпадением вулканического пепла характеризуются более интенсивным ростом растений, являющихся исходным продуктом углеобразования. Не менее важны и другие последствия вулканических извержений. Так, массовое поступление рыхлой вулканокластики в бассейн седиментации заполняло отрицательные формы рельефа и способствовало их заболачиванию, что в свою очередь также благоприятствовало накоплению углей. В то же время спазматическое поступление большого количества рыхлого материала содействовало быстрому захоронению растительных остатков и, следовательно, их лучшему сохранению.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов В. К., Бетехтина О. А., Будников В. И. О верхнепалеозойской угленосной формации северо-западной части Тунгусской синеклизы. — Тр. ИГГ СО АН СССР. М., 1969, вып. 68.
- Баранов В. К., Ван А. В. Вулканогенные обломочные породы верхнего палеозоя северо-запада Тунгусской синеклизы. — Бюлл. ОНТИ ВИЭМС. Сер. Региональная геология. М., 1969, № 2.

- Беммелен ван. Геология Индонезии. Изд-во иностр. лит., М., 1957.
- Богомазов В. М. Стратиграфия и условия образования доугленосных и угленосных отложений карбона и перми Минусинского бассейна.— В сб.: Вопросы геологии угленосных отложений Азиатской части СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Бродская Н. Г. Ряды формации кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии.— Тр. ГИН АН СССР. М., 1963, вып. 81.
- Ван А. В. Роль пирокластического материала в угленосных отложениях Кузнецкого бассейна.— Сов. геол., 1968, № 4.
- Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., «Наука», 1965.
- Ильюхина Н. П. Средне-верхнепалеозойские отложения среднего течения р. Ангары.— Информ. сб. ВСЕГЕИ. Л., 1960, № 40.
- Князев В. А., Костарев И. И., Черноусов Я. М. О вулканическом стекле в углях Муастахского месторождения Южно-Якутского бассейна.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1966, № 9.
- Максимович Г. А. О роли атмосферных осадков в переносе растворимых веществ.— Докл. АН СССР, 1953, т. 92, № 2.
- Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Малеев Е. Ф. Роль типов извержений при формировании вулканогенных фаций и формаций.— В сб.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, Дальневосточное книжное издательство, 1964.
- Мокринский В. В. Вулканогенный компонент в разрезах карбоновых и нижнемезозойских угленосных отложений Крымо-Кавказо-Прикаспийской провинции.— Материалы VI Всес. литол. совещ. М., «Наука», 1965.
- Павлов С. Ф., Домышев В. Г., Ломоносова Т. К. Геология и палеогеография верхнепалеозойских и нижнетриасовых отложений юга Тунгусской синеклизы. М., «Наука», 1968.
- Петренко А. А. Стратиграфическое сопоставление, угленосность и условия образования каменноугольных отложений восточного склона Урала и Казахстана.— В сб.: Вопросы геологии угленосных отложений Азиатской части СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Рубин Б. А. Курс физиологии растений. М., «Высшая школа», 1963.
- Соколов И. А. Особенности геохимии ландшафтов Камчатки в связи с современной вулканической деятельностью.— В сб.: Геохимия ландшафта. М., «Наука», 1967.
- Страхов Н. М. Основы литогенеза, т. II. М., «Наука», 1960.
- Bouroz A. Correlations des Tonsteins d'origine volcanique entre les bassins houillers de Sarre-Lorraine et du Nord-Pas-de Calais. Compt. rend. Acad. sci. colon., D-264, No. 24, 1967.
- Brus Z., Hurnik S., Sysel P. Proplstek vulkanogennich hornin ve sloji na dole Lezaky u Mostu. Vest. Ústřed. ústavu geol. R. XLI, c. 5, 1966.
- Hoppe G. Nachweis der pyroklastischen Entstehung der Kohlentonsteine von Oelsnitz (Sachsen.) Ber. Dtsch. Ges. Geol. Wiss., Reihe B, Bd. II, H. 2, Berlin, 1966.
- Loughnan D. C. A comparative study of the Newcastle and Illawarra coal measure sediments of the Sydney Basin, New South Wales. J. Sediment. Petrol., 36, No. 4, 1966.
- Stutzer O. Kaolinitkristalle in Moskauer Braunkohle. Z. Dtsch. geol. Ges., No. 84, 1932.
- Wagner R. H., Utting I. J., Sur le terrais houiller de Puertollano (province de Ciudad Real, Espagne). Compt. rend. Acad. sci. colon., D. 624, No. 1, 1967.

СНИИГГИМС
г. Новосибирск

Дата поступления
18.V.1970

УДК 552.313 : 551.79 (571.66)

ОБЛОМОЧНО-ШАРОВЫЕ БРЕКЦИИ ВУЛКАНА БОЛЬШОЙ ЧЕКЧЕБОНАЙ НА КАМЧАТКЕ

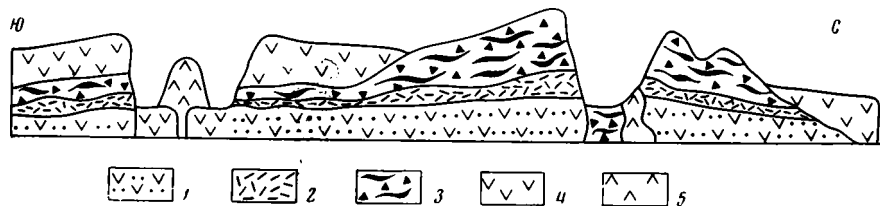
Т. Н. КРЕМЕНЕЦКАЯ

Обломочно-шаровые брекции андезито-базальтов — производные от шаровых лав наземные образования. Они состоят из шаров и их фрагментов, скрепленных осколками вулканического стекла, кристаллов, пыли, погруженных в палагонит-хлоритовую массу. Встречены обломочно-шаровые брекции среди наземных вулканических пород верхнеплиоценового — нижнечетвертичного возраста, слагающих крупный стратовулкан; в разрезе ассоциируются с шаровыми и подушевыми лавами, грубообломочными туфами андезито-базальтового состава; по простираанию переходят в своеобразные водно-ледниковые или мореноподобные отложения. Парагенез связанных с обломочно-шаровыми брекциями фаций указывает на ледовую обстановку их образования. По литологическим и петрографическим свойствам и типам ассоциирующихся с ними пород описываемые брекции очень сходны с подледными брекциями шаровых базальтов палагонитовой вулканоледниковой формации Исландии. Обломочно-шаровые брекции интересны как породы неизвестного на Камчатке генетического типа. Их находка может служить косвенным доказательством существования локального оледенения вершин древних вулканов в нижнечетвертичное время.

Шаровые лавы и ассоциирующиеся с ними гиалокластические накопления широко известны как подводные образования. Однако увеличивается количество наблюдений, указывающих на образование шаровых лав в наземных условиях. В данной статье рассматривается один из типов субазральных шаровых лав — обломочно-шаровые брекции и высказывается предположение об их подледном происхождении.

Обломочно-шаровые брекции встречены автором в западной части Срединного хребта Камчатки, среди вулканогенных пород континентального происхождения, слагающих вулкан Большой Чекчебонай нижнечетвертичного возраста (Огородов, Кожемяка, 1965). Вулкан представляет собой одну из наиболее крупных построек западных предгорий Срединного хребта. Ее размер в поперечнике около 45 км, относительная высота 1000 м. Фундаментом постройки служат дислоцированные третичные отложения, на которых ее образования залегают с размывом, угловым и азимутальным несогласием. Это региональная поверхность несогласия. Ее формирование было связано с этапом мощного континентального выравнивания страны в конце третичного периода (Власов, 1959; Горячев, 1966). Данные по региону и району (Власов, Чемяков, 1950; Дьяков, 1955) свидетельствуют о том, что рассматриваемая территория с верхнего плиоцена и в течение всего плейстоцена морем не покрывалась, и формирование вулкана происходило в континентальных условиях. Судя по находкам спор и пыльцы в вулканогенно-осадочных отложениях низов разреза вулкана, ландшафты того времени представляли собой преимущественно лесные пространства (сосновые леса с примесью березы), в которых травянистые ассоциации не занимали больших площадей (определения А. М. Грачевой).

Вулкан Большой Чекчебонай — сложное полигенное образование. В его разрезе выделяется несколько толщ разной фациальной природы и состава, формирование которых было разобщено этапами перерывов и связано с различными центрами. По разрезу (снизу вверх) это следующие четыре толщи (фиг. 1): 1) лавовая андезитовая, состоящая из покровов массивных порфировых и афировых андезитов (3—7 м) и линзовидных прослоев шлаков (до 2 м), мощность 270 м; 2) осадочно-пирокластическая андезитовая, состоящая из слоев мелко- и среднеобломочных туфов и тефроидов (0,5—4 м) и пеплов (2—20 см), мощность 50 м; 3) лавово-пирокластическая, андезито-базальтовая и базальтовая;



Фиг. 1. Схема геологического строения вулкана Большой Чекчебонай
1— лавовая андезитовая толща; 2— осадочно-пирокластическая андезитовая толща; 3— лавово-пирокластическая андезито-базальтовая и базальтовая толща; 4— лавовая андезитовая и андезито-дацитовая толща; 5— дациты экструзивных куполов и субвулканических тел

для нее характерны разнообразные грубообломочные пирокластические и осадочно-пирокластические образования и прослои лав (2,5—30 м) с шаровой, подушечной, глыбовой отдельностью и обломочно-шаровые брекчии, мощность 200—300 м; 4) лавовая андезитовая и андезито-дацитовая, состоящая из покровов массивных порфировых андезитов и дацитов (3—10 м) и прослоев шлаков (до 2 м), мощность около 160 м.

Толщи первая и вторая вскрываются в самых нижних частях разреза вулкана; толщи третья и четвертая слагают его верхнюю часть.

Обломочно-шаровые брекчии наблюдались в третьей толще, слагающей северную постройку вулкана, в двух разрезах, на ее южном и северном склоне; разрез южного склона снизу вверх:

1. Пачка андезито-базальтов, темно-серых, афировых, слабопористых, с прослоями красно-бурых пирокластических брекчий. Отдельность в лавах глыбово-шаровая. Размеры шаров в поперечнике 0,1—0,3 м, глыб 0,2—0,7 м. Ядро шаров покрыто стекловатой коркой толщиной 1—1,5 м. В шарах и глыбах много незакономерно ориентированных трещин. Распределение всех фрагментов беспорядочное. Мощность прослоев лав 2—3 м. Пирокластические брекчии состоят из бомб и лапиллей (от нескольких до 20 см) шлаковых разностей андезито-базальтов. Их мощность 1—1,5 м. Мощность пачки 40 м.

2. Базальты черные с коричневым оттенком, слабопористые, с минералами, выполненными палагонитом и хлоритом или цеолитом, порфировые, с шаровой отдельностью. Шары (0,1—0,5 м) имеют ядро и стекловатую, шелушащуюся в виде скорлупы корку толщиной 1,5—2 см. Шары плотно прилегают друг к другу. Мощность около 20 м.

3. Пачка шлаков с линзовидными прослоями базальтов. Шлаки красно-бурые с обломками (5—40 см) округлой, овальной, веретенообразной формы, с корочкой закалки. Мощность прослоев 3—4 м. Базальты черные, афировые, ноздреватые образуют неправильной формы линзы мощностью 0,5—1,5 м, протяженностью около 10 м. Мощность пачки 12 м.

4. Базальты черные, порфировые, со столбчатой отдельностью. Мощность 10 м.

5. Тефроиды¹ грубообломочные, серые и зеленовато-серые, местами красно-бурые с линзовидными прослоями андезито-базальтов. Обломки в тефроидах пестрого состава (1—50 см) угловатые и угловато-округленные, слабоокатанные. Заполнитель (12—20% породы) — среднеобломочный слабоокатанный тефровый материал. Слоистость неясная, горизонтальная, линзовидная. Границы между прослоями нечеткие, их мощность 1,5—3 м. Мощность пачки тефроидов 5—10 м. Андезито-базальты темно-серые, афировые, ноздреватые, миндалекаменные, с палагонитом, хлоритом или цеолитом, кальцитом в миндалинах; образуют линзы мощностью 0,5—1,5 м и длиной до 10—12 м, составляющие 20—30% толщи, мощность 80 м.

6. Обломочно-шаровые брекчии с линзовидными прослоями андезито-базальтов. Брекчии зеленовато-серые, состоят из шаров и их фрагментов, размером 5—40 см. Ядро шаров сложено пористыми, по периферии пузыристыми, слабораскристаллизованными андезито-базальтами и покрыто стекловатой трещиноватой коркой. Обломки того же состава, что и шары, угловатые или угловато-сферические. Заполнитель — андезито-базальтовый литовитрокристаллокластический туф. Все фрагменты распределены беспорядочно, очень плотно упакованы. Андезито-базальты в прослоях темно-серые, афировые, ноздреватые, образуют линзы мощностью 0,5—1,5 м, длиной до 10 м. В центральных частях линз отдельность массивная, в краевых — шаровая и глыбовая. Контакты с обломочно-шаровыми брекчиями резкие и постепенные. Кроме прослоев, образуют также дайки; составляют в целом 20% толщи. Мощность толщи 30 м.

7. Тефроиды зеленовато-бурые, рыхлые, грубообломочные, постепенно вверх по разрезу сменяющиеся средне- и тонкообломочными. Слоистость горизонтальная, линзовидная. Обломки (0,02—0,3 м в грубых разностях) угловато-округлые, слабо- и среднеокатанные, представлены базальтами, андезито-базальтами, андезитами. Среди них (в низах толщи) много шаров из подстилающих обломочно-шаровых брекчий. Заполнитель (до 20% породы) — тонкообломочный тефровый материал одинакового состава с обломками. Мощность 10 м.

Неполная мощность отложений 202 м.

На северном склоне вулкана разрез, в котором были встречены обломочно-шаровые брекчии, имеет иное строение (снизу вверх):

1. Андезиты серые, мелкопорфировые, миндалекаменные, массивные, с хлоритом и лимонитом в миндалинах. Мощность 50 м.

2. Андезито-базальты зеленовато-серые, мелкопорфировые, флюидальные, массивные. Мощность 10 м.

3. Базальты темно-серые, порфировые, миндалекаменные, с цеолитом, хлоритом и палагонитом в миндалинах, с подушечной и шаровой отдельностью. Подушки размером в поперечнике от 0,2×0,2 м до 0,5×0,3 м имеют плотное лучше раскристаллизованное ядро, чем облегающая его стекловатая оболочка (1,5—2 см) со скорлуповатой отдельностью. Шары от 5 до 20 см в поперечнике, по строению аналогичные подушкам, занимают промежутки между ними. Мощность 10 м.

4. Базальты темно-серые, с коричневатым оттенком, мелкопорфировые, с хлоритом, цеолитом, гидроокислами железа в миндалинах, с глыбово-плитчатой отдельностью. Мощность 30 м.

5. Базальты с подушечной отдельностью, аналогичные слою 3. Мощность 5 м.

6. Андезито-базальты темно-серые, мелкопорфировые, миндалекаменные, в прослоях то более, то менее пористые с палагонитом, хлоритом,

¹ При определении петрографического типа пород автор пользовался классификацией и номенклатурой вулканогенно-осадочных пород, принятыми на Всесоюзном семинаре в Тбилиси в 1967 г. (Классификация..., 1970).

цеолитом, кальцитом в миндалинах. По простиранию на расстоянии 300—400 м форма отдельности меняется от глыбово-плитчатой к подушечной. Мощность 5 м.

7. Обломочно-шаровые брекчии андезито-базальтов, аналогичные описанным в слое 6 разреза на южном склоне. Мощность 40 м.

Неполная мощность отложений 160 м.

Итак, в рассмотренных разрезах обломочно-шаровые брекчии ассоциируются с грубообломочными слоистыми тефроидными отложениями с линзами лав, с лавами пористыми, ноздреватыми, массивными или с шаровой и подушечной отдельностью, с прослоями шлаков, бомб, лапиллей. Состав продуктов преимущественно основной.

Рассмотрим подробнее состав, структурные и текстурные особенности обломочно-шаровых брекчий и пород, в которые они переходят по разрезу и простиранию.

Обломочно-шаровые брекчии состоят из шаров и их обломков размером 5—40 см, погруженных в туфовую массу литовитрокристаллокластического состава (фиг. 2, 3). Признаки слоистости и сортировки в них отсутствуют. Шаровые образования в рассматриваемых породах состоят из ядра и оболочки. Ядро размером 2—30 см в диаметре сложено пузыристыми миндалекаменными афировыми андезито-базальтами. Вкрапленники, составляющие не более 5%, представлены плагиоклазами (0,1—0,2 мм) и пироксенами (0,2—0,3 мм). Плагиоклазы (андезин № 42) значительно преобладают над пироксенами. Моноклинный пироксен изометричной формы, часто ожелезненный, имеет низкие цвета интерференции (красный второго порядка). $2V$ пироксена $57—59^\circ$, $c : Ng = 42^\circ$.

Основная масса состоит из темно-бурого стекла и беспорядочно рассеянных в нем лейст олигоклаза, зерен авгита и магнетита. Структура основной массы витрофирово-микролитовая; текстура комковатая. В стекловатой массе развита густая сеть полигональных трещин. Миндалины составляют до 10% от общего объема породы. Размер их 0,3—3 мм, форма овальная и неправильная. Выполнены они палагонитом или гидрогетитом. Палагонит в миндалинах бурый и светло-зеленый. В распределении его отмечается определенная зональность. Периферию миндалин выполняет узкая бурая полоса изотропного палагонита с очень тонкой пльчатостью. Большая часть миндалин состоит из палагонита светло-зеленого, обладающего характерными для гелей полигональными трещинами усыхания. В поляризованном свете видно, что он также имеет зональное строение: его периферические части сферолитово окристаллизованы, а центральные — изотропны. Такие же окристаллизованные полосы палагонита встречаются вокруг кристаллов плагиоклазов. Имея резкие границы с минералами, палагонит нередко узкими язычками проникает в кристаллы плагиоклаза вдоль трещин спайности и двойниковых швов. Границы его со стеклом, хотя местами и неровные, но всегда отчетливые и обращены выпуклостью в сторону стекла. Показатели преломления палагонита бурого и светло-зеленого равны 1,464 и 1,469.

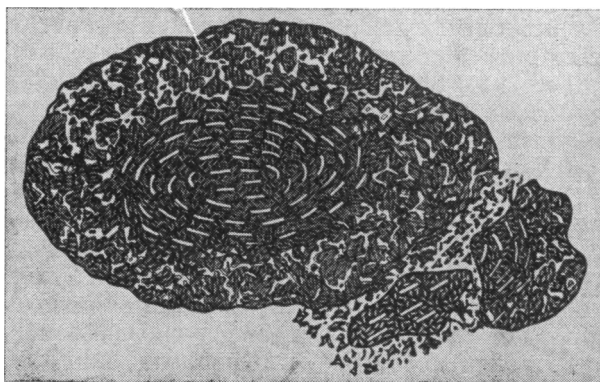
Химический состав палагонита не определялся. Изучался он только в шифах. Вместе с тем присутствие его в породе не вызывает сомнений, так как оптически это вещество обладает всеми признаками палагонитов: метаколлоидная структура, трещины усыхания, нередко полная изотропность, бурый или зеленый цвет с разными оттенками (Гоньшкова, 1955, 1956; Ляхович, 1957; Куплетский, 1940). Изотропное палагонитовое вещество иногда переходит в хлоритоподобные продукты, для которых характерны анизотропность, мелкочешуйчатое строение, более высокий показатель преломления $N_m = 1,533—1,557$.

Поры, миндалины и полости в ядре ориентированы концентрически. Облегающая ядро скорлуповатая оболочка разбита трещинами и сло-

жена стекловатыми андезито-базальтами с более свежим и светлым стеклом, чем в андезито-базальтах ядра. Трещины и полости в оболочке заполнены очень мелкими обломками андезито-базальтов, такими же как в ядре и оболочке, погруженными в хлоритоподобное вещество, светло-зеленое, анизотропное, мелкочешуйчатое, с микрорешетчатой структурой и показателем преломления 1,533—1,539, определявшемся в иммерсии.



Фиг. 2. Обломочно-шаровые брекчии андезито-базальтов вулкана Большой Чекчебонай



Фиг. 3. Строение шара из обломочно-шаровых брекчий

Обломки размером 0,5—40 см в диаметре сложены теми же пузыристыми миндалекаменными андезито-базальтами. По форме обломки угловатые, часто имеют рваные края. В обломках угловатые грани сочетаются с поверхностями сферической формы, которые нередко сохраняют фрагменты трещиноватой стекловатой оболочки. Такое строение обломков позволяет видеть в них образования, возникшие в результате механического дробления шаров. Они составляют 40—50% породы и распределены более или менее равномерно между шарами. Преобладают обломки размером 2—10 см. Заполнитель брекчий состоит из мелкодробленых обломков андезито-базальтов с рваными краями, часто в форме «черепков», размером до 1 см, осколков темно-бурого и светло-бурого вулканического стекла с лейстами плагиоклазов (до 1—2 мм), а также обломков кристаллов (до 1 мм) плагиоклазов, пироксенов. Все эти фрагменты погружены в хлоритоподобную основную массу. Заполни-

тель брекчий распределен неравномерно и составляет в среднем 10—30% породы.

В толще брекчий имеются маломощные прослои (0,5—0,7 м) и дайки (1—1,5 м) пузыристых миндалекаменных андезито-базальтов, по составу аналогичных слагающим шары и обломки брекчий. Границы прослоев с брекчиями постепенные или резкие. При постепенных границах наблюдается переход массивных лав в центральных частях линз в шаровые — на краях линз и, наконец, в обломочно-шаровые брекчии. В случаях резких границ в приконтактных частях лавовых слоев наблюдаются включения шаров и обломков из обломочно-шаровых брекчий. Такие взаимоотношения лавовых прослоев с вмещающими их образованиями, по-видимому, могут быть объяснены их синхронным образованием. Максимальная наблюдавшаяся мощность брекчий 30—40 м.

В каких условиях могли возникнуть такого типа породы? Известно, что шаровые лавы и связанные с ними гиалокластические накопления возникают при взаимодействии расплава с водными массами. При этом в зависимости от температуры расплава, его вязкости и количества воды формируется тот или иной тип отложений шаровых лав (Лебединский, 1963). Это взаимодействие может осуществляться в подводных и подледных условиях и, по И. В. Хворовой (1966), приводит к появлению близких по структуре и составу отложений. Как считает И. В. Хворова, это явление «обусловлено сходным состоянием расплава и типом извержения, а также, по-видимому, некоторыми особенностями среды — обилием воды и повышенным внешним давлением, существующим как в относительно глубоком море, так и в наземной обстановке, в том числе, когда лавы изливаются под мощный ледяной покров».

Образовавшиеся в этих условиях типы отложений объединяют следующие черты (Хворова, 1966): 1) участие в строении шаровых и угловатых фрагментов, скрепленных осколками вулканического стекла; 2) особенности строения шаров: более плотное ядро, сложенное раскристаллизованными в той или иной степени эффузивами, и стекловатая корка, покрывающая ядро; 3) матрикс, представленный гиалокластическими фрагментами, зеленокаменно измененными; 4) отсутствие сортировки и слоистости; 5) участие в строении толщи эффузивов; 6) ассоциация с подушечными и шаровыми эффузивами, миндалекаменными, зеленокаменно измененными, пузыристыми или плотными.

Поскольку описанные обломочно-шаровые брекчии обладают большинством этих черт, естественно возникает предположение об их подводном или подледном происхождении. Подводные условия в данном случае совершенно исключаются, так как известно, что деятельность вулкана протекала в континентальных условиях. Остается вариант подледного образования обломочно-шаровых брекчий. Но если обстановка их формирования была ледовой, то и отложения, непосредственно с ними связанные, должны нести в себе черты, обусловленные ее влиянием.

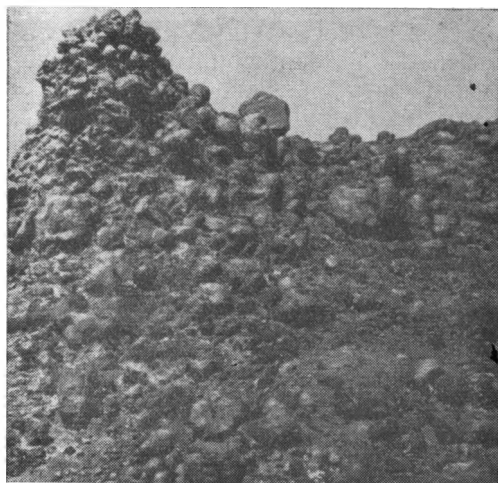
Как было указано выше, обломочно-шаровые брекчии перекрываются грубосортированными, грубообломочными тефроидами (фиг. 4). По простиранию (на южном склоне) они переходят в тефроиды, похожие на перекрывающие, но несколько от них отличные по характеру строения толщи. Такие же отложения подстилают обломочно-шаровые брекчии (фиг. 5).

Тефроиды состоят из полуокатанных и хорошо окатанных, угловатых и округлых обломков базальтов, андезито-базальтов, андезитов, размером от нескольких до 70 см, скрепленных мелко- и тонкообломочным тефроидным материалом того же состава. Заполнитель, составляющий 20—30% породы, равномерно распределен между обломками. Упаковка в породе плотная. Отмечается чередование прослоев с различной крупностью материала. Сортировка и ориентировка обломков в них отсутствуют. Слоистость горизонтальная и наклонная, линзовидная. Границы

между прослоями имеют размывный характер. Мощности их резко колеблются от 0,5 до 1,5 м. Протяженность прослоев 3—10 м. Тефроида ритмично переслаиваются с лавами андезито-базальтового состава, которые образуют неправильной формы линзовидные тела резко колеблющейся мощности (0,5—3 м), длиной 10—30 м. Раздувы и пережимы мощностей в них связаны с выполнением неровностей в кровле подстилающих тефроидов. Часто такие лавовые слои переходят из толщи тефроидов в толщу обломочно-шаровых брекчий, являясь общим свя-

зующим звеном этих фациально замещающихся типов отложений. Мощность тефроидов 25—30 м.

Итак, отложения, сменяющие обломочно-шаровые брекчии по простираанию и вертикали, очень сходны. Такие их свойства, как грубая послойная сортированность, окатанность обломочного материала и пестрота состава, линзовидная форма прослоев, следы размывов на границах между ними, указывают на то, что исходный тефровый материал был подвергнут транспортировке временно действовавшими водными потоками. Ритмичное чередование в разрезе лав и тефроидов, с одной стороны, и лав и обломочно-шаровых брекчий (на простираании толщи тефроидов) — с другой, свидетельствует о пространст-



Фиг. 4. Грубообломочные тефроида, перекрывающие обломочно-шаровые брекчии на южном склоне вулкана
Масштаб как на фото фиг. 2

венной и временной связи между тремя различными процессами: лавовыми излияниями, формированием из лав обломочно-шаровых брекчий и мобилизацией тефрового и иного материала водными потоками. Причиной возникновения этой связи, вероятнее всего, было то обстоятельство, что эффузии и эксплозии происходили в ледовых условиях.

Периодическое поступление лавового расплава под лед могло вызывать формирование в подледных условиях обломочно-шаровых брекчий, а таяние при этом ледовых масс в периферических частях ледника — возникновение временных потоков и мобилизацию имевшегося на склонах тефрового материала. По-видимому, не вся поступавшая масса лав превращалась в обломочно-шаровые брекчии. Часть из них образовывала субвулканические тела в толще брекчий, часть изливалась в форме лавовых потоков на периферии ледника.

Толщу сформировавшихся вблизи ледника лавовых и тефроидных образований, по-видимому, можно рассматривать как лавово-водно-ледниковую.

На северном склоне вулкана обломочно-шаровые брекчии переходят в агломератовые тефроида (фиг. 6). Последние состоят из обломков различной крупности, от 0,01 до 1,5 м, погруженных в тонкообломочную связующую массу. Крупные обломки составляют 40—50% породы; форма их угловатая и угловато-округлая, углы часто сглажены за счет слабой окатанности. Состав их пестрый (15—20% приходится на шары из вышеописанных обломочно-шаровых брекчий). Распределение обломков и шаров беспорядочное, но равномерное. Связующая масса буро-

вато-зеленая, однородна по структуре и неравномерно распределена между ними. Слагающие ее фрагменты представлены слабоокатанными обломками эффузивных пород, вулканического стекла, плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки. Материал связующей массы рыхлый. Буровато-зеленоватый цвет породы обусловлен многочисленными выделениями палагонита в мезостазисе, в порах породы и трещинах. Отложения не сортированы, неслоисты. Их мощность 30—40 м. В разрезе они образуют асимметричную, пологовыпуклую в кровле (с ровной подошвой) линзу, на расстоянии 500—600 м выклинивающуюся вверх и тупым концом обращенную вниз по склону. Максимальная мощность наблюдается во фронтальной части линзы.

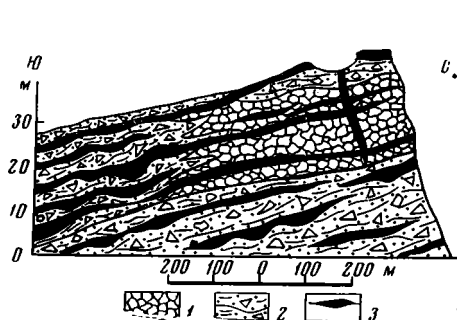
Такие свойства рассмотренных отложений, как отсутствие сортировки обломочного материала, беспорядочность в распределении обломков, разнородный их петрографический состав, преимущественно угловатая и угловато-округлая (из-за оглаживания) форма обломков, нестабильность состава заполнителя и неравномерность его распределения между обломками, отсутствие слоистости, залегание в форме линзы с резко увеличивающейся мощностью во фронтальной части, более всего сближают их с неслоистыми разностями морены. Эта разновидность морены была выделена И. В. Мелекесцевым и Т. С. Краевой среди отложений ледникового комплекса в районах четвертичного вулканизма на Камчатке (Мелекесцев, Краевая, 1966). Образование моренных отложений в данном случае могло происходить при попадании грубообломочного тефрового материала на поверхность снежников или ледников, сползания его с их поверхности и накоплении у края распространения в виде своеобразной тефро-абляционной морены.

Таким образом, особенности строения обломочно-шаровых брекчий и отложений, их замещающих, могут быть объяснимы, если предположить ледовую обстановку их образования. Возможно ли такое предположение, и соответствовали ли ему палеогеографические условия?

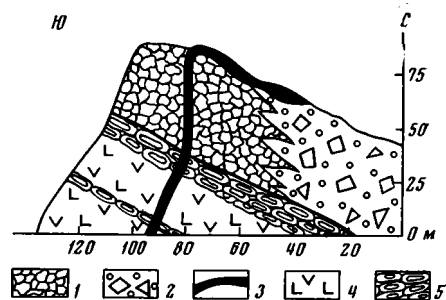
Рядом исследователей Камчатки по спорово-пыльцевым спектрам и флоре диатомовых в отложениях нижнего плейстоцена (одновозрастных вулкану Большой Чекчебонай) устанавливается эпоха похолодания климата (Волчанская, Малаева, 1966; Куприна, 1966). По О. А. Брайцевой, климатические условия этой эпохи были более суровыми, чем современные, но развитием оледенения не сопровождались по той причине, что высоких расчлененных горных сооружений в это время не существовало. Вывод этот касается в основном района Центральной Камчатской депрессии и ее обрамления. Принципиальная возможность оледенения крупнейших вулканических сооружений исследователем не отрицается. И. К. Волчанская с раннечетвертичной эпохой похолодания связывает локальное оледенение вершин крупных вулканов Срединного хребта Камчатки, доказывая его существование широким развитием вулкано-ледниковых и перигляциальных фаций в верхнеплиocen-нижнечетвертичных отложениях. Если учесть, что современная снеговая граница в исследуемом районе проходит на абсолютных высотах, близких к 1700 м, то в нижнем плейстоцене, в условиях более сурового климата, она, видимо, находилась ниже. Так как вершина вулкана Большой Чекчебонай имела абсолютную высоту 1800—1900 м (с учетом амплитуды тектонических поднятий) и располагалась, следовательно, выше древней снеговой границы, то она, по всей вероятности, имела ледники. Таким образом, палеогеографические условия были благоприятны для развития ледников на склонах вулкана.

Доводом в пользу предположения о вулкано-ледниковом происхождении обломочно-шаровых брекчий и связанных с ними пород может служить их сходство с вулкано-ледниковыми отложениями палагонитовой формации («моберг») Исландии. Оно заключается в следующем: 1) обломочно-шаровые брекчии, как и брекчии шаровых базальтов фор-

мации «моберг», встречаются в ассоциации с грубообломочными вулканическими брекчиями с прослоями лав, мореноподобными (в Исландии — тиллитами) и флювиогляциальными отложениями; 2) А. Ной-Нигаард (Noe-Nygaard, 1940) отмечает следующие особенности разрезов палагонитовой формации. В них отчетливо выделяются три горизонта: нижний вулканогенный комплекс шаровых базальтов, средний — валунных туфобрекчий (тиллитов) и верхний — брекчий шаровых базальтов. Обломочно-шаровые брекчии Большого Чекчебона венчают разрез толщи, в которой средняя часть представлена водно-ледниковыми отложениями с прослоями лав, а нижняя — базальтами и андезито-базальтами с глыбово-шаровой и подушечной отдельностью; 3) на сходство



Фиг. 5. Схема соотношений обломочно-шаровых брекчий с грубообломочными тефроидами на южном склоне вулкана 1 — обломочно-шаровые брекчии; 2 — грубообломочные тефроидные отложения; 3 — прослой и дайки андезито-базальтов



Фиг. 6. Схема соотношений обломочно-шаровых брекчий с агломератовыми тефроидами и шаровыми лавами на северном склоне вулкана

1 — обломочно-шаровые брекчии; 2 — агломератовые тефroidы; 3 — дайка андезито-базальтов; 4 — андезито-базальты массивные; 5 — андезито-базальты с шаровой и подушечной отдельностью

рассматриваемых отложений с исландскими указывает также широкое развитие в них процессов палагонитизации и хлоритизации. Подобное минералообразование, по мнению А. Ной-Нигаарда, свидетельствует о застывании вулканического материала при избыточном количестве воды.

Таким образом, сравнение обломочно-шаровых брекчий и комплекса связанных с ними пород с отложениями формации «моберг» в Исландии, а также палеогеографические и геологические условия подтверждают предположение об их вулкано-ледниковом происхождении.

ЛИТЕРАТУРА

- Власов Г. М. Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов (Матер. по четвертичной геологии и геоморфологии СССР). М., Гостоптехиздат, 1959.
- Власов Г. М., Чемяков Ю. Ф. Основные этапы формирования рельефа полуострова Камчатки в четвертичное время и его геоморфологическое районирование. — Изв. Всес. геогр. о-ва, 1950, 82, вып. 3.
- Волчанская И. К., Малаева Е. М. Фациальные особенности отложений и возраст аллейского комплекса. — В сб.: Магматические формации верхнего мела и кайнозоя Центральной Камчатки. М., «Наука», 1966.
- Гоньшак В. И. Палагонитовые миндалекаменные диабазы западной части Виллюйской впадины. — Зап. Всес. минерал. о-ва, 1955, ч. 84, вып. 3.
- Гоньшак В. И. Некоторые термические и рентгеноструктурные данные о палагоните в палагонитовых миндалекаменных диабазах западной части Виллюйской впадины. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 4.
- Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., «Наука», 1966.
- Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки. — Тр. Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-разв. ин-та. Спец. сер. Л., 1955, вып. 19.
- Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦККП Грузии, 1970.

- Куплетский Б. М. Палагонитовые базальты Тимана.—Тр. Ин-та геол. наук. М., петрографич. серия 8, 1940, вып. 25.
- Куприна Н. П. Стратиграфия четвертичных отложений Центральной Камчатской депрессии и некоторые вопросы палеогеографии антропогена Камчатки.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 1.
- Лебединский В. И. К вопросу о развитии взглядов на генезис шаровых лав.—В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ляхович В. В. К минералогии палагонитов.—Минерал. сб. (Львовское геол. о-во), 1957, № 11.
- Мелекесцев И. В., Краевая Т. С. Фациальный состав и литология ледниковых отложений районов четвертичного вулканизма на Камчатке.—Тр. Второго Всес. вулканол. совещ. 8—17 сентября 1964 г. М., 1966, т. 1.
- Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н. Особенности геоморфологии Срединного хребта Камчатки и его геоморфологическое районирование.—В сб.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., «Недра», 1965.
- Хворова И. В. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов.—Литол. и полезн. ископ., 1966, № 4.
- Ное-Нугард А. Subglacial volcanic activity in ancient and recent times.—Folia geogr., № 2, t. 1, 1940.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
18.V.1970

УДК 551.311.231 : 551.735 (477.6)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД КАРБОНА В ДОНБАССЕ

Ю. Н. БРАГИН

В Донбассе широко развиты коры выветривания каменноугольных пород нижнетриасового, нижнемелового, палеогенового и неогенового возрастов. Мощность их 4,5—15 м, строение однотипно. Повсеместно в разрезах кор выветривания выделяются две зоны, разделяет которые подзона аккумуляции. Общим для изученных кор выветривания является переход закисного железа в окисное и накопление последнего в подзоне аккумуляции. Повышенные концентрации Al, вплоть до образования гиббсита, зафиксированы в нижнемеловой коре выветривания. К накапливается в нижнетриасовой коре выветривания, Na — в неогеновой. Во всех остальных случаях они выносятся. Минеральные изменения в корях выветривания сводятся к трансформации хлорита в монтмориллонит, гидрослюда в каолинит и смешанно-слоистые минералы. Сидерит в результате окисления переходит в гетит. Гиббсит — конечный продукт разложения гидрослюда. Наиболее глубокие изменения каменноугольных пород отмечаются при латеритном выветривании. Возникающие при этом продукты выветривания имеют простой минеральный состав. Выветривание в аридных условиях наиболее благоприятно для синтеза глинистых минералов и, в частности, смешанно-слоистых. Продукты выветривания имеют сложный состав.

На протяжении длительного времени (верхний палеозой — кайнозой) каменноугольные отложения Донбасса служили источником образования разнообразных осадочных пород в его периферийных частях. Заметную роль при этом играли коры выветривания, периодически возникавшие на породах карбона в различные геологические эпохи. Особенно важно подчеркнуть, что древние коры выветривания оказали существенное влияние на образование высокоглиноземистых пород (бокситов, огнеупорных глин), широкие поиски которых проводятся в регионе в настоящее время.

Наличие дониннемеловой, доверхнемеловой и частично палеогеновой коры выветривания сланцев карбона в восточном Донбассе отмечено в работах некоторых исследователей (Дубинский, 1951; Куликов, 1964, 1967). В других частях бассейна древние коры выветривания практически не изучались. Новые данные в этом отношении получены в последнее время автором при проведении специальных исследований, благодаря которым установлено, что каменноугольные отложения Донбасса несут кору выветривания нижнетриасового, нижнемелового, палеогенового и неогенового возрастов.

При изучении разновозрастных кор выветривания, развитых на отложениях карбона, автор собрал и проанализировал материал по 14 разрезам коры выветривания.

Каменный материал отбирали из керна скважин и обнажений секциями по всему разрезу. Разрезы подбирали таким образом, чтобы в них можно было изучить коренные породы и продукты их выветривания. По отобранным пробам пород производили химический, рентгенострук-

турный анализы и определение объемного веса при постоянной влажности пород.

Исследование геохимических процессов выветривания основывалось на использовании данных абсолютных содержаний окислов основных породообразующих элементов в различных частях разреза коры выветривания, а также миграционной способности отдельных элементов. Последняя определялась как отношение масс вынесенных (привнесенных) элементов к их количеству в коренной породе и выражалась в процентах (Куренкина, 1967).

Нижнетриасовая кора выветривания. Распространена в западной части Дюбасса, где среднекаменноугольные отложения перекрываются породами серебрянской серии (нижний триас).

Сохранность нижнетриасовой коры выветривания среднекаменноугольных отложений определяется характером покрывающих пород и тектоническим строением района. Наиболее полные ее разрезы наблюдаются в опущенных блоках каменноугольных пород, при условии, что последние перекрываются относительно мелкозернистыми осадками нижнего триаса. Как правило, кора выветривания отсутствует в тех местах, где она перекрывается нижнетриасовыми конгломератами.

Мощность коры выветривания, развитой на глинистых породах, не более 4—5 м, в то же время на песчаниках она может достигать 8—10 м.

Максимальная мощность коры выветривания зафиксирована в верховьях р. Самары на песчано-глинистых отложениях свиты С²⁷ и составляет 10,1 м.

По степени выветрелости пород нижнетриасовую кору выветривания мы подразделяем на две зоны: дезинтеграции и начального выщелачивания; умеренного выщелачивания и окисления. Неизменные (коренные) породы представлены обычно темно-серыми аргиллитами, алевролитами и светло-серыми кварцевыми песчаниками. Объемный вес пород 2,25—2,55 г/см³. Они зачастую содержат углефицированную растительную органику и конкреции сидерита. В зоне дезинтеграции и начального выщелачивания упомянутые породы светлеют, становятся менее плотными — объемный вес их 2,12—2,25 г/см³. Органика частично окисляется и приобретает бурый цвет. Мощность зоны до 3,5 м.

Зона умеренного выщелачивания и окисления начинается горизонтом пестроцветных глин и песчаников. Породы здесь имеют красно-бурую, ярко-желтую или фиолетовую окраску, четко выделяясь на общем сером фоне. Вверх по разрезу они сменяются светло-серыми глинами и песчаниками. Объемный вес пород в зоне снижается до 1,92—2,15 г/см³. Органика полностью окислена, иногда до аморфной массы, конкреции сидерита разложены настолько, что не выделяются среди общей массы пород. Мощность зоны 6,5 м.

Анализ абсолютных содержаний окислов главных породообразующих элементов показывает, что большинство их обладает слабой динамикой выноса даже из верхней зоны коры выветривания.

Господствует процесс окисления. В окисную форму переходит 50—63,1% FeO от первоначального его содержания в свежих аргиллитах и песчаниках. Соответственно масса накопленного Fe₂O₃ увеличивается на 82—350% относительно исходной (см. табл. 3).

Максимальные концентрации окиси железа наблюдаются в горизонте пестроцветных пород, в связи с чем его можно рассматривать как подзону аккумуляции этого окисла.

Al перемещается в коре выветривания слабо, испытывая тенденцию к накоплению в нижней зоне и выносу по мере продвижения вверх по разрезу коры выветривания аргиллитов и песчаников (табл. 1). Кремнезем практически неподвижен. Вынос MgO составляет 22—26,9% от первоначального содержания в коренных породах. К в заметных количествах

(47,4%) выносятся только из песчаников. Это же относится к Na (см. табл. 3). При выветривании песчано-глинистых пород карбона в верхней зоне наблюдается значительный расход S (62%) и органического углерода (до 76% от исходного), что, очевидно, связано с процессами окисления сульфидов и органики.

Перераспределение химических элементов в нижнетриасовой коре выветривания терригенных пород карбона Донбасса тесно связано с изменением их минерального состава. Глинистая субстанция коренных пород сложена гидрослюдой, каолинитом с примесью магнезиального (14 Å) хлорита и сидерита. В зоне дезинтеграции и начального выщелачивания происходит частичное исчезновение хлорита и сидерита. Появляется гетит. В лежащей выше зоне эта тенденция получает свое дальнейшее развитие. Хлорит практически исчезает, замещаясь монтмориллонитом, содержание каолинита уменьшается незначительно. Сидерит окисляется и замещается гетитом. На дифрактограммах глинистой фракции песчаников отмечается резкое ослабление и расширение 10 Å пика гидрослюды и усиление 12,8 Å пика монтмориллонита.

В большинстве исследованных образцов аргиллитов и песчаников из верхней зоны выветривания зафиксировано присутствие сепиолита (12,07 Å). Полевые шпаты в песчаниках замещаются глинистым веществом, имеющим существенно монтмориллонитовый состав.

Таким образом, весьма слабая подвижность породообразующих элементов в нижнетриасовой коре выветривания аргиллитов карбона не приводит к существенным изменениям их вещественного состава. Относительная подвижность закисного железа и магния в них обуславливает лишь трансформацию хлорита в монтмориллонит и синтез гетита. В песчаниках минеральные новообразования более заметны, поскольку здесь наблюдается также значительный вынос калия, который происходит при деградации гидрослюд в связи с переходом их в монтмориллонит. Вынос определенного количества щелочей из песчаников связан также с пелитизацией полевых шпатов. Образование описываемой коры выветривания происходило в аридной обстановке, которая господствовала в течение перми и нижнего триаса на территории Донбасса, и, по-видимому, было ограничено перерывом между верхней пермью и нижним триасом.

Нижнемеловая кора выветривания. Развита в Марьинском, Кураховском и Георгиевском районах Южного Донбасса, а также восточнее — в Амвросиевском и Кутенниковском районах на терригенных породах нижнего и среднего карбона.

Каменноугольные отложения и их кора выветривания перекрываются здесь темно-серыми углистыми глинами и гравелитами апта-нижнего альба (Станиславский, Семенова, 1968) либо непосредственно глауконитовыми песчаниками сеномана и мергелями турона.

Установлено, что распространение и мощность коры выветривания контролируется тектоническим фактором и характером древнего денудационного среза. Максимальная мощность нижнемеловой коры выветривания зафиксирована в Марьинском районе по скважине № А-1192 и составляет 12 м.

Коренные породы представлены темно-серыми аргиллитами с редким обугленным растительным детритом. Объемный вес пород 2,25 г/см³. В зоне дезинтеграции и начального выщелачивания аргиллиты становятся менее плотными (объемный вес 2,13 г/см³) и приобретают характерный пепельно-серый цвет. Мощность зоны 9 м. Наибольшее изменение глинистых пород наблюдается в верхней зоне, которую можно назвать зоной интенсивного выщелачивания и выноса. Здесь они переходят в плотные глины белого, либо коричневатого-серого цвета, теряя первичную сланцевую текстуру. Объемный вес пород 2,05 г/см³. Мощность верхней зоны выветривания до 3 м.

Геохимическая сторона процессов выветривания представлена в таблицах 2, 3. Наиболее подвижно в зоне гипергенеза закисное железо. В сравнении с исходной породой его расход составляет 95,5%. Из этого количества только 14% ($0,013 \text{ г/см}^3$) закисного железа окисляется и накапливается в коре выветривания аргиллитов, а подавляющая часть (81,5%) выносятся из нее (см. табл. 2).

Весьма подвижным элементом является К. Его вынос из пород верхней зоны выветривания аргиллитов достигает 74% исходного содержания в свежей породе. Далее по степени подвижности располагаются Na_2O , MgO , SiO_2 , которые также подчиняются общей тенденции выноса по мере продвижения вверх по разрезу коры выветривания (см. табл. 3).

В противоположность этому Al_2O_3 накапливается в верхней зоне выветривания в количестве 32,3% от начального содержания в аргиллитах. В незначительных количествах накапливается и Са. В процессе выветривания расходуется 72,7% органического углерода.

Минеральные изменения исходных пород в нижнемеловой коре выветривания довольно значительны. Исходные глинистые породы состоят из гидрослюды (преобладает), каолинита и хлорита. Вверх по разрезу коры выветривания хлорит постепенно исчезает и появляется в довольно значительных количествах монтмориллонит (14,44 Å), который дает целочисленную серию рефлексов от отражения 16,8 Å после насыщения образца этиленгликолем. В верхней зоне почти полностью исчезает гидрослюда, в связи с чем порода приобретает существенно каолиновый состав. На дифрактограммах некоторых образцов появляется рефлекс при 4,86 Å, который, очевидно, относится к гиббситу. Присутствие в этих образцах 4—5% свободного глинозема подтверждается также данными химического анализа.

Трансформация хлорита в монтмориллонит и гидрослюды в каолинит связана с выносом из верхних частей коры выветривания карбоновых аргиллитов закисного железа, магния и кремнезема.

В процессах трансформации глинистых минералов принимал активное участие углерод, содержащийся в углистых частицах. Расходуясь, он способствовал обелению пород и их глубоким минералогическим изменениям.

Формирование нижнемеловой коры выветривания каменноугольных пород относится к перерыву, который охватывал значительный интервал времени — от валанжинского до аптского века, а также к перерыву, который был в верхнем альбе. Верхнеальбский возраст, очевидно, имеет кора выветривания, перекрытая непосредственно верхнемеловыми отложениями. Климатическая и тектоническая обстановки, существовавшие в это время на территории Донбасса, способствовали глубокой переработке исходных пород вплоть до образования бокситов, находки которых известны в южной и северо-западной частях Донбасса (Басс, 1968). К этому времени относится и образование латеритных кор выветривания на эффузивах девона, широко развитых в Восточном Приазовье. Поэтому в целом нижнемеловая обстановка выветривания может быть отнесена к латеритной, а общий тип литогенеза — к гумидному.

Палеогеновая кора выветривания. Распространена очень широко в Донбассе на породах нижнего, среднего и верхнего карбона. К настоящему времени изучена кора выветривания терригенных пород карбона среднепалеогенового и верхнепалеогенового возрастов. Поскольку изученные коры выветривания по составу и строению практически не отличаются друг от друга, в дальнейшем они рассматриваются совместно. Мощность коры выветривания каменноугольных отложений, залегающих под опоковидными породами киевской свиты (Pg_2^{kv}) либо под глауконитовыми песчаниками харьковской свиты (Pg_3^{ch}), довольно постоянна и составляет в среднем 13—15 м. Однако наиболее полные ее разрезы встречаются далеко не повсеместно. Последнее обстоятель-

Данные химического состава коренных

Оксиды	Нижнетриасовая кора выветривания						Нижнемеловая кора выветривания		
	коренные породы		зона дезинтеграции		зона умеренного выщелачивания и окисления		коренные породы	зона дезинтеграции	зона интенсивного выщелачивания и окисления
	песчаники	аргиллиты	песчаники	аргиллиты	песчаники	глины	аргиллиты	аргиллиты	глины
SiO ₂	72,78	51,17	76,76	56,70	70,99	60,00	59,96	52,58	58,69
Al ₂ O ₃	13,27	21,89	13,21	22,30	12,83	23,12	21,87	25,80	31,76
Fe ₂ O ₃	1,72	2,12	1,49	1,79	8,07	4,54	0,80	0,42	1,17
FeO	2,56	6,09	1,72	2,95	0,95	3,56	4,09	0,42	0,19
TiO ₂	0,77	0,79	0,60	0,98	0,76	1,07	—	—	—
CaO	0,58	0,87	0,79	0,72	0,52	1,03	0,40	0,38	0,64
MgO	1,14	1,67	1,16	1,43	0,90	1,51	1,56	1,08	1,12
K ₂ O	2,46	2,21	1,16	2,70	1,37	2,68	3,24	1,22	0,93
Na ₂ O	1,62	0,25	0,14	0,27	0,14	0,29	0,27	0,19	0,15
SO ₃	0,24	0,33	0,51	0,04	0,19	0,15	—	—	—
C _{орг}	0,44	1,55	0,23	0,89	0,14	0,44	0,98	2,11	2,93
H ₂ O	0,29	1,66	1,57	1,60	0,50	0,90	1,26	3,87	4,50
П.п.п.	3,30	9,00	0,50	7,20	3,11	1,10	5,68	11,96	4,20
Сумма	100,44	99,60	99,84	99,57	100,45	100,39	100,11	99,93	100,28

Абсолютное содержание оксидов в коренных породах

Оксиды	Нижнетриасовая кора выветривания						Нижнемеловая кора выветривания		
	коренные породы		зона дезинтеграции		зона умеренного выщелачивания и окисления		коренные породы	зона дезинтеграции	зона интенсивного выщелачивания и окисления
	песчаники	аргиллиты	песчаники	аргиллиты	песчаники	глины	аргиллиты	аргиллиты	глины
SiO ₂	1,635	1,228	1,625	1,270	1,505	1,230	1,349	1,120	1,080
Al ₂ O ₃	0,298	0,526	0,284	0,500	0,272	0,474	0,492	0,550	0,651
Fe ₂ O ₃	0,038	0,051	0,032	0,040	0,171	0,093	0,018	0,009	0,024
FeO	0,057	0,146	0,037	0,066	0,021	0,073	0,092	0,009	0,004
TiO ₂	0,017	0,019	0,013	0,022	0,016	0,022	—	—	—
CaO	0,013	0,021	0,017	0,016	0,011	0,021	0,009	0,008	0,013
MgO	0,026	0,040	0,025	0,032	0,019	0,031	0,035	0,023	0,023
K ₂ O	0,055	0,053	0,025	0,060	0,029	0,055	0,073	0,026	0,019
Na ₂ O	0,036	0,006	0,003	0,006	0,003	0,005	0,006	0,004	0,003
SO ₃	—	0,008	0,011	0,001	0,004	0,003	—	—	—
C _{орг.}	0,01	0,037	0,005	0,020	0,003	0,009	0,022	0,045	0,06
Объемный вес, г/см ³	2,25	2,40	2,15	2,24	2,12	2,05	2,25	2,13	2,05

пород и продуктов их выветривания (%)

Палеогеновая кора выветривания				Зона умеренного выщелачивания и окисления		Неогеновая кора выветривания					
коренные породы		зона дезинте- грации				коренные породы		зона дезинтеграции		зона умеренного выщелачивания и окисления	
песча- ники	аргил- литы	песча- ники	аргил- литы			песчаники	глины	песча- ники	аргил- литы	песча- ники	аргил- литы
80,32	59,51	79,22	55,75	76,54	56,72	73,24	59,50	71,21	57,33	70,83	60,21
9,17	16,53	9,54	16,40	11,42	23,06	11,42	19,41	12,23	20,21	14,56	22,25
0,28	0,54	0,14	0,89	0,66	5,11	1,36	2,59	0,92	4,47	0,88	4,72
2,04	5,04	1,88	4,11	2,13	0,78	3,74	4,0	2,77	1,03	3,24	0,47
0,42	0,83	0,60	0,79	0,43	0,83	0,51	0,88	0,44	1,18	0,83	1,15
0,56	0,54	2,66	0,52	0,85	0,61	0,61	0,59	1,31	0,82	0,54	0,73
1,11	2,93	0,92	1,78	1,04	1,67	1,06	2,10	1,60	1,64	1,32	1,41
1,99	2,48	2,52	2,57	1,90	3,50	2,93	3,27	2,57	3,74	2,80	2,98
0,83	0,83	0,83	0,33	0,56	0,22	1,01	0,24	1,11	0,41	1,13	0,37
0,88	0,21	0,23	0,09	0,05	0,11	0,10	0,10	0,10	—	0,15	—
0,19	0,29	0,14	0,23	0,19	0,28	0,25	0,68	0,15	0,36	0,44	0,31
0,53	1,64	0,36	1,64	0,41	3,98	0,50	1,97	0,52	3,10	0,59	2,08
1,57	6,45	0,10	4,40	3,17	3,85	3,60	5,01	4,78	5,03	3,12	3,09
99,89	99,62	99,64	99,50	99,45	100,03	100,33	100,34	99,71	99,62	100,43	99,77

Таблица 2

и продуктах их выветривания, г/с.м³

Палеогеновая кора выветривания				Зона умеренного выщелачивания и окисления		Неогеновая кора выветривания					
коренные породы		зона дезинтеграции				коренные породы		зона дезинтеграции		зона умеренного выщелачивания и окисления	
песчаники	аргиллиты	песчаники	аргиллиты			песчаники	аргиллиты	песчаники	аргиллиты	песчаники	глины
1,735	1,440	1,727	1,193	1,615	1,021	1,450	1,220	1,467	1,118	1,445	1,150
0,198	0,401	0,208	0,351	0,241	0,415	0,226	0,398	0,252	0,394	0,297	0,425
0,006	0,013	0,003	0,019	0,014	0,092	0,027	0,053	0,019	0,093	0,018	0,090
0,044	0,122	0,041	0,088	0,045	0,014	0,074	0,082	0,057	0,020	0,066	0,009
0,009	0,020	0,013	0,017	0,009	0,015	0,010	0,018	0,009	0,023	0,017	0,022
0,012	0,013	0,058	0,011	0,018	0,011	0,012	0,012	0,027	0,016	0,011	0,014
0,024	0,071	0,020	0,038	0,022	0,030	0,021	0,043	0,033	0,032	0,027	0,027
0,043	0,060	0,055	0,055	0,040	0,063	0,058	0,067	0,053	0,073	0,057	0,057
0,018	0,020	0,018	0,007	0,014	0,004	0,020	0,005	0,023	0,008	0,023	0,007
0,019	0,005	0,005	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	—	0,003	—
0,004	0,007	0,003	0,005	0,004	0,005	0,005	0,014	0,003	0,007	0,009	0,006
2,16	2,42	2,18	2,14	2,11	1,80	1,98	2,05	2,06	1,95	2,04	1,91

Миграционная способность элементов и минеральные изменения пород в корях выветривания каменноугольных отложений
Донбасса в зависимости от обстановок выветривания

Возраст коры выветри- вания	Миграционная способность элементов, накопление (+), вынос (-), %										Минеральные изменения		Обстановка выветривания
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Сорг	трансформация	синтез		
T _I	0,0 0,0	-10,0 -8,6	+82,3 +350,0	0,0 0,0	0,0 -15,3	-22,5 -26,9	+3,7 -47,4	-17,0 -90,1	-75,8 -70,0	Хлорит → монтмориллонит, гидрослюда → монтмориллонит (12, 8 А)	Сепиолит, полевые шпаты → монтморил- лонит, сидерит → гетит	Аридная	
Cr _I	-20,0	+32,3	+61,1	-81,5	+44,4	-31,3	-74,0	-50,0	-72,7	Хлорит → монтмориллонит (14, 4 А), гидрослюда → као- линит	Гиббсит	Гумидная (латеритная)	
Pg	-29,3 -7,0	+3,5 +21,5	+607,6 +133,3	0,0 +2,3	-15,3 +50,0	-57,7 -8,3	-5,0 7,0	-80,0 -22,2	-28,5 0,0	Хлорит → монтмориллонит, гидрослюда → гидрослюда → монтмориллонит (24, 2А) → монтмориллонит	Полевые шпаты → → каолинит, сидерит → → гетит	Переходная от гумидной к аридной	
N	-5,7 -0,3	+6,7 +31,4	+88,6 -33,3	0,0 -10,8	-14,2 -8,3	-37,2 +28,5	-14,9 -1,8	+40,0 +15,0	-57,0 -10,0	Хлорит → монтмориллонит, гидрослюда → каолинит	Сидерит → гетит, по- левые шпаты → каоли- нит, пирит → гетит	Гумидная	

Примечание. В числителе — глинистые породы, в знаменателе — песчаники.

ство связано с размывом верхних частей коры выветривания приподнятых участков древней суши и в целом обуславливается тектоническим строением региона.

Сводный разрез палеогеновой коры выветривания может быть представлен в следующем виде. Коренные породы — сланцы, аргиллиты, алевролиты, песчаники аналогичны ранее описанным. Их объемный вес 2,11—2,42 г/см³. Наибольшим объемным весом обладают алевролиты. В зоне дезинтеграции и начального выщелачивания породы приобретают более светлый оттенок, изредка наблюдаются признаки ожелезнения. Объемный вес пород уменьшается до 1,75—2,25 г/см³. Мощность зоны 3—5 м. Зона умеренного выщелачивания и окисления начинается подзоной аккумуляции, мощность которой не превышает 2 м. Породы здесь, как правило, имеют красно-бурый, желто-бурый цвет. Первичные текстурные признаки становятся мало заметными. Выше идут светло-серые породы, обычно лишенные первичных текстурных признаков. Аргиллиты и сланцы в этой подзоне переходят в глины. Песчаники разрушаются слабее, за исключением аркозовых. Подвергаются сильному разложению растительная органика и конкреции сидерита. Каменные угли, независимо от их метаморфизованности, превращаются в сажу. Объемный вес пород снижается до 1,65—2,05 г/см³.

В рассматриваемой коре выветривания наиболее сильно развиты процессы

окисления. В верхней зоне выветривания аргиллитов окисляется 88,5% FeO относительно его содержания в свежих породах. Причем вся масса окисного железа накапливается в породах коры выветривания, в результате чего содержание Fe_2O_3 в них увеличивается в 1,3—6 раз (см. табл. 2). Максимальные концентрации этого окисла наблюдаются в породах подзоны аккумуляции.

Высокой миграционной способностью обладают Mg и Na. Из коры выветривания глинистых пород выносятся до 57,7% MgO и 80% Na_2O от исходного содержания в коренных породах. Все остальные породообразующие элементы, включая Al, довольно инертны (см. табл. 3). Различие в содержании SiO_2 между исходной породой и конечным продуктом выветривания может быть объяснено разным количеством присутствующего в них кварца.

Процессы перераспределения масс породообразующих элементов довольно хорошо увязываются с изменением первоначального состава пород. Не затронутые выветриванием аргиллиты слагаются гидрослюдой, каолинитом, хлоритом (магнезиально-железистым). В подчиненных количествах присутствуют кварц, слюды, полевые шпаты, сидерит и гетит. Состав песчаников преимущественно кварцевый. В цементе преобладает каолинит, в меньших количествах присутствует гидрослюда, хлорит и смешанно-слоистые образования типа гидрослюда — монтмориллонит. В верхней зоне выветривания хлорит трансформируется в монтмориллонит. Несмотря на незначительный вынос K из решетки гидрослюды, последняя также испытывает значительные изменения. Прежде всего это связано с трансформацией гидрослюды в упорядоченный смешанно-слоистый минерал с монтмориллонитовой составляющей, который имеет первый рефлекс при 24,14 Å (с гликолем 27 Å), а также с тем, что только незначительная часть смешанно-слоистых образований испытывает конечные превращения в монтмориллонит. Наблюдаемое перераспределение масс железа в рассматриваемой зоне выветривания связано в основном с переходом сидерита в гетит и в меньшей мере с разрушением бруситового слоя хлорита.

Накопление Al в коре выветривания песчаников обусловлено обогащением ее верхних частей каолинитом, которое происходит за счет разрушения полевых шпатов и, частично, гидрослюд.

Формирование палеогеновой коры выветривания имело место в течение палеоцена и, отчасти, эоцена. По данным некоторых исследователей (Баранова, 1966), климатическая обстановка этого времени была типично гумидной; однако, судя по комплексу глинистых минералов, которые образовались в рассматриваемой коре выветривания, она, вероятно, соответствовала переходной от гумидной к аридной.

Неогеновая кора выветривания. Пользуется довольно ограниченным распространением и встречается преимущественно в западной части Донбасса. Кора выветривания неогенового возраста обычно развита на приподнятых участках современного рельефа, где отложения полтавской свиты неогена (N_1^{pt}) залегают непосредственно на породах среднего и верхнего карбона. Изученные разрезы коры выветривания располагаются в Ново-Гродовском и Добропольском районах.

Неогеновая кора выветривания имеет в общем то же зональное строение, что и более древние коры выветривания. Преобразование коренных пород в зоне дезинтеграции и начального выщелачивания сводится к уменьшению их плотности, осветлению и частичному ожелезнению. Объемный вес пород снижается с 2,3—2,5 до 2,05—2,1 г/см³. Зона умеренного выщелачивания и окисления начинается светло-серыми породами, постепенно сменяющимися буровато-желтыми сильно ожелезненными. В верхних частях коры выветривания развиты светло-серые, сильно обеленные породы.

Аргиллиты здесь переходят в пластичные глины, а песчаники — в слабосцементированные пески. Объемный вес пород продолжает уменьшаться ($2,04-1,9 \text{ г/см}^3$).

Нижняя зона коры выветривания имеет мощность 8—10 м, верхняя 3—4 м, мощность коры выветривания в целом не превышает 12 м. С геохимической стороны описываемая кора выветривания во многом сходна с палеогеновой. Значительная часть (90%) закисного железа, содержащегося в аргиллитах, окисляется и накапливается в верхней части коры выветривания, образуя подзону аккумуляции. Масса накопленного окисного железа при этом возрастает на 88,6%. В песчаниках наблюдается незначительный вынос железа в закисной и окисной формах (до 10%). Вынос MgO из глинистых пород составляет 37%. В песчаниках происходит его накопление в количестве 28,5% от исходного.

Далее по уменьшению миграционной способности располагаются Na и K. Однако если Na_2O накапливается в верхней зоне коры выветривания в количестве 15—40%, то K_2O преимущественно выносятся — до 14,9% от первоначального содержания в коренных породах. Все остальные породообразующие элементы имеют более низкую миграционную способность (см. табл. 3).

При рассмотрении поведения Al в неогеновой коре выветривания каменноугольных пород необходимо отметить факт накопления его в низах зоны умеренного выщелачивания и окисления. Количество накопленного Al_2O_3 здесь достигает $0,078 \text{ г/см}^3$, т. е. 20% в сравнении с исходным. В то же время в целом по зоне среднее значение накопленного Al_2O_3 составляет всего $0,027 \text{ г/см}^3$, или 8%.

Этот же процесс характерен и для песчаников, где Al_2O_3 накапливается даже в больших количествах (31%), чем в глинистых породах.

Вынос органического углерода при окислении растительной органики составляет 10—57% от исходной массы; при этом он варьирует в зависимости от литологической разновидности пород.

Геохимические изменения пород коры выветривания влекут за собой изменения их минерального состава. Причем наиболее четко реагируют на все это минералы, богатые железом, и глинистые. В коренных породах они представлены в убывающем порядке хлоритом, гидрослюдой, каолинитом, сидеритом, пиритом.

Вверх по разрезу коры выветривания в связи с выносом Mg, Fe и K происходит постепенное уменьшение количества хлорита и частично гидрослюды. В верхних частях зоны умеренного выщелачивания и окисления хлорит полностью трансформируется в монтмориллонит. Последний присоединяет в обменные позиции Na, который высвобождается из решетки разрушающихся полевых шпатов.

Этим процессом, очевидно, объясняется факт накопления Na в верхней зоне выветривания песчано-глинистых пород. Уменьшение содержания гидрослюды и возрастание содержания каолинита в верхней зоне выветривания связано с трансформацией ее в каолинит, исчезновение сидерита — с преобразованием его в гетит. Как уже указывалось выше, в составе кластических компонентов песчаника происходят определенные изменения, связанные с пелитизацией полевых шпатов и замещением их каолинитом.

Этот минерал доминирует в глинистой фракции конечного продукта выветривания песчаников.

Процессом окисления подвергаются пирит и растительная органика, в значительной степени расходующиеся в верхней зоне выветривания.

Время формирования неогеновой коры выветривания можно предположительно определить как нижнемиоценовое. Донбасс в это время представлял собой пенепленизированную сушу с развитыми процессами

выветривания, которые протекали в условиях достаточно влажного и жаркого климата (Ремизов, 1964).

Выводы. 1. В Донбассе широко развиты коры выветривания каменноугольных пород различного возраста. Повсеместно в полных разрезах кор выветривания выделяются две зоны. Нижняя зона характеризуется слабым изменением терригенных пород. Верхняя зона, отличающаяся наиболее интенсивным проявлением процессов выветривания, начинается подзоной аккумуляции окисного железа, где преобладают пестроцветные (красноцветные) породы. Вверх по разрезу они постепенно сменяются светло-серыми, иногда обеленными породами. Подзона аккумуляции — хороший маркирующий горизонт, позволяющий увязывать между собой разрезы кор выветривания и судить об их полноте.

2. Геохимическая характеристика кор выветривания позволяет говорить о том, что формирование их происходило в разных условиях. В силу этого поведение основных породообразующих элементов в зоне гипергенеза наряду со сходством имеет существенные черты различия. Общим для изученных кор выветривания является переход закисного железа в окисное, накопление последнего в подзоне аккумуляции и вынос из остальных частей верхней зоны коры выветривания. Исключение составляет нижнетриасовая кора выветривания песчаных пород, где по всему разрезу ее верхней зоны наблюдается концентрация окисного железа.

Al в заметных количествах, вплоть до образования минералов свободного глинозема (гиббсита), накапливается только в глинистых породах коры выветривания нижнемелового возраста. Отмечается также обогащение алюминием пород подзоны аккумуляции в коре выветривания неогенового возраста.

K накапливается только в нижнетриасовой коре выветривания; Na — неогеновой. Во всех остальных случаях K, Na и Mg преимущественно выносятся из кор выветривания.

3. Геохимические изменения пород в корях выветривания тесно увязываются с изменениями их минералогического состава. Наименее устойчивым минералом в корях выветривания каменноугольных пород является хлорит, который, лишаясь Mg и Fe из бруситового слоя, трансформируется в монтмориллонит и лишь изредка в гидрослюда. Гидрослюда имеет более широкий диапазон изменений, обусловленных выносом из ее решетки K. В нижнетриасовой коре выветривания она трансформируется в монтмориллонит, в нижнемеловой и неогеновой — в каолинит. Аналогично ведут себя полевые шпаты, которые в первом случае преобразуются в монтмориллонит, а во втором — в каолинит. Общим для всех изученных кор выветривания является переход сидерита в гетит.

4. Наиболее глубокие изменения каменноугольных пород отмечаются при латеритном типе выветривания. Продукты выветривания при этом имеют простой минералогический состав. Выветривание в аридных условиях наименее благоприятно для коренного преобразования исходных минералов. Продукты выветривания имеют довольно сложный состав (см. табл. 3).

5. Исследованные коры выветривания каменноугольных пород Донбасса имеют определенную только верхнюю возрастную границу. Однако установленные закономерности их формирования указывают на то, что своим происхождением они обязаны различным процессам, протекавшим в разные геологические эпохи, т. е. эти коры выветривания разновозрастны. Наиболее благоприятные условия для образования высокоглиноземистых пород (бокситов, огнеупорных глин) возникали в нижнем мелу и неогене. Формации кор выветривания этих возрастов должны явиться объектом дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранова Н. М. Літофації палеогену півдня України. «Наукова думка», Київ, 1966.
- Басс Ю. Б. К проблеме бокситов на Украине — Разведка и охрана недр, 1968, № 8.
- Дубинский А. Я. Об альб-сеноманских континентальных отложениях и коре древнего выветривания восточной части Большого Донбасса и прилегающих с юга территорий. — Докл. АН СССР, 1951, т. 81, № 8.
- Куликов С. И. Исследование надкарбоновой формации коры выветривания в восточном Донбассе (бассейн р. Кундрючей). (Тр. совещания, посвященного изучению осадочных формаций Большого Донбасса и связанных с ними полезных ископаемых). Изд-во Харьковск. ун-та, 1964.
- Куликов С. И. Современное и древнее выветривание аргиллитов Донбасса. В сб.: Кора выветривания, вып. 8, М., «Наука», 1967.
- Куренкина И. Е. Кора выветривания протерозойских кварц-серицитовых углистых сланцев Гостищевского месторождения КМА. — В сб.: Кора выветривания, Вып. 8, М., «Наука», 1967.
- Ремизов И. И. Полтавская серия — миоценовая кварцево-песчаная аллювиально морская формация юга Русская платформы. (Тр. совещания, посвященного изучению осадочных формаций Большого Донбасса, и связанных с ними полезных ископаемых). Изд-во Харьковского ун-та, 1964.
- Станиславский Ф. А., Семенова Е. В. Возраст мезозойских континентальных отложений района Красноголовки в Донбассе. — Докл. АН УССР, 1968, № 3.

Артемовская комплексная геологоразведочная
экспедиция треста «Артемгеология»
Артемовск

Дата поступления
5.III.1969

УДК 553.661 (470.43)

О МИНЕРАЛОГИИ ВОДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕРЫ В КУЙБЫШЕВСКОЙ ОБЛАСТИ

Б. И. СРЕБРОДОЛЬСКИЙ

Породы, вмещающие серу Водинского месторождения, представлены известняками, доломитами, доломитизированными известняками, мергелями, глинами. Главные минералы серных руд — кальцит, доломит, сера. Подчиненное значение имеют гипс, целестин, кварц, халцедон, пирит. В зоне окисления выявлены базальюминит, эпсомит, гексагидрит, ярозит, гидрогетит. По способу выделения в рудах различается сера выполения и сера замещения (метасоматическая). Преобладает сера выполения. Она возникает в порах и трещинах карбонатных пород в результате окисления H_2S кислородсодержащими инфильтрационными водами; метасоматическая сера образуется при замещении гипса. Участие углеводородов в формировании серных залежей подтверждается наличием битумных включений в кристаллах серы и кальцита.

В литолого-минералогическом отношении Водинское месторождение изучено слабее других серных месторождений СССР. На базе месторождения в 1965 г. вступил в строй Куйбышевский серный комбинат.

В геологическом отношении месторождение исследовано довольно хорошо (Бородаев, 1935; Отрешко, 1959; данные А. С. Соколова и др.). Оно приурочено к конхиферовому подъярусу казанского яруса P_2 . Самородная сера сосредоточена в семи (I—VII) сероносных горизонтах, связанных с дубравинской, водинской, орловской, падовской, сорокинской и барбашинской гипс-карбонатными толщами. Из них промышленное значение имеют только 5 горизонтов. Там, где сероносный комплекс перекрыт песчано-глинистыми отложениями татарского яруса, сравнительно хорошо развит только II горизонт мощностью до 1 м (Орнатский, 1966 г.). Скопления серы находятся в карбонатных породах на контакте их с подстилающими или перекрывающими огипсованными отложениями. Форма рудных тел пластовая, линзообразная. Содержание серы в рудах существенно колеблется и не превышает 15%. Месторождение отрабатывается двумя карьерами: Западным и Центральным.

Ниже приводится минералогическая характеристика серных руд и пород Водинского месторождения с учетом литературных данных (Бородаев, 1935; Кротов, 1925, 1935; Крылова, 1936; Отрешко, 1959; Трухачева, Бурлакова, 1959 и др.). Руды по характеру серы делятся на два главных подтипа: 1) с кристаллической (зернистой); 2) с тонковкрапленной (дисперсной) серой. Кристаллическая — крупно- и мелкозернистая сера образует гнезда, прослойки, прожилки и включения сечением 0,1—10 см. Дисперсная (мельче 0,1 мм) пропитывает породу по мельчайшим порам. При выветривании руды могут обогащаться порошковой (мучнистой) серой.

В зависимости от литологического состава на месторождении выделяется ряд типов руд (разностей): известняковые, известняково-доломитовые, известняково-мергелистые, огипсованные. Весьма типичны прожилковые, полосчатые, вкрапленные, пятнистые, друзовые, петельчатые,

каемчатые текстуры. Наиболее распространены руды слоистого и гнездового сложения. Первые представляют собой чередование вмещающей породы с прослойками вторичных минералов и серы, вторые образованы выделениями — гнездами битуминозной серы и кальцита. Главные компоненты — сера, кальцит и доломит — составляют до 80% серных руд.

Продуктивные пласты и вмещающие их толщи характеризуются разной степенью вторичного преобразования вещества. Изучение шлифов и иммерсионных препаратов, химических, спектральных, термических и рентгеновских анализов дало возможность выделить аутигенные минералы и наметить основные этапы их возникновения и замещения.

ТИПЫ ПОРОД

На месторождении преобладают доломитизированные известняки. Они связаны с доломитами и «чистыми известняками» постепенными переходами. По простирацию часто переходят в кавернозные известняки с большим количеством вторичного кальцита (дубравинская толща), а также в мергели и глины (сорокинская толща). В барбашинской толще доломитизированные известняки постепенно переходят в оолитовые доломиты. В направлении к верхам разреза доломитизация карбонатных пород ослабевает. Так, известняки самой верхней (водинской) толщи уже практически не содержат доломита. Наиболее доломитизированы известняки падовской толщи.

Среди доломитизированных известняков выделяются афанитовые и комковатые разновидности. Они состоят из пелитоморфного кальцита (зерна $< 0,01$ мм) с примесью мутных зерен доломита и глинистого вещества. В пелитоморфной основной массе встречены участки, сложенные перекристаллизированным кальцитом с зернами в 0,3—0,5 мм и доломитом в виде бесформенных скоплений и ромбоэдров до 0,1 мм в сечении. Терригенная примесь состоит из зерен кварца, полевых шпатов, глауконита и чешуек слюд. Глинистый нерастворимый остаток представлен гидростлюдой. Химический состав афанитового известняка из орловской толщи приведен в таблице, образец 5.

Химический состав пород, вмещающих серу, Водинского месторождения, %

Комп. н. т.	№ образца				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	0,26	0,38	4,38	1,96	26,62
Al ₂ O ₃	0,52	0,50	1,48	1,12	9,68
Fe ₂ O ₃	0,26	0,26	1,28	0,64	—
CaO	54,70	52,53	29,34	28,80	19,18
MgO	1,17	1,44	18,29	15,15	12,80
H ₂ O	0,08	0,36	0,20	1,26	1,24
П. п. п.	—	—	—	—	0,45
CO ₂	43,00	41,58	42,25	34,34	26,20
SO ₃	—	0,86	2,69	1,55	3,35
S _{эл}	0,68	2,60	—	15,39	—
Сумма	100,67	100,51	99,91	100,21	99,52

Примечание. 1—афанитовый известняк, орловская толща, Западный карьер; 2—комковатый известняк, водинская толща, Западный карьер; 3—доломит, падовская толща, Центральный карьер; 4—доломитизированный известняк, падовская толща, Центральный карьер; 5—доломитизированный известняк, орловская толща, Западный карьер.

Комковатые известняки распространены шире, но менее равномерно, чем афанитовые. В ряде случаев ими сложены нижние части разреза. Известняки состоят из комочков — оолитов (диаметр 0,8—1 мм) непрозрачивающегося пелитоморфного кальцита, как бы сцементированных

мелкозернистым кальцитом, местами перекристаллизованы с зернами до 0,3 мм. Перекристаллизация начинается с центров комочков и постепенно распространяется на все скопление. Кальцит основной массы доломитизирован. Зерна доломита не более 0,05 мм. В комочках в центре видны зерна кварца. Нерастворимый остаток состоит из глинистого вещества, кварца, полевых шпатов, глауконита, редких кубиков лимонитизированного пирита, к которому примешиваются чешуйки слюд. Магнезиального компонента больше, чем в афанитовых известняках (таблица, обр. 4).

Вторичные известняки (таблица, образцы 1 и 2) связаны с процессом раздоломичивания доломитизированных известняков. В слоистых доломитизированных известняках начальная стадия раздоломичивания характеризуется появлением полосок новообразованного кальцита, ориентированных по слоистости, вокруг пор и трещин в породе. Контуры полос кальцита неровные с многочисленными заливами, внедряющимися в исходную породу. Наиболее трудно поддаются кальцитизации породы с ощутимой примесью глинистого материала. Этим процессом охвачены доломиты и доломитизированные известняки на всей площади месторождения.

Доломиты (таблица, обр. 3) имеют форму линз, сложены частичками размером около 0,01 мм и обычно ассоциируются с кальцитом примерно такой же величины; по простирацию они сменяются известняками. Доломитов много в низах дубравинской и падовской толщ.

Мергели сконцентрированы преимущественно в верхах серной залежи; с доломитизированными известняками они связаны постепенными переходами. Количество мергелей на Западном карьере составляет до 15% мощности разреза, на Центральном — меньше (1,5%). Это серые, голубовато- и желто-серые породы, слоистые. Состоят из смеси глинистого вещества, кальцита, доломита, примеси обломочных зернышек кварца, чешуек слюды и сажистого пирита. Основная масса пелитоморфная, сложена карбонатными частицами размером до 0,005 мм. Размер глинистых частиц 0,005—0,02 мм. Карбонатность двух образцов мергеля из водинской толщи Западного карьера 50 и 65%. В дубравинской толще за мергель можно принять сильно разрушенный доломитизированный известняк, представляющий собой кору выветривания карбонатных пород.

Глины на обоих карьерах слагают верхнюю часть разреза, где они переслаиваются с известняками и реже с гипсами. Их много в водинской толще, I и II горизонтах. Они серые до темно-серых, аргиллитоподобные, алевроитовые, иногда с примесью обуглившихся растительных остатков. Химический состав фракции $<0,001$ мм из глин водинской толщи следующий (вес. %): SiO_2 — 55,58; TiO_2 — 1,02; Al_2O_3 — 15,45; Fe_2O_3 , MnO не опр.; FeO — 3,88; CaO — 0,34; MgO — 2,45; K_2O — 3,05; Na_2O — 0,39; H_2O^- — 3,62; п. п. п. — 14,35; фракция $<0,001$ мм из глин дубравинской толщи имеет такой состав, вес. %: SiO_2 — 59,48; TiO_2 — 0,73; Al_2O_3 — 16,68; Fe_2O_3 — 2,93; FeO — 0,24; MnO — 0,01; CaO — 0,48; MgO — 2,26; K_2O — 2,87; Na_2O — 0,78; H_2O^- — 4,50; п. п. п. — 11,94. Глинистые частицы представлены бесформенными комочками и чешуйками бурого или темно-серого цвета, поляризация их агрегатная ($ng' = 1,570$; $np' = 1,552$), относятся к гидрослюдам. На дифрактограммах фракции $<0,001$ мм фиксируются целочисленные рефлексы: 9,9—10,1; 4,85—4,90; 3,30—3,35; около 2,0 Å. В водинской толще глины серо-зеленые, песчаные.

Гипсы Водино селенитоподобны и настолько хрупкие, что легко растираются между пальцами. Эта особенность прослежена нами по всему разрезу, начиная от сорокинской толщи. В водинской и орловской толщах можно проследить постепенные переходы по простираанию гипсов в мергели и осерненные доломитизированные известняки. Переход глин

водинской толщи в гипсы (Центральный карьер) происходит через зону селенита или глино-гипсовую породу. По сравнению с гипсами Предкарпатья гипсы Водино более мелкозернистые. В шлифах выделяются зернистая, зубчатая, порфиroleпидобластовая, чешуйчатая, перепутанно-чешуйчатая структуры. Преобладают удлиненные зубчатые зерна гипса с отношением длины к ширине 5 : 1. В гипсовой породе встречаются зерна кальцита, кристаллики кварца, целестина и пирита, таблички ангидрита и глинистое вещество.

Ангидритов немного, они характерны для более глубоких частей разреза. Их структура кристаллически-зернистая и гетеробластовая, величина зерен 0,01—0,04 мм. Вверх по разрезу слойки ангидрита постепенно утоняются и сменяются чистым мелкозернистым гипсом.

АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

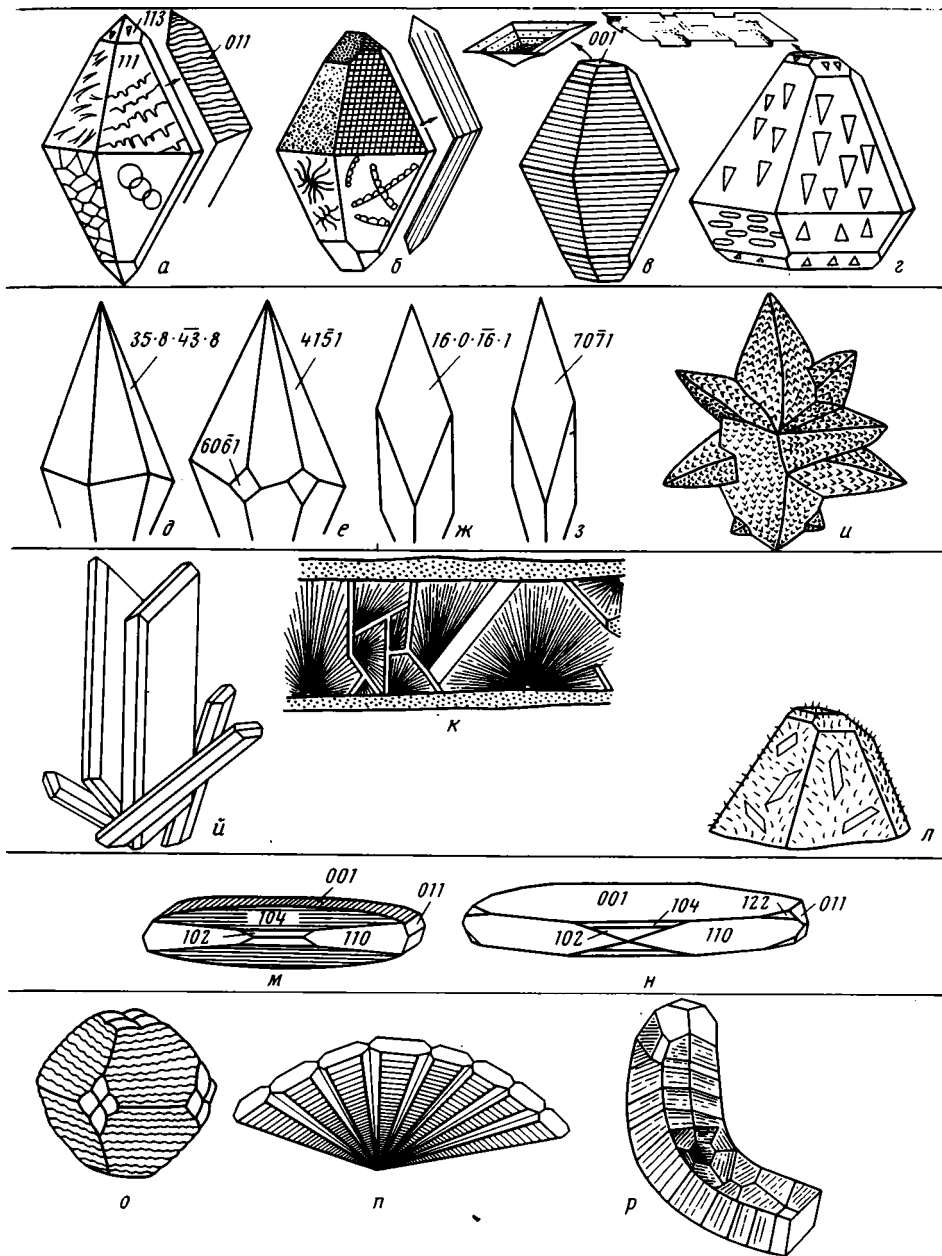
Самородная сера бывает крупно- и скрытокристаллическая; по способу образования — сера выполнения (преобладает) и сера замещения.

Сера выполнения встречается на всей площади месторождения. Крупнокристаллическая сера находится в участках, которые предварительно были подвергнуты карстованию. В условиях свободной кристаллизации сера образует различные многогранники (фигура, $a - z$). Непосредственное воздействие нефти и ее производных сказалось в образовании характерных фигур травления на гранях кристаллов серы. Отмечены зональные многогранники с желтой центральной частью и более темной внешней каймой. Друзовой рост наиболее характерен для внутренних частей серно-кальцитовых желваков. Внутренние стенки желвака облекаются серой и сопровождающими минералами с сохранением центральной части. Сера в желваках чистая. В трещинах вмещающих пород кристаллы серы покрыты блестящей коркой битума. Интересная деталь в строении агрегатов серы — наличие щепковидной отдельности, еще не отмечавшейся для серы.

Друзовые корочки серы в пустотах типа жеод занимают не более трети объема полостей. Крупные полости бывают полностью заполнены кристаллически-зернистыми агрегатами серы. Выпадение их происходило быстрее, чем друзовых агрегатов. Размеры гнезд этой серы — до 1 м в сечении. Совместный рост индивидов зафиксирован в индукционной штриховке.

Сера выполнения — важная составляющая полосчатых руд, распространенных во II и III горизонтах Западного карьера. Полосы кристаллически-зернистой серы идут строго по напластованию доломитизированного известняка и не сопровождаются заметными выделениями вторичного кальцита. Последний отмечен в горизонтальных полосках такой же, как и сера величины в тесной ассоциации с битуминозным веществом. Выделения темно-зеленой скрытокристаллической серы собраны в полосы шириной 1,5—2,0 см, секущие рыхлый глинистый известняк в разных направлениях. В глубине породы этот известняк сменяется доломитизированным известняком, а скрытокристаллическая сера — кристаллически-зернистой разностью. К этому же типу осернения необходимо отнести чрезвычайно богатое осернение в прибортовых участках карстовых воронок III + IV горизонтов обоих карьеров. Здесь отмечены блоки почти чистой мономинеральной серы длиной до 10 м и шириной 0,5—0,7 м. Коричневая окраска серы обусловлена различным содержанием в ней битуминозных веществ.

Сера замещения, или метасоматическая, менее распространена. Она бывает скрытокристаллическая и кристаллически-зернистая. Образовалась она в участках, приконтактовых с гипсом. В желваках зернистого гипса и верхних участках I горизонта Центрального карьера сера замещения представлена сравнительно плотной, довольно однотонной тем-



Морфология кристаллов и выделений в серных рудах Водинского месторождения
а — г — сера; д — и — кальцит; й — л — гипс; м, н — целестин; о — р — пирит. а — г, й — л — натуральная величина; д — и, ж — р — увеличено в 3 раза

но-коричневой массой, местами зеленоватой с матовым блеском и неровным изломом. Сложена она частичками величиной около 0,001 мм. Между гипсом и замещаемой им серой находится тонкий прослой зернистого кальцита иногда вместе с кристаллически-зернистой серой. Под микроскопом видно, что новообразованные сера и кальцит вьдаются в гипс, проникают в межзерновое пространство и трещины спайности гипса. К сере замещения, по-видимому, необходимо отнести и шестоватую скрытокристаллическую серу, перемежающуюся с параллельно-шестоватым кальцитом в периферийных участках желваков. Гипс в этих желваках отсутствует.

В обеих разностях серы выявлено 13 элементов (Na, Mg, Al, Si, Ca, Ti, Mn, Fe, Cu, Se, Sr, Zr, Mo). Интересно, что Se в сере экзогенных месторождений ранее не был обнаружен. Существовало мнение, что он вообще в них отсутствует. Наши с В. Д. Сидельниковой исследования шести образцов серы Водинского месторождения показали в ней содержание Se 1,5—13,7 г/т. В скрытокристаллической сере Se несколько больше, чем в различно окрашенных кристаллах и кристаллически-зернистых ее агрегатах. Присутствие Se в самородной сере вполне закономерно вследствие близости их ионных радиусов: у $\text{Se}^{2-} = 1,93 \text{ \AA}$, у $\text{S}^{2-} = 1,82 \text{ \AA}$. Содержание Se в сере Водино на 1—2 порядка выше кларка.

Кальцит. Бывает пелитоморфный, зернистый и крупнокристаллический. Пелитоморфным кальцитом сложены седиментационные известняки. При его перекристаллизации происходило перераспределение карбонатного материала внутри породы с образованием зерен кальцита в форме хорошо выраженных ромбоэдров. Зернистый кальцит обычен в маломощных прожилках, образующих петельчатую структуру в доломитизированных известняках всех толщ и горизонтов. В ассоциации с зернистой серой кальцит более ранний. На западе месторождения им сложены участки доломитизированного известняка без серы или с весьма небольшим ее содержанием. Здесь кальцит чаще ассоциируется с битумом, который, покрывая кристаллы серы блестящей пленкой, предохраняет их от разрушения. В дубравинской толще Западного карьера зернистый кальцит под влиянием выветривания превратился в белый мучнистый порошок, местами уплотненный, с зеркалами скольжения.

Среди кристаллов кальцита (фигура, *д*—*з*) встречаются сростки типа «ячменных зерен» (фигура, *и*), а также характерные двуцветные фантом-кристаллы. Во II горизонте Центрального карьера найдены сферолиты кальцита до 5 см в диаметре, по своему строению сильно напоминающие такие же образования арагонита. Сложены они тонкими (0,3 мм) лучами-шестиками кальцита, оканчивающимися трехгранными вершинами. Принадлежность этих образований к кальциту подтверждена оптическими и рентгеновскими исследованиями. Как эпизодическое явление отмечены интересные псевдоморфозы мелкозернистого кальцита по таблитчатым кристаллам целестина (верхний участок III горизонта, Западный карьер). Это белые до молочно-белых, иногда пустотелые таблички размером $3,5 \times 2,5 \times 0,5 \text{ см}$ с развитой пинакоидальной гранью. Они обычно густо усеяны мелкими (0,2—0,3 мм) кристалликами кальцита более поздней генерации.

Хорошо образованные кристаллы кальцита размером до 2,5 см отмечены в виде секреционных выделений среди доломитизированного известняка. Их состав, %: CaO — 55,80; MgO — 0,35; CO₂ — 43,84; SiO₂ — 0,08; H₂O — 0,04; Al, Fe, Mn, S — следы.

Гипс. Ниже остановимся на характеристике явно вторичных разностей гипса. Среди них выделяются разности перекристаллизованные, желваковые и сформированные в результате окисления серы. Перекристаллизованные гипсы бывают шпатовые и шестоватые. Шпатовый гипс прозрачен, встречается с серой во всей продуктивной толще и особенно распространен в полостях серно-кальцитовых желваков верхних участков I горизонта (фигура, *й*). Шестоватый гипс образует мечевидные кристаллы длиной до 7 см, часто собранные в радиально-лучистые агрегаты (фигура, *к*). Находится в полостях карстовых воронок орловской толщи вместе с зернистыми гипсами. Желваковый гипс в основном зернистый, размеры желваков до 15 см в диаметре. Особенно много желваков гипса в верхних горизонтах продуктивной толщи.

Гипсы, образовавшиеся за счет окисления серы, представлены мелкими пластинчатыми и игольчатыми кристалликами. Они покрывают неж-

ным ореолом кристаллы серы (фигура, л). Иногда изъеденные кристаллы серы одеты «рубашкой» гипса толщиной до 0,5 см. В межрудных толщах кора выветривания доломитизированных известняков представлена гипсовыми корками толщиной до 3 см.

Целестин. Его кристаллы внутри желваков таблитчатые и пластинчатые, небесно-голубые, до 1,5 см, с кривой пинакоидальной гранью {001} (фигура, м). На контакте доломитизированных известняков дубравинской толщи с лежащими ниже гипсами целестин встречен в маломощных корочках. Его кристаллы (фигура, н) бесцветны, пластинчатые. Третья разность целестина — жильные выполнения. Это голубые параллельно-шестоватые агрегаты в глинистых известняках орловской толщи на контакте с подстилающими гипсами. Мощность жилок не больше 4—5 см. Особенности строения агрегатов целестина позволяют заключить, что подрастающие шестики все время упирались в одну из стенок и расширяли ее. Параллельно-шестоватый целестин нарастает на такие же агрегаты гипса и унаследует структурную ориентировку его зерен (волокон). Выше по разрезу целестин кристаллизовался в свободных полостях и не ассоциировался с гипсом. В этих условиях сформировались хорошо образованные агрегаты кристаллов целестина.

Химический состав трех разностей целестина (соответственно) (вес. %): SrO — 54,95; 54,10; 54,70; BaO — не обн.; CaO — 0,14; 0,40; 0,52; MgO — 0,52; не обн.; 0,28; SO₃ — 43,67; 42,94; 43,60; Al₂O₃ — 0,08; не обн.; 0,20; Fe₂O₃ — 0,12; не обн.; 0,21; SiO₂ — 0,02; 1,62; 0,06.

На Западном карьере целестин редок. В подошве II горизонта целестин обнаружен на контакте с гипсами, где представлен параллельно-шестоватыми агрегатами в тесной ассоциации с такими же агрегатами серы. Ширина шестиков обоих минералов 0,5 мм при длине 1,5—2 см. В III горизонте скопления кристаллов целестина величиной до 2,5 см находятся в карбонатных глинах, которые подстилают гипсоносные отложения.

Образовался целестин позже кальцита и серы. Об этом свидетельствуют случаи нарастания его кристаллов на ромбоэдры кальцита, а также обнаружение внутри их зерен серы, захваченных во время кристаллизации.

Первичные концентрации Sr образовались при хемогенной садке его в осолоненной лагуне. Наиболее вероятно, что первоначально Sr в верхнеказанских отложениях образовывал самостоятельные карбонатные и сульфатные соединения. Дальнейшее преобразование первично-рассеянного Sr в различные кристаллические агрегаты произошло при активной деятельности подземных вод. Ими могли быть наиболее агрессивные к Sr нефтяные воды.

Пирит. Встречается в водинской толще и в I горизонте Западного карьера, редко в других толщах. В глинах и глинистых известняках пирит сажистый. Вверх по разрезу, особенно на границе с покрывающими гипсами, размеры выделений пирита увеличиваются до 0,1 мм. Там, где глина перемежается с гипсом, пирит образует кристаллики до 0,4 см. Они обычно деформированы до такой степени, что напоминают кривогранный ромбоэдр. Правильные кристаллы пирита исключительно редки. Встречаются в гипсах, размеры их до 0,7 см. Они собраны в сростки из 5 и больше кристалликов (кривогранные октаэдр или куб с подчиненной формой октаэдра). Грани их покрыты едва заметной прямо- или криволинейной штриховкой. В I горизонте кристаллы пирита характеризуются кубоктаэдрическим габитусом (фигура, о). Отмечены также любопытные лучистые и столбчатые выделения пирита (фигура, п, р). Реже пирит встречается в доломитизированных известняках орловской толщи III горизонта Западного карьера. Он образует гроздьевидные скопления радиально-лучистого строения, собранные в корки толщиной до 0,2 см, которые сплошным чехлом покрывают ромбоэдрические кри-

сталлы кальцита. Так формируются своеобразные псевдоморфозы облекания пирита по кристаллам кальцита.

Химический состав пиритсодержащей сероносной породы (вес. %): SiO_2 — 37,02; TiO_2 — 0,18; Al_2O_3 — 7,26; Fe_2O_3 — 3,35; FeO — 1,15; MnO — 0,04; MgO — 4,34; CaO — 15,57; Na_2O — 0,43; K_2O — 2,10; H_2O — 2,16; $S_{\text{эл}}$ — 3,02; $S_{\text{пир}}$ — 1,00; SO_3 — 1,13; CO_2 — 10,72; п. п. п. — 0,78.

Кварц. Аутигенный встречается редко, больше в I горизонте Западного карьера, где представлен агрегатами несовершенных кристалликов размером до 0,5 см.

Кварцин. Составная часть кремней, наиболее распространенных в основании дубравинской толщи. Кремни черные, серые до синевато-серых, тонкослоистые или массивные. Встречаются эллиптические желваки или неправильные выделения до 5—6 см в сечении. Сложены кремни кварцином и мелкокристаллическим кварцем, в опаловом цементе. Встречаются желваки, одетые в серную «рубашку» толщиной 3—4 мм.

Глауконит. Находится в тесной ассоциации с самородной серой. Он в заметных количествах отмечен в верхних участках обоих карьеров. Цвет зеленый до темно- и сине-зеленого. Вместе с пиритом и серой образует тонкие мелкозернистые прослойки скопления в глинах I горизонта. По времени образования более ранний, чем пирит и сера. При рентгеновских исследованиях хорошо диагностируется по следующим интенсивным рефлексам: (001) 1,00; (020) 4,44; (003) 3,33; (200) 2,56 Å. Отличительная особенность водинского глауконита — присутствие бора.

В дополнение к минералам, парагенетическим самородной сере, кратко охарактеризуем минералы окисленной зоны месторождения.

Базальюминит. Редкий водный основной сульфат Al. Встречен в I и II горизонтах Западного карьера, где вместе с гипсом заполняет трещины в доломитизированном известняке или образует пятнистые скопления на стенках горных выработок. Представлен белыми плотными массами, которые в свежем виде имеют полураковистый излом. При выветривании базальюминит теряет часть воды и превращается в белые рыхлые агрегаты. В воде нерастворим, но растворяется в кислотах. Под микроскопом обнаруживает мелкоагрегатное строение, в связи с чем удалось измерить только средний показатель преломления: 1,515—1,522. Химический состав базальюминита, %: Al_2O_3 — 47,48; SO_3 — 17,81; H_2O — 34,24; SiO_2 — 0,15; CaO — 0,25; MgO — 0,25. При пересчете полученных данных установлена следующая формула минерала: $\text{Al}_{4,0}(\text{SO}_4)_{0,97}(\text{OH})_{10,0} \cdot 3,3\text{H}_2\text{O}$. Базальюминит хорошо диагностируется рентгенометрически. На дифференциальных кривых нагревания его появляется пять эффектов: 100—140, 150—175, 195—210, 270—390, 940—975°. Первые три отвечают выделению кристаллизационной воды; ее молекулы в различной степени связаны в решетке минерала и поэтому выделяются в три приема. Глубокий эндотермический эффект при 270—390° связан с выделением конституционной воды. Эффект при 940—975° объясняется диссоциацией образовавшегося в результате дегидратации сернокислого Al с выделением газовой фазы. Базальюминит сформировался при воздействии на глины сернокислых растворов.

Эпсомит, гексагидрит. Покрывают рыхлыми корками и белоснежными пушистыми наростами стенки горных выработок в верхних горизонтах Западного карьера. Хрупкие тонковолокнистые кристаллики сульфатов обладают практически неограниченной способностью к расщеплению на более тонкие ворсинки. Химический состав сульфатов (вес. %): Al_2O_3 — 0,41; MgO — 13,23; CaO — 3,23; Fe_2O_3 — 0,64; SiO_2 — не обн.; MnO — 0,07; K_2O — 0,13; Na_2O — 0,07; SO_3 — 29,68; $S_{\text{эл}}$ — 2,95; H_2O — 34,32; п. п. п. — 7,97; н. о. — 8,06. Пересчеты анализа на минеральный состав показали, что в налетах кроме эпсомита и гексагидрита при-

существуют другие сульфаты, достоверно определить которые не представилось возможным. Химический состав белых шагреневых корок, скобленных с поверхности доломитизированных известняков I горизонта самой западной части месторождения (вес. %): MgO — 15,81; CaO — 1,00; H_2O — 47,37; SO_3 — 31,48; н. о. — 3,53. Он укладывается в формулу $Mg_{1,04}(SO_4)_{1,00} \times 6,9 H_2O$.

Ярозит. Мягкий пылеватый светло-желтый минерал в виде корочек и налетов на пиритсодержащих породах в полостях карстовых воронок I горизонта Центрального карьера. Дифференциальная кривая нагревания имеет эндотермический эффект при 300—440°, непосредственно переходящий в острую экзотермическую вершину при 485°. Небольшая экзотермическая реакция при 675° сменяется эндотермическим эффектом с максимумом при 750°. Первый эндотермический эффект отвечает дегидратации минерала, а второй вызывается диссоциацией серноокислого Fe на Fe_2O_3 и SO_3 . Первая экзотермическая реакция отвечает необратимому разложению ярозита на Fe_2O_3 и $K_2SO_4 \cdot Fe_2(SO_4)_3$, вторая — превращению $\gamma\text{-}Fe_2O_3$ в $\alpha\text{-}Fe_2O_3$.

Минералы гидроокиси Fe постоянно встречаются в окисленной зоне месторождения в виде комочков, пленок и прожилков. Чаще всего они отмечены в закарстованных зонах Западного (орловская толща) и Центрального (I горизонт) карьеров. Представлены в основном гидрогетитом. Развиваются за счет разложения доломитов.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ В ВЕРХНЕКАЗАНСКОЕ ВРЕМЯ

Исследованные отложения характеризуются трехкратной цикличностью литологического строения. Это впервые установил М. Э. Ноинский и детально изучил Н. Н. Форш (1951). Верхнеказанские отложения Н. Н. Форш разделил на ряд пачек, в общем отражающих цикличность: доломитовые пачки чередуются с гипс-глинистыми.

Наши исследования позволяют наметить следующие палеогеографические черты района исследования по толщам.

Во время отложения барбашинской толщи был обширный водоем. Аутигенные минералы в ней представлены в основном доломитом. Для образования его характерна повышенная соленость и слабощелочная среда.

Во время отложений сорокинских слоев площадь бассейна менялась. При ее сокращении бассейн засолялся и в нем отлагались гипсы, а при расширении — проникали с северо-запада морские воды и отлагались доломиты и известняки. Неоднократная смена условий привела к чередованию гипсов с доломитами и известняками. Чистота осадков от терригенных примесей указывает на сглаженность рельефа суши и лагуны.

В падовском веке на всем Поволжье устанавливается морской режим с сильным отклонением солености от нормальной (Форш, 1951). Воды бассейна оставались в основном слабоподвижными. Доломиты характеризуются тонкозернистым строением и отсутствием каких-либо следов волнения.

В орловском веке район попеременно превращается то в лагуну, в которой отлагались гипсы, то в обширный водоем с накоплением доломитов. Конец орловского времени ознаменовался появлением небольшого количества глинистого материала, приносимого реками с Урала. Поверхность сульфатных пород несет явные следы размыва. В это время район месторождения выступал из-под уровня воды и превращался в предгорную долину, в которой реки могли углублять свое русло. Сульфатная толща закарстовывалась.

Во время отложения дубравинских слоев установились морские условия, благоприятные для отложения тонкозернистых, отчетливо слоистых

доломитов. Незначительное количество терригенного материала в толще свидетельствует об одряхлении гидрографической сети. Местами по наслоению доломитов встречаются асимметричные знаки ряби. Ориентировка крутых склонов ряби может свидетельствовать о том, что основной фронт волнений проходил в мелководной зоне с южной стороны. На глубине вблизи действия волн или немного ниже ее, отлагалась SiO_2 , приносившаяся реками. Затем в осадке происходило ее перераспределение с формированием кремневых желваков.

Время отложения пород водинской толщи характеризуется резким изменением геохимической среды накопления — сменой морских условий лагунными. Можно выделить три основные стадии в жизни бассейна: морскую, опресненную, лагунную. В стадию морского режима отлагались известняки. Позже бассейн несколько опреснился за счет оживления речной сети. Сносимый с Урала материал способствовал отложению глин с заметной примесью песчаного компонента. В стадию существования лагун с высокой концентрацией солей отлагался гипс.

ЛИТЕРАТУРА

- Бородаев Г. Я. Водинское серное месторождение.— В сб.: Волжская сера. Самара, Сампартиздат, 1935.
- Кротов Б. П. Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения.— Тр. О-ва естествоисп. при Казанском ун-те, 1925, т. 50, вып. 6.
- Кротов Б. П. О генезисе Куйбышевских месторождений серы.— В сб.: О генезисе Куйбышевских месторождений серы. Тр. Ломоносовск. ин-та АН СССР, 1935, вып. 6.
- Крылова С. К. О целестине серных месторождений Средневолжского края.— Тр. Ломоносовск. ин-та АН СССР, 1936, т. 7.
- Отрешко А. И. Закономерности строения и размещения Средневолжских серных залежей.— Тр. ГИГХСа, М., 1959, вып. 5.
- Трухачева А. Г., Буракова А. Я. Сравнительная литология серных руд главных месторождений серы.— В сб.: Аннотации научно-исследовательских работ за 1953—1956 гг. М., Госхимиздат, 1959.
- Форш Н. Н. Стратиграфия и фации казанского яруса Среднего Поволжья.— Тр. ВНИГРИ, Гостоптехиздат, Л., 1951, вып. 45.

Львовский госуниверситет

Дата поступления
14.III.1969

УДК 550.4 : 551.49 (477.9)

О ГИДРОГЕОХИМИИ СИВАША И ПЕРЕКОПСКИХ ОЗЕР

С. В. АЛЬБОВ

В статье рассматривается состав вод залива Сиваша и Перекопских озер и поведение в них F, Li, Sr, Rb, B, As, Sb, Hg; высказывается предположение о привносе некоторых компонентов восходящими водами по глубинным разломам.

Соленый водоем Сиваш с примыкающей к нему с западной стороны группой соленых Перекопских озер расположен между территориями Крыма и Северной Таврии, разделяя их.

Этот район сложен четвертичными и третичными отложениями и характеризуется наличием разломов земной коры, среди которых есть глубинные. Кроме того, в западной части района проходит стык (шов) докембрия Русской платформы с палеозоем (фундамент) равнинного Крыма.

В четвертичных суглинках района распространены грунтовые воды и в коренных породах — воды напорные (артезианские). По берегам и на дне Сиваша и Перекопских озер местами выходят источники с солоноватой и соленой водой. Некоторые источники вытекают свободно, другие представляют собой бурлящие грифоны и проявляют себя светлыми пятнами с движением воды на поверхности рапы.

В связи со сказанным привлекают внимание буровые скважины в южной части Перекопского перешейка, пройденные в понт-меотический артезианский водоносный горизонт. Именно на большей части площади вода этого горизонта пресная, но при приближении к озерам Старому и Красному она становится более минерализованной, и у самих озер — хлоридной натриево-кальциевой с минерализацией от 1,3 до 3,5 г/л. Это явление не случайное. Бурением целого ряда скважин установлено, что на вертикальной проекции плоских впадин озер Старого и Красного в древнем погребенном рельефе понтических отложений намечаются плоские впадины. Возможно, что последние представляли собой отдельные озеровидные водоемы, унаследованные от древней лагуны, существовавшей на месте исчезавшего понтического моря. Эти и другие озера на поверхности понтических отложений должны были иметь хлоридную натриевую воду. Впоследствии они были погребены под средне-верхнеплиоценовыми отложениями. Таким образом, в этих плоских впадинах в древнем рельефе понта мог быть погребен первоначальный раствор морских солей, в котором затем произошло образование хлористого кальция.

Возможно, что описанное явление было причиной возникновения хлор-натрие-кальциевой минерализации подземных вод понт-меотиса у указанных озер и в средней части Перекопского перешейка (вдоль оси синклинальной тектонической структуры до 10,5 г/л), а также в большей части самих этих озер в размере до нескольких десятков г/л.

Солоноватые и солевые подземные воды понт-меотиса (также, возможно, и более глубоких горизонтов) могут поступать под напором по плоскостям тектонических разломов в виде источников в Сиваш и Перекопские озера. Таким образом, эти озера, вероятно, представляют собой как бы бассейны, в которых разгружаются глубокие подземные соленые (метаморфизованные) воды, наполняя их чаши. Минерализация воды этих источников колеблется от нескольких г/л до нескольких десятков г/л. Преобладающий тип минерализации воды источников хлоридный натрие-кальциевый. В озерах Старом, Красном и в большинстве других вода (рапа) тоже хлоридная натрие-кальциевая. Характер и степень минерализации рапы в общем такие же, как и у воды этих источников, питающих озера. Исключением являются только несколько небольших озер, на берегу которых источники имеют главным образом сульфатную воду. Эта вода грунтовая, связанная с четвертичными суглинками. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие в ней таких микрокомпонентов как литий, рубидий, бром, бор и др.

Восходящие источники подземных вод в разных местах залива Сиваша должны быть также связаны с тектоническими структурами. По-видимому, поступающая по разломам хлоридная натрие-кальциевая вода (а возможно, и пресная) постепенно расходуется в рапе Сиваша. О возможности дополнительного подтока на дно Сиваша пресной воды говорит источник в северной части Арабатской стрелки, бьющий под напором из пород понта-меотиса с большим дебитом.

Концентрация рапы Сиваша в его северо-восточной части 3—7%, в Юго-восточном Сиваше — 2—14% и в Западном Сиваше 23—26%. Солевой комплекс рассолов Сиваша состоит из NaCl , MgCl_2 , MgSO_4 , MgBr_2 , KCl , CaSO_4 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Из них хлористые и сернокислые соли натрия и магния преобладают в количественном отношении над остальными и определяют основные свойства этих рассолов (рапы). Содержание хлористого натрия достигает 76—80%. Количество сернокислого кальция, углекислого кальция, солей калия и брома в солевом составе Сивашских рассолов не более 3,5—4% от общей суммы солей.

Большая часть Перекопских озер характеризуется преобладанием в их составе хлористых солей Na , Mg и Ca . Содержание CaCl_2 в них до 9% от суммы солей. Три небольших озера этой группы отличаются значительным содержанием хлоридов и сульфатов Mg при господстве NaCl ; CaCl_2 в них очень мало.

Толща илов в западной части Сиваша имеет мощность 2—3 м, в северо-восточной части до 8 м и в юго-Восточном Сиваше достигает 12—15 м.

Минералогический состав иловых отложений Сиваша (Сташук, Супрычев, Хитрая, 1964) показал, что в них встречается большое количество разнообразных минералов: кварц, ильменит, магнетит, гидроокислы железа и марганца, ставролит, рутил, нигрин, анатаз, андалузит, дистен, силлиманит, эпидот, циркон, турмалин, лейкоксен, роговая обманка, актинолит, авгит, хлоритоид, корунд, биотит, мусковит, вулканическое стекло, глауконит, гранат, шпинель, сфен, гидрослюда и некоторые другие.

Аутигенные минералы в илах Сиваша представлены гипсом, ангидритом, магнетитом, гидроокислами и сульфидами железа, кальцитом, фосфатом, дрынитом, доломитом и галитом. В илах Перекопских озер обнаружены новообразования целестина.

Химический состав илового раствора илов Сиваша по десяти скважинам с глубины от 0 до 8,4 м, в процентах следующий (см. таблицу).

Химический анализ иловых отложений, например, оз. Старого в процентах от сырого ила и при пересчете на 100 частей состава по данным И. С. Курнакова и др. (1936), можно представить в следующем виде:

Химический состав илового раствора илов Сиваша, %
(Сташук, Супрычев, Хитрая, 1964)

Cl'	SO ₄ ''	HCO ₃ '	CO ₃ ''	Ca··	Mg··	K·	Na·	Сумма ионов
2,07—15,10	0,12—2,12	0,03—0,39	0—0,04	0,01—0,14	0,11—1,35	0,06—0,31	1,44—8,22	4,13—27,16

I. Жидкая фаза

Вода	19,83
Растворенные в воде соли	7,83

II. Твердая фаза

CaSO ₄ ·2H ₂ O	2,57
SiO ₂ , извлекаемое HCl	0,69
Общее количество Fe ₂ O ₃ , извлекаемое HCl за вычетом связанного с H ₂ S	1,48
Al ₂ O ₃ , извлекаемые HCl	1,41
CaCO ₃	10,46
MgCO ₃	1,05
MgO	0,28
K ₂ O	0,55
P ₂ O ₅	0,020
Органический углерод	0,96
Остov, нерастворимый в HCl	53,024

Остov состоит из следующих
компонентов:

(потеря при прокаливании)	3,71
SiO ₂	82,30
Al ₂ O ₃	8,01
Fe ₂ O ₃	2,22
CaO	0,60
MgO	0,28
K ₂ O	1,87
Na	Нет

Сиваш — бассейн с аномальным газовым режимом, при котором рапа и илы в общем обогащены сероводородом.

В связи со всем изложенным представляют большой интерес находки в Сиваше и Перекопских озерах ряда микрокомпонентов: фтора, лития, стронция, рубидия, бора, мышьяка, сурьмы, ртути (Морозов, Альбов, 1968). Так, в рапе Сиваша содержание фтора достигает 4—7 мг/л, стронция 16—40 мг/л, рубидия — до 1 мг/л, бора 120—130 мг/л, мышьяка до 0,035 мг/л. В рапе Перекопских озер фтора до 4 мг/л, стронция 52—295 мг/л, рубидия до 1 мг/л, бора до 173,5 мг/л, мышьяка до 0,004 мг/л.

Содержание тех же металлов в илах Сиваша следующее: стронция 0,12—0,16%, бора 0,007—0,009%, мышьяка 0,006—0,007%, сурьмы 0,0015—0,0044%, ртути 0,0016—0,0078%, а в илах Перекопских озер стронция 0,07—0,41%, бора 0,001—0,007%, мышьяка 0,006—0,010%, сурьмы 0,001—0,005% и ртути 0,001—0,006%¹.

Что же касается илов центральной и восточной частей Сиваша с большим количеством ракуши, то они характеризуются содержанием бора 0,003—0,080% и ртути 0,00001—0,00007%. Содержание в них мышьяка и сурьмы близки к содержанию этих же элементов в илах Перекопских озер.

Наибольшее содержание металлов в Сиваше наблюдается в южной и юго-восточной частях. Несмотря на то, что здесь Сиваш наиболее обширный и глубокий и связан с морем, концентрации упомянутых металлов в рапе и илах здесь самые большие.

¹ Для изучения содержания металлов пробы илов брались в Сиваше и озерах со дна и до глубины около 0,5 м.

Интересно также, что в Восточном и Центральном Сиваше (западнее, северо-западнее и юго-восточнее г. Геническа), в донных илах имеются пятна карбонатов, которые не типичны для Сивашского ила в целом (Соллогуб и др., 1963). В Юго-Восточном же Сиваше, между Шакалинским сужением (Южный пролив) и участком восточнее с. Алексеевская засуха, карбонаты вытянуты в илах в виде довольно узкой и длинной полосы на протяжении нескольких десятков километров. По М. Ф. Стащуку, В. А. Супрычеву и М. С. Хитрой..., «установленное увеличение карбонатности илов Сиваша до 29,0% и даже до 7,9% за счет концентрирования рапы, начиная от солёности 7,0%, не может иметь места. Воды р. Салгира, впадающей в Юго-Восточный Сиваш, могли дать повышение карбонатности только до 1%. Накопление карбонатов связано с выходами подземных источников» (Стащук, Супрычев, Хитрая, 1964)².

В Юго-Восточном Сиваше, в районе с. Алексеевская засуха, при отступлении и усыхании рапы в засушливое время был замечен маленький грифон (восходящий источник), вода которого содержит следы бора и всех тех металлов, которые обнаружены в Сиваше и Перекопских озерах³.

Буровые скважины в районе побережья Юго-Восточного Сиваша, пройденные в глубоко залегающих меловых породах, вскрыли воды с высоким содержанием бора. Бор мог поступать здесь в воду только с глубин из бороносных пород по тектоническим трещинам. Металлы в воде скважин не определялись. В связи с этим отметим, что в северной части равнинного Крыма (Присивашье) и на площади севернее Тарханкутского поднятия подземные воды верхнего мела и аптского горизонта нижнего мела довольно богаты бором.

Весьма высокое содержание разнообразных металлов в рапе и в илах Сиваша и Перекопских озёр, а также пятна и линзы карбонатов в илах представляют большой интерес. Их возникновение может быть связано с восходящими источниками и с разломами. При этом наибольшее содержание металлов в рапе и илах, так же как и обогащение карбонатами, устанавливается по линиям глубоких разломов. Эти разломы субмеридионально пересекают Сиваш, район Перекопских озёр, Присивашскую степь в Крыму и Северную Таврию.

По зонам этих субмеридиональных разломов вытянуты в Северной Таврии от Сиваша до р. Днепра три линии подов (озера, впадины, сухие долины с террасами, тоже вытянутые в общем в северном направлении), в которых (по устному мнению географа М. Е. Кострицкого)⁴ можно усматривать бывшие рукава пра-Днепра. Субширотные же разломы проходят здесь, главным образом, в самой северной части Крымского Присивашья и в самом Сиваше. Поэтому в южной части Сиваша содержание металлов больше, чем в северной. Юго-Восточный и Восточный Сиваш (с западной стороны Арабатской стрелки) пересечен субмеридионально глубинным Ново-Царицинским разломом. По В. Б. Соллогубу и др. (1963) этот разлом, вероятно, проникает в верхнюю часть мантии Земли. По линии этого разлома как раз наблюдается наибольшее содержание перечисленных металлов в Юго-Восточном Сиваше, бора в изученных скважинах и наличие полосы отложений карбонатов (гидрокарбонатов) кальция и магния в илах. Возможно также, что недавно обнаруженное в районе Шакалинского сужения и в Юго-Восточном Сиваше повсеместное уменьшение солёности илов с глуби-

² К сожалению, в самих карбонатных илах интересующие нас металлы не определялись. Бурение в илах Сиваша производилось с целью изучения их солёности, карбонатности и содержания железа до глубины 3—8 м.

³ Ранее этот грифон был ошибочно принят за маленькую действующую грязевую сопку.

⁴ Крымский педагогический институт.

ной связывается с теми же явлениями; именно здесь, в зоне разлома илы могут быть промытыми восходящими струями пресных и солоноватых подземных вод. В других частях Сиваша соленость илов, наоборот, возрастает с глубиной. В зоне Ново-Украинского разлома состав газов из меловых, юрских отложений и из палеозоя по данным изучения глубоких скважин, имеет следующий вид: CO_2 1—30%, N_2 25—98%, H_2 14—70%, CH_4 1—40%⁵.

Илы в Сиваше и в Перекопских озерах по возрасту принадлежат к концу четвертичного времени и современному моменту геологической истории. Поэтому и металлы и карбонаты должны были поступать по разломам к поверхности совсем в недавнее время.

Не исключено, что в Сиваше и в Перекопских озерах могут быть и другие металлы, но они, к сожалению, не определены. Ртуть же определена только в илах, так как в рапе она распространяется по акватории и испаряется.

Замечается сходство в составе обнаруженных нами металлов с металлами углекислых источников и с продуктами грязе-вулканической деятельности Керченского полуострова (Альбов, 1967).

Разломная тектоника района Сиваша и Перекопских озер и их гидрогеохимия привлекают большое внимание, так как эти водоемы — база уже существующей и намечающейся в дальнейшем новой крупной химической промышленности. Кроме того, сложные тектонические и гидрогеохимические процессы, идущие в Сиваше и Перекопских озерах, представляют большой научный интерес.

ЛИТЕРАТУРА

- Альбов С. В. Об углекислых и сопочных водах северо-восточной части Керченского п-ва. Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 5.
Курнаков И. С., Кузнецов И. С., Дзене-Литовский А. И., Равич М. И. Соляные озера Крыма. Изд-во АН СССР, М., 1936.
Морозов В. И., Альбов С. В. К вопросу о содержании микрокомпонентов в илах и рапе оз. Сиваш и Перекопских озер. Гидрохим. матер., 1968, т. IV—XI.
Сологуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И., Хилинский Л. А., Гаркаленко И. А. и др. Глубинное строение равнинного Крыма и Присивашья по геофизическим данным. Геофиз. сб. АН УССР, Киев, 1963, вып. 6(8).
Сташук М. Ф., Сулпычев В. А., Хитрая М. С. Минералогия, геохимия и условия формирования донных отложений Сиваша. Изд-во АН УССР, Киев, 1964.

Симферопольский филиал
Севастопольского приборостроительного института

Дата поступления
19.VI.1970

⁵ Анализы лаборатории Крымнефтегазразведки.

УДК 551.49 : 550.4 : 553.632 (477.4)

**ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА
СТАРОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ**

Н. П. ЗАТЕНАЦКАЯ

Приводится характеристика поровых вод и вмещающих их пород в едином разрезе мощной толщи (до 600 м) девонской галогенной формации Припятской впадины. Установлена роль диффузионного перемещения солей в «водоупорных» глинисто-мергельных породах при формировании солености и состава поровых вод пород и подземных вод района.

Комплексное изучение гидрогеохимических и литологических особенностей девонских пород в пределах Старобинского месторождения калийных солей проведено с целью установления характера перемещения солей в «водоупорных» породах и их роли в формировании состава подземных вод района.

При этом под гидрогеохимическими особенностями пород мы подразумеваем состав их ионно-солевого комплекса — поровых вод и обменных катионов, а также содержание труднорастворимых солей (карбонатов, гипса и др.), под литологическими — вещественный и гранулометрический состав, физическое состояние и свойства пород (плотность, влажность, прочность, пористость и др.).

Соленость и состав поровых вод глинистых пород — надежный индикатор характера проявления в породах таких определенно направленных физико-химических процессов, как засоление и выщелачивание, а состав и физические свойства пород определяют характер перемещения в них поровых вод. В глинистых породах передвижение воды и растворенных в ней солей может происходить под действием силы гравитации и с помощью диффузионно-осмотических сил при наличии градиента концентрации поровых вод в самой толще глин и с контактирующими водами водоносных горизонтов.

В районе Старобинского месторождения калийных солей (северо-западная часть Припятской впадины) проведено изучение солености и состава поровых вод, содержания труднорастворимых солей и обменных катионов, а также состава и физических свойств пород, вмещающих поровые воды, в едином разрезе мощной толщи девонских отложений, вскрытых до глубины 1261 м поисковой скв. 238, пробуренной Южнобелорусской экспедицией треста Главбелгеология. Скв. 238 пробурена в пределах северного борта Шатилковской депрессии, которая разграничена с Белорусско-Литовским выступом широтным Слуцко-Глусским разломом. Геологическое строение района характеризуется разрезом скважины (фиг. 1, смотри вклейку к стр. 43), вскрывшей 197-метровую толщу мезозойско-кайнозойских пород, представленных сверху вниз песками и супесями (мощностью 100 м) палеогенового, неогенового и четвертичного времени, туронским мелом (50 м), песками сеномана (6,5 м), известняками, алевролитами, песчаниками, песками и реже глинами юрского и триасового возраста (40,5 м).

В интервале глубин 197—525 м вскрыто чередование верхнедевонских темно-серых, плотных, аргиллитоподобных глин с мергелями, доломитами и гипсом, относящимися к надсолевой свите данково-лебедянских слоев. Надсолевая свита представлена двумя подсвитами: верхней глинисто-мергельной (интервал 197—252 м) $D_3^{dl} a_1$ и нижней гипсово-глинисто-мергельной (интервал 252—525 м) $D_3^{dl} a_2$. Граница между подсвитами устанавливается по исчезновению в разрезе прослоев гипса.

Верхняя подсвита представлена чередованием глины темно-серой, в верхней части толщи зеленовато-серой, сильно гумусированной, плотной, слоистой с мергелем и доломитом серым, плотным. Нижняя подсвита представлена переслаиванием темно-серой глины, плотной, слоистой, алевроитовой с мергелями и доломитами, плотными, трещиноватыми, с гнездами пирита и прослоями гипса. Толща трещиновата, трещины заполнены гипсом и кальцитом.

В разрезе нижней подсвиты мергельные слои преобладают над глинистыми.

Надсолевая свита на глубине 525 м согласно залегает на породах соленосной свиты ($D_3^{dl} b$). Отложения последней пройдены до глубины 1261 м и представлены многократным чередованием хорошо выдержанных пластов каменной соли, серой и белой, мелко- и крупнокристаллической со слоями серого мергеля, плотного, слоистого и доломита массивного, а также глины темно-серой, слоистой, аргиллитоподобной, алевроитовой. Пласты каменной соли представлены чередованием прослоев галитов с аргиллитоподобной глиной и мергелем; мощность прослоев от нескольких до 50 см. Общая мощность соленосных пород на исследуемом участке от 5 до 50 м, мощность глинисто-мергельных слоев, разделяющих соленосные, 1—25 м. К пластам каменной соли приурочены пласты калийных солей; скв. 238 вскрыла 5 калийных горизонтов на глубинах 558—1144 м. Калийные горизонты представлены переслаиванием каменной соли и прослоев сильвинита с темно-серой глиной, плотной, аргиллитоподобной. Скв. 238 на глубине 1261 м не вышла из пород соленосной свиты.

Подземные воды в исследуемом районе приурочены к мезозойско-кайнозойским песчаным породам и залегают на глубинах 0,5—2 м. Воды слабо минерализованы (до 0,4 г/л), гидрокарбонатно-кальциево-магниевого состава. Региональный «водоупор» мезозойско-кайнозойского водоносного комплекса — глинисто-мергельные породы надсолевой свиты данково-лебедянских слоев.

Объектом исследований послужили верхнеюрские алевролиты и глинистые породы, реже мергели надсолевой и соленосной свит данково-лебедянских слоев, отобранные из скв. 238 в интервале глубин 171—786 м и характеризующие породы вглубь по разрезу «водоупорной» толщи.

В ПНИИСе в отделе исследования инженерно-геологических свойств пород были проведены следующие аналитические работы: отжатие поровых вод, изучение их солености и состава, состава обменных катионов, определение содержания и состава труднорастворимых солей — карбонатов и гипса, аморфного кремнезема и органического вещества, а также получены данные о гранулометрическом составе и физико-механических свойствах породы.

В аналитических исследованиях кроме автора статьи принимали участие младшие научные сотрудники Л. А. Горницкая, В. М. Громова и лаборанты Н. А. Сироткина, Т. Ю. Зеленина.

Верхнеюрские алевролиты характеризуются смешанным составом: песчаных частиц 39%, глинистых < 5 мк 16,5%, карбонатов 30,8%, гипса 0,02%, аморфного кремнезема 18,3%, $C_{орг}$ 0,5%. Высокое содержание аморфного кремнезема в глинистых алевролитах определило специфические особенности их физических свойств — породы характеризуются

слабой степенью уплотнения ($\delta = 1,28 \text{ г/см}^3$), высокой пористостью ($n = 50\%$) и высокой водоудерживающей способностью ($W_e = 40\%$) (табл. 1, 2).

Девонские глинисто-мергельные породы относятся в основном к группе высокодисперсных с содержанием фракции $< 5 \text{ мк}$ 44—74%.

Данные микроагрегатного анализа этих же пород свидетельствуют об их значительной агрегированности в естественном состоянии — породы по микроагрегатному составу относятся к группе пылеватых разностей. С глубиной (интервал 198—786 м) дисперсность глинисто-мергельных пород мало изменяется (см. табл. 2, фиг. 2).

Минеральный состав глинистой фракции $< 1 \text{ мк}$ представлен гидростлюдой с незначительной примесью каолинита и хлорита. По содержанию карбонатов в глинах выделяются бескарбонатные разности до сильно известковистых с содержанием CaCO_3 до 30% и MgCO_3 до 5%; в мергелях CaCO_3 до 48% и MgCO_3 до 11%. В известковистых глинах во фракции $< 1 \text{ мк}$ карбонатов 12—21%.

Гипс присутствует в незначительных количествах (десятые доли процента) в верхней глинисто-мергельной подсвите (197—252 м), ниже по разрезу толщи пород содержание его возрастает (до 42%), где он встречается в рассеянном состоянии и в виде прожилков и прослоев. Аморфного кремнезема в глинах и мергелях мало — 0,1—0,4%, органического вещества значительное количество — 0,7—4% (см. табл. 1).

По физическому состоянию и свойствам исследуемые глинисто-мергельные породы характеризуются высокой плотностью и средней и высокой степенью литификации (по классификации И. М. Горьковой, 1965).

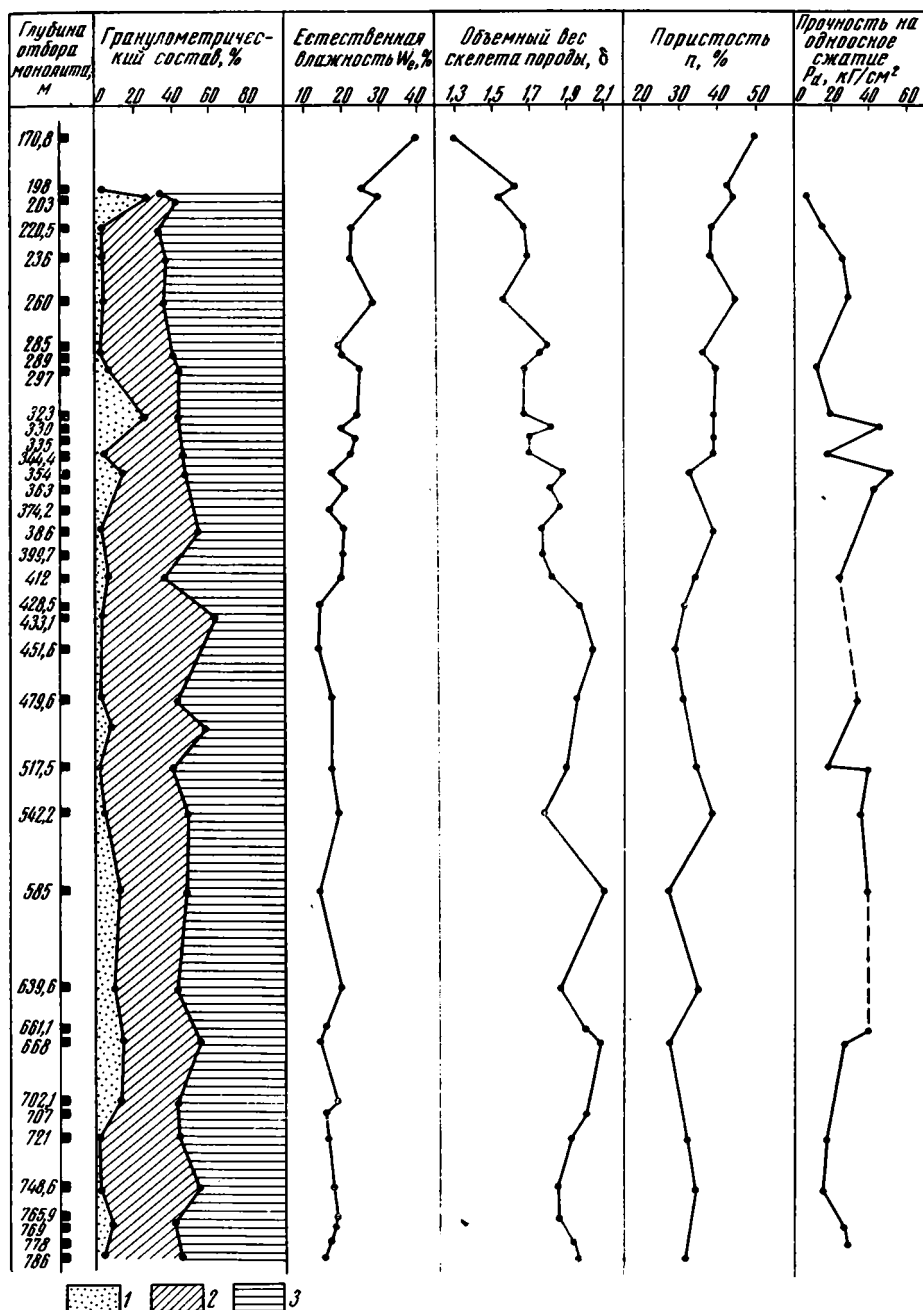
Как видно из табл. 2 и фиг. 2, естественная влажность глинистых пород с глубиной постепенно снижается от 29,7 до 14%, что при относительной однородности их состава свидетельствует об обезвоживании глин под влиянием гравитационного давления лежащих выше толщ и вследствие воздействия процессов цементации. Несколько ниже (11—14%) естественная влажность у глинистых мергелей. Коэффициент водонасыщения пород обычно 1,0. Гидрофильность пород 2—4% в верхней толще до глубины 412 м, ниже — до 1%. Объемный вес скелета породы с глубиной повышается, следуя понижению влажности, от 1,53 до 1,98; объемный вес скелета мергелей 2,02—2,08. Пористость глинистых пород уменьшается с глубиной от 44,6 до 30%, у глинистых мергелей 26—28%. Предел прочности пород при одноосном сжатии (P_d) по мере уплотнения и обезвоживания породы с глубиной возрастает от 7 до 50 кг/см^2 .

В комплексе сложных факторов, обусловивших формирование свойств глинисто-мергельных пород девонской галогенной формации, можно назвать такие, как старение и агрегация коллоидов, характер цементации пород, отлагавшихся в солеродных бассейнах, гравитационное уплотнение под действием вышележащих пород и др.

Характеристика поровых вод исследуемых пород приведена в табл. 3.

Отжатие поровых вод проводили в пресс-формах конструкции П. А. Крюкова. Порода загружалась в пресс-формы с естественной влажностью и нарушенной структурой. Давление и время для отжатия поровых вод определялось физическим состоянием породы и изменялось соответственно от 250 до 1250 кг/см^2 и от 10 до 94 суток. Остаточная влажность породы после отжатия поровых вод составляла 60—70% содержания свободной воды в породе.

В разрезе единой толщи исследованных глинисто-мергельных пород минерализация поровых вод изменяется от 0,29 (глубина 171 м) до 443 г/л (глубина 707 м). Такой резкий скачок минерализации (более чем в 1500 раз) с глубиной объясняется прежде всего спецификой формирования исследуемых пород и содержащихся в них поровых вод в условиях солеродного бассейна, составом и свойствами пород, с одной стороны, а также воздействием на них сложных физико-химических про-



Фиг. 2. Изменение физико-механических свойств пород с глубиной по разрезу скв. 238

1 — песок (>0,05 мм); 2 — пыль (0,05—0,005 мм); 3 — глина (<0,005 мм)

цессов, таких как диффузионное засоление и выщелачивание пород — с другой.

Сравнивая степень засоленности поровых вод с физическим состоянием вмещающих их пород (влажностью, плотностью), можно отметить, что, соблюдая тенденцию роста минерализации поровых вод с глубиной по мере перехода пород из надсолевой толщи в соленосную, более концентрированные поровые воды содержатся в сильно обезвоженных и сильно уплотненных глинистых мергелях.

Содержание карбонатов, гипса, аморфного кремнезема и органического вещества
в породах по разрезу скв. 238 (% на абсолютно сухую навеску)

Глубина отбора монолита, м	Возраст породы	CaCO ₃	MgCO ₃	Гипс (CaSO ₄ ·2H ₂ O)	SiO ₂ (аморфный)	Сорг
171	I ₃	30,8	—	0,02	18,32	0,5
198	D ₃ ^{dl} a ₁	2,4	Нет	Не опр.	0,41	0,9
203	Тот же	Нет	—	0,12	0,35	0,7
220	» »	34,9	—	0,18	Не опр.	2,1
260	D ₃ ^{dl} a ₂	Нет	—	4,12	0,43	1,5
282	Тот же	35,9	Нет	1,78	0,12	1,7
287	» »	36,2	11,48	2,08	0,09	2,2
289	» »	25,0	—	1,43	0,19	4,0
297	» »	Нет	—	0,04	Не опр.	1,5
323	» »	22,0	—	0,09	» »	1,8
325	» »	3,4	Нет	1,72	0,26	2,6
338	» »	4,9	0,3	1,18	0,15	1,8
344	» »	15,2	—	0,02	Не опр.	Не опр.
354	» »	31,6	—	0,62	» »	» »
412	» »	23,1	—	0,96	» »	1,2
433	» »	12,0	—	41,88	» »	Не опр.
451	» »	29,5	—	5,43	0,18	1,5
479	» »	7,3	—	12,89	Не опр.	2,3
495	» »	47,6	—	5,02	» »	Не опр.
508	» »	23,11	Нет	2,06	0,18	1,6
517	» »	46,6	—	1,20	Не опр.	Не опр.
542	D ₃ ^{dl} b	Нет	—	2,06	» »	2,2
546	Тот же	6,8	Нет	6,41	0,12	2,0
582	» »	21,4	5,1	23,31	0,04	1,2
586	» »	25,1	—	15,42	Не опр.	1,2
638	» »	10,5	Нет	15,23	Нет	1,3
639	» »	11,9	—	14,4	0,1	1,2
643	» »	15,0	—	6,17	Не опр.	1,5
665	» »	28,0	4,6	13,81	Нет	1,1
668	» »	32,7	—	8,69	0,10	0,8
707	» »	21,2	—	Не опр.	0,25	Не опр.
721	» »	19,2	—	12,55	Не опр.	» »
766	» »	25,8	Нет	7,4	Нет	0,8
781	» »	26,7	—	Не опр.	0,23	Не опр.
786	» »	22,7	—	3,9	Не опр.	» »

Слабоминерализованные поровые воды (0,4—2 г/л) содержатся в верхней части исследуемой толщи девонских пород, непосредственно контактирующей с пресными подземными водами, заключенными в мезозойско-кайнозойских песчаных отложениях.

С увеличением засоленности поровых вод сверху вниз по разрезу толщи пород происходят изменения в их анионной и катионной частях.

В поровых водах с минерализацией 0,4—2 г/л, содержащихся в глинисто-мергельной подсвите, в анионной части ион HCO₃⁻ преобладает над SO₄²⁻ и Cl⁻ в пресных водах, и далее вниз, по мере нарастания минерализации до 2 г/л, ион HCO₃⁻ уступает место SO₄²⁻ и Cl⁻, а ион Ca²⁺ — Na⁺.

В слабосоленых и соленых поровых водах с минерализацией 8,3—26,4 г/л, заключенных в гипсово-глинисто-мергельной подсвите, резко увеличивается содержание иона SO₄²⁻ параллельно с увеличением содержания иона Cl⁻; среди катионов Na⁺ преобладает над Ca²⁺ и Mg²⁺, составляя 72—80% от суммы катионов.

В высокоминерализованных поровых водах с минерализацией 151—443 г/л, заключенных в породах нижней части надсолевой свиты и поро-

Состав и физико-механические свойства пород по разрезу скв. 238 (с. Бараново)

Глубина, м	Возраст породы	Содержание фракции, %				Влажность, %		Объемный вес влажной породы, Δ	Объемный вес скелета, δ	Удельный вес, γ	Пористость n, %	Коэффициент водо-насыщения, К _в	Предел прочности при одностороннем сжатии, R _d (кг/см ²)
		Δ1 мк		Δ5 мк		Естественная, W _e	Гигроскопическая, W _г						
		1	2	1	2								
171	I ₃	—	9	—	17	39,8	3,4	1,79	1,28	2,56	50,0	1,00	Не опр.
198	D ₃ ^{dl} a ₁	39	—	66	—	24,8	3,5	2,01	1,61	2,80	42,5	0,94	» »
203	Тот же	37	—	58	—	29,7	4,0	1,98	1,53	2,71	43,9	1,03	7,1
220	» »	26	3	67	37	22,1	2,8	2,04	1,67	2,72	38,6	0,96	15,5
236	» »	27	9	63	43	21,7	2,6	2,05	1,68	2,70	37,8	0,96	Не опр.
237	» »	—	—	—	—	20,9	—	2,10	1,74	Не опр.	—	—	25,4
258	D ₃ ^{dl} a ₂	—	—	—	—	20,5	—	2,12	1,67	» »	—	—	29,1
260	Тот же	36	15	64	38	27,7	4,8	1,98	1,55	2,80	44,6	0,96	Не опр.
289	» »	36	—	60	—	19,5	2,5	2,08	1,74	2,70	35,6	0,95	» »
297	» »	28	15	56	39	23,7	4,4	2,05	1,66	2,70	38,9	1,00	10,8
323	» »	25	5	37	31	23,3	1,8	2,04	1,66	2,69	38,3	1,00	18,0
330	» »	—	—	—	—	19,1	—	2,14	1,80	Не опр.	—	—	44,8
335	» »	—	16	—	34	22,3	2,2	2,06	1,68	2,75	38,5	0,97	Не опр.
344	» »	28	11	53	31	21,7	1,9	2,05	1,68	2,72	37,9	0,96	16,0
354	» »	25	5	53	36	16,2	1,8	2,17	1,87	2,74	31,8	0,95	50,0
386	» »	26	9	46	39	19,9	2,7	2,10	1,75	2,82	37,9	0,92	Не опр.
412	» »	25	4	64	26	18,8	1,6	2,14	1,80	2,71	33,6	1,0	23,0
428	» »	—	9	—	10	12,9	1,3	2,20	1,95	2,79	30,5	0,83	Не опр.
451	» »	—	8	—	9	12,5	1,9	2,27	2,02	2,80	27,9	0,90	» »
479	» »	31	—	57	—	16,4	—	2,25	1,93	2,76	30,1	1,05	32,3
517	» »	34	10	60	10	16,2	2,0	2,18	1,88	2,83	33,6	0,91	37,1
542	D ₃ ^{dl} b	27	14	51	15	18,3	2,1	2,08	1,76	2,81	37,4	0,86	32,9
586	Тот же	27	21	51	22	12,8	1,2	2,35	2,08	2,80	25,7	1,03	37,3
643	» »	35	17	57	18	18,8	2,1	2,19	1,84	2,78	33,8	1,02	Не опр.
668	» »	25	22	45	22	13,1	1,0	2,32	2,05	2,78	26,3	1,02	24,7
707	» »	26	16	59	18	14,4	1,1	2,26	1,98	Не опр.	—	—	Не опр.
721	» »	30	14	55	14	15,0	1,7	2,18	1,90	2,74	30,7	0,93	14,8
748	» »	30	—	44	—	16,9	—	2,14	1,83	2,72	32,7	0,94	14,1
766	» »	47	11	74	13	17,4	1,1	2,16	1,84	Не опр.	—	—	Не опр.
781	» »	—	11	—	12	15,9	1,0	2,23	1,92	» »	—	—	26,2
786	» »	35	4	54	52	13,9	—	2,21	1,94	2,79	30,5	0,88	Не опр.

1—данные гранулометрического анализа; 2—данные микроагрегатного анализа.

дах соленосной свиты, в интервале глубин 412—786 м, содержание иона Cl^- резко преобладает над SO_4^{2-} и HCO_3^- , составляя 92—99% от суммы анионов. Среди катионов Na^+ преобладает над Ca^{2+} и Mg^{2+} , составляя 93—96% от суммы катионов в поровых водах, отжатых из пород надсолевой свиты. В высокоминерализованных поровых водах пород соленосной свиты (интервал 542,2—786 м) среди катионов первое место занимает Ca^{2+} (до 75% от суммы катионов), за ним следуют Mg^{2+} , Na^+ , K^+ . Обращает на себя внимание высокое содержание иона K^+ в поровых водах пород соленосной свиты, где оно составляет 133—409 мг-экв/л, иногда превышая содержание Na^+ .

По степени и характеру засоленности поровых вод, содержащихся в глинисто-мергельных породах надсолевой и соленосной свит, можно выделить 4 гидрогеохимические зоны, генетически связанные между собой.

I зона — слабоминерализованных поровых вод смешанного гидрокарбонатно-кальциево-магниевого и сульфатно-кальциево-магниевого состава (интервал глубин 198—260 м). Для этой зоны характерна высокая выщелоченность пород (засоленность породы 0,008—0,04%); поровые

Глубина отбора мониторинга, м	Возраст породы	pH	Минерализация, г/л	г/л						Na ⁺ +K ⁺	
				HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺		Na ⁺	K ⁺

Барановский участок,

171	I ₃	7,0	0,293	0,114	0,040	0,057	0,050	0,012	0,020		
198	D ₃ ^{dl} a ₁	7,0	0,412	0,171	0,060	0,064	0,064	0,012	0,036	0,005	
203	Тот же	7,0	0,642	0,207	0,095	0,142	0,066	0,017	0,097	0,018	
220	» »	7,0	1,748	0,105	0,712	0,381	0,173	0,081	0,247	0,049	
236	» »	7,0	2,027	0,098	0,521	0,742	0,138	0,090	0,438		
260	D ₃ ^{dl} a ₂	6,8	8,334	0,094	2,881	2,496	0,331	0,198	2,200	0,134	
297	Тот же	6,9	10,502	0,104	3,933	2,901	0,415	0,258	2,763	0,128	
323	» »	6,4	11,997	Следы	4,722	3,238	0,574	0,354	2,922	0,187	
335	» »	7,2	12,599	0,167	4,070	4,081	0,609	0,324	3,348		
344	» »	7,2	18,979	0,061	6,009	6,307	0,633	0,439	5,300	0,230	
354	» »	7,2	25,034	0,244	8,462	7,623	0,891	0,450	7,000	0,364	
386	» »	7,2	26,449	0,447	6,913	9,748	0,697	0,520	7,864	0,260	
412	» »	7,1	151,472	0,110	9,587	83,514	1,425	0,967	54,569	1,300	
428	» »	5,7	308,221	Следы	7,448	180,562	1,311	1,276	115,524	2,100	
517	» »	6,2	293,814	»	3,991	174,463	2,894	0,946	107,720	3,800	
542	D ₃ ^{dl} b	—	418,410	»	2,075	264,177	87,083	13,060	42,215	9,800	
707	Тот же	—	442,875	0,779	6,300	277,344	119,023	14,829	8,600	16,000	
766	» »	—	372,299	0,531	8,876	238,226	72,194	28,472	18,800	5,200	
781	» »	—	397,290	0,511	5,607	250,099	102,438	14,235	14,000	10,400	

воды имеют минерализацию 0,4—2 г/л и гидрокарбонатно-кальциево-магниевый и сульфатно-кальциево-магниевый состав.

II зона — сульфатно-натриевых поровых вод (интервал глубин 260—412 м). Породы этой зоны менее выщелочены (засоленность породы 0,2—0,4%) и содержат поровые воды слабосоленые и соленые с минерализацией 8,3—26,4 г/л и сульфатно-натриевый состав.

III зона — хлоридно-натриевых поровых вод (интервал глубин 412—517,5 м). Эта зона характеризуется высокой степенью засоленности пород (1,7—3,2%) и высокой соленостью поровых вод (151—308 г/л) хлоридно-натриевого состава.

IV зона — хлоридно-кальциево-натриевых поровых вод (интервал глубин 517,5—786 м). Глинисто-мергельные породы этой зоны, переслаивающиеся с галитовыми слоями, сильно засолены (до 7—10%) и содержат высококонцентрированные поровые воды (372—443 г/л) хлоридно-кальциево-натриевого состава.

I и II зоны стратиграфически охватывают верхнюю толщу (мощность 190 м) надсолевой свиты; III и IV — нижнюю толщу (мощность 138 м) надсолевой свиты и отложения соленосной свиты.

Формирование мощной 328-метровой толщи пород надсолевой свиты, представленной глинами, мергелями с прослоями гипсов, ангидритов и доломитов, свидетельствует об общем опреснении солеродного бассейна и увеличении привноса терригенного материала; бассейн опреснялся постепенно, соленость его, особенно в стадии садки гипса, была еще достаточно большой, более 150 г/л (садка гипса начинается в засоленных водоемах морского типа при солености воды свыше 15%; Страхов, 1962). Формирование соленосной свиты (садка слоев галита и калийных солей) происходило при высокой концентрации рапы солеродного бассейна (25—40%), наличие же глинисто-мергельных слоев с прослоями ангидритов и доломитов, переслаивающихся с соляными пластами, сви-

вод, отжатых из пород

мг·экв/л					Na+K+		$\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$	$\frac{r_{Cl}-r_{(Na+K)}}{r_{Mg}}$	$\frac{r_{HCO_3+SO_4}}{r_{Ca+Mg}}$
HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl-	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na+	K+			

СКВ. 238

1,87	0,84	1,62	2,47	0,99	0,87	0,5	0,7	0,8
2,80	1,25	1,81	3,21	0,98	1,54	0,13	0,9	0,9
3,39	1,98	4,00	3,31	1,38	4,22	0,46	1,2	1,4
1,72	14,83	10,75	8,64	6,67	10,74	1,25	1,1	1,1
1,60	10,84	20,93	6,91	7,41	19,05	0,9	—	0,9
1,54	59,98	70,39	16,54	16,30	95,66	3,41	1,4	1,9
1,70	81,88	81,80	20,74	21,23	120,14	3,27	1,5	2,0
Следы	98,31	91,31	28,64	29,13	127,05	4,8	1,5	1,7
2,74	84,78	115,09	30,37	26,66	145,58	1,3	—	1,6
1,00	125,10	177,87	31,60	36,05	230,44	5,88	1,3	1,9
4,00	176,18	214,97	44,44	37,04	304,36	9,31	1,5	2,2
7,33	143,87	274,9	34,81	42,72	341,92	6,65	1,3	2,0
1,80	199,62	2355,16	71,11	79,50	2372,67	33,30	1,1	1,3
Следы	155,07	5092,0	65,43	104,93	5023,01	53,70	1,0	1,0
»	83,10	4920,0	144,44	77,77	4683,69	97,2	0,9	0,4
»	55,67	7450,0	4345,44	1074,09	1835,52	250,7	0,3	0,01
12,77	131,17	7809,72	5951,16	1219,5	374,0	409,0	0,1	0,02
8,71	184,79	6708,16	3609,72	2341,44	817,5	133,0	0,14	0,03
8,38	116,74	7042,5	5121,9	1170,72	609,0	266,0	0,12	0,02

детельствует о временных опреснениях бассейна и заносе в него терригенных частиц.

Как показали исследования поровых вод, глинисто-мергельные породы надсолевой свиты в настоящее время находятся на различных стадиях выщелачивания, отражая его поступательный характер: снизу вверх по мере приближения к приконтактной зоне глинистых «водоупоров» с подземными водами происходит понижение минерализации поровых вод и изменение их состава от Cl — Na, через SO₄ — Na до HCO₃ — Ca — Mg. Поровые воды, содержащиеся в глинисто-мергельных слоях соленосной свиты, имеют высокую минерализацию и характерный для вод метаморфизации Cl — Ca — Na состав. Такая высокая минерализация (372—442 г/л) поровых вод и их Cl — Ca — Na состав не могут отражать соленость древнего временно опресненного бассейна, в котором отложились исследуемые глинисто-мергельные породы, а есть результат проявления последующих сложных физико-химических процессов, происходящих на границе порода — соль.

В рассматриваемой толще девонских глинисто-мергельных пород мы видим яркий пример того, как отчетливо проявляется диффузионный перенос солей. Для глинистых прослоев, чередующихся с прослоями галитов, имеет место диффузионное засоление на границе порода — соль и формирование вследствие этого высокоминерализованных Cl — Ca — Na поровых вод за счет реакций двойного обмена с образованием доломитов (реакция Курнакова) и за счет реакций катионного обмена. Породы надсолевой свиты, и особенно ее верхней части, испытывают диффузионное выщелачивание, особенно четко проявляющееся в зоне контактов с пресными подземными водами, заключенными в мезозойско-кайнозойском водоносном комплексе.

Диффузионное перемещение солей (NaCl, CaSO₄·2H₂O и др.) и его влияние на формирование солености и состава поровых вод в процессе

Состав обменных катионов пород по разрезу скв. 238

Глубина отбора монолита, м	Возраст породы	Сумма обменных катионов	мг-экв на 100 г породы				мг-экв, %			
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na+	K+	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na+	K+
171	I ₃	12,73	9,07	2,43	0,46	0,77	71,2	19,1	3,6	6,1
198	D ₃ ^{dl} a ₁	14,06	8,87	3,49	0,22	1,48	63,1	24,8	1,6	10,5
203	Тот же	14,76	6,96	5,46	0,39	1,95	47,2	37,0	2,6	13,2
220	» »	16,32	2,0	12,67	0,33	1,32	12,0	78,0	2,0	8,0
236	» »	9,54	1,13	5,87	0,84	1,70	11,8	61,5	8,8	17,9
289	D ₃ ^{dl} a ₂	9,41	1,25	5,58	0,79	1,79	13,3	59,3	8,4	19,0
323	Тот же	11,21	0,87	5,13	3,14	2,07	8,0	46,0	28,0	18,0
344	» »	14,27	1,45	5,23	5,02	2,57	10,0	37,0	35,0	18,0
386	» »	8,55	0,60	3,38	2,57	2,00	7,0	39,5	30,0	23,5

засоления и выщелачивания пород различных геолого-генетических типов изучено в настоящее время в лабораторных и природных условиях Н. А. Окниной и В. А. Приклонским (1958), Н. П. Затенацкой (1963), Н. П. Затенацкой и И. А. Сафохинной (1968) и др. Только диффузионным путем под воздействием подземных вод происходит выщелачивание практически водонепроницаемых, сильно уплотненных и литифицированных глинисто-мергельных пород I и II зоны, имеющих мощность около 190 м.

О гидрогеохимической взаимосвязи поровых вод, заключенных в глинисто-мергельных породах, с подземными водами свидетельствуют в приконтактной зоне их сходные минерализация (0,3 г/л) и гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав.

В краевой северо-западной части Припятской впадины, в районе Слуцко-Глуцкого разлома, а также при проходке некоторых шахт Солигорских калийных комбинатов, в глинисто-мергельной толще данково-лебединских слоев, на глубинах 200—240 м встречаются малодобитные трещинные пресные подземные воды HCO₃—Ca—Mg состава; ниже, на глубинах около 250—400 м, встречаются подземные воды слабосоленые с минерализацией 4—6 г/л, по составу SO₄—Na и SO₄—Mg; соленые воды вплоть до рассолов Cl—Ca—Na состава вскрываются глубокими скважинами. Все эти данные хорошо согласуются с выделенными нами в разрезе глубокой скв. 238 гидрогеохимическими зонами поровых вод, подтверждая положение о том, что степень и характер засоленности подземных вод в исследуемом районе соответствуют определенным стадиям диффузионной выщелоченности девонских глинисто-мергельных «водоупорных» пород.

Тесная гидрогеохимическая взаимосвязь поровых вод глинисто-мергельных пород с подземными водами свидетельствует также об их генетической связи. Так, поровые воды, содержащиеся в выщелоченных разностях пород, являются водами инфильтрационными, тогда как содержащиеся в сильно засоленных породах (низы надсолевой свиты и соленосная свита) представляют собой сильно метаморфизованные воды древних бассейнов.

Диффузионное перемещение солей в поровых водах сдвигает адсорбционное равновесие между катионами поровых вод и обменными катионами породы. Для изученных пород выявлена физико-химическая активность в проявлении реакции катионного обмена. Сумма и состав обменных катионов пород приведены в табл. 4.

Девонские глинисто-мергельные породы имеют невысокую емкость поглощения — 8,5—16,3 мг-экв на 100 г породы.

Состав обменных катионов следует степени выщелоченности изученных глинисто-мергельных пород. Так, в наиболее выщелоченных раз-

ностях пород, содержащих слабоминерализованные поровые воды, в составе обменных катионов Ca преобладает над Mg, K, Na ($\text{Ca} > \text{Mg} > \text{K} > \text{Na}$).

По мере нарастания засоленности пород в глубь по разрезу толщи наблюдается перестройка в составе обменных катионов, и они располагаются в следующие ряды: $\text{Mg} > \text{K} > \text{Ca} > \text{Na}$ и $\text{Mg} > \text{Na} > \text{K} > \text{Ca}$.

Рассматривая динамику состава обменных катионов (сравнивались образцы с глубин 198 и 344 м, имеющие близкую емкость обмена, но отличающиеся по степени и характеру засоленности поровых вод), можно отметить, что по мере выщелачивания исследуемых пород в составе обменных катионов происходит резкое увеличение Ca^{2+} (от 10 до 63%) и снижение Na^+ (от 35 до 1,6%), Mg^{2+} (от 37 до 25%) и K^+ (от 18 до 10%). Таким образом, наиболее подвижными обменными катионами при сдвиге адсорбционного равновесия в процессе выщелачивания являются катионы Ca^{2+} и Na^+ и менее подвижны Mg^{2+} и K^+ .

Обращает на себя внимание достаточно высокое содержание обменного K^+ в изученных породах, что указывает на специфические гидрохимические условия бассейнов, в которых образовались породы. Известно, что девонские глинисто-мергельные породы Припятской впадины образовались в периоды временных или общих опреснений морского солеродного бассейна, воды которого были обогащены калиевыми солями.

Изучение состава обменных катионов в тесной связи с изучением степени и характера засоленности поровых вод в девонских глинисто-мергельных породах показало, что несмотря на то, что исследуемые породы в настоящее время сильно уплотнены, литифицированы и значительно обезвожены, они все же обладают достаточной реакционной способностью (в физико-химическом понимании), и в них проявляются реакции катионного обмена при выщелачивании. Это хорошо согласуется с формированием характерного $\text{SO}_4\text{—Na}$ и $\text{SO}_4\text{—Mg}$ типа поровых вод в мощной (более 100 м) толще гипсово-глинисто-мергельной подсытки (интервал глубин 260—386 м). Ион SO_4^{2-} может поступать в поровые воды за счет растворения гипса и окисления пирита, содержащегося в глинах, а ионы Na^+ и Mg^{2+} поступают в поровый раствор при реакциях катионного обмена — обменные Na^+ и Mg^{2+} вытесняются Ca^{2+} , поступающим в поровый раствор при растворении карбонатов и гипса. Однако реакционная способность, оцениваемая емкостью обмена, у девонских глинисто-мергельных пород занижена в 2—3 раза по сравнению с таковой в более молодых третичных и четвертичных породах (Затенацкая, 1963; Нестерова, 1965; Затенацкая и Сафохина, 1968; и др.).

Выводы. 1. Основные процессы, обусловившие формирование солёности и состава поровых вод «водоупорных» пород и подземных вод района — процессы диффузионного перемещения солей, ведущие к выщелачиванию и засолению пород.

2. Высокоуплотненные, высоколитифицированные и практически водонепроницаемые девонские глинисто-мергельные породы в настоящее время в зонах контактов с пресными подземными водами хорошо диффузионно выщелачиваются и содержат слабоминерализованные поровые воды. Диффузионное выщелачивание пород происходит под воздействием подземных вод, что подтверждается выявленной гидрогеохимической взаимосвязью между поровыми и подземными водами. Исследованиями установлено, что степень засоленности и состав подземных вод района соответствуют стадиям диффузионной выщелоченности глинистых «водоупорных» пород.

3. Для изученных пород установлена физико-химическая активность в проявлении обменных реакций наряду с растворением и осаждением вещества. Диффузионное перемещение солей (выщелачивание и засоление) сдвигает адсорбционное равновесие между катионами поровых

вод и обменными катионами, что приводит к обменным реакциям и формированию характерных типов поровых вод выщелачивания и засоления. Реакционная способность, оцениваемая емкостью обмена, у древних девонских пород в 2—3 раза ниже по сравнению с таковой у молодых (третичных, четвертичных), что вызвано старением и составом коллоидной составляющей породы.

4. В естественном состоянии породы в разрезе глубокой скважины значительно агрегированы и относятся к группе пылеватых глин. Формирование физико-механических свойств глинисто-мергельных пород происходит под воздействием таких факторов, как старение и агрегация коллоидов, характер и степень цементации пород карбонатными солями и аморфным кремнеземом, гравитационное уплотнение и др.

ЛИТЕРАТУРА

- Горькова И. М. Структурные и деформационные особенности осадочных пород различной степени уплотнения и литификации. М., «Наука», 1965.
- Затенацкая Н. П. К вопросу о диффузионном перемещении солей в глинах района Бакинского архипелага. — Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 3.
- Затенацкая Н. П., Сафохина И. А. Диффузионное выщелачивание глин и его влияние на инженерно-геологические свойства глинистых пород. М., «Наука», 1968.
- Нестерова И. Л. Поглощенные основания глинистых пород и их изменения по разрезу. — В кн.: Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага. Тр. ГИН АН СССР, М., 1965, вып. 115.
- Окинina Н. А., Приклонский В. А. Процессы диффузии и диффузионного выщелачивания в глинах и их влияние на инженерно-геологические свойства. — В кн.: Исследование и использование глин (материалы совещания во Львове в мае — июне 1957 г.). Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Производственный и научно-исследовательский
институт по инженерным изысканиям
в строительстве Госстроя СССР
(ПНИИИС)
Москва

Дата поступления
10.III.1970

УДК 550.4 : 546.14 (574.1)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БРОМА В РАССОЛАХ И СОЛЯНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЗАЛИВА КАРА-БОГАЗ-ГОЛ

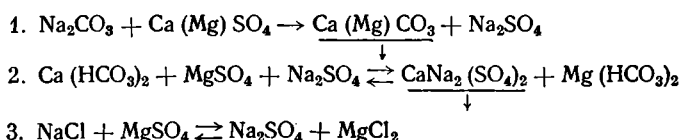
В. П. ФЕДИН

Опираясь на основные закономерности формирования солеродного бассейна Кара-Богаз-Гол и на концентрации Вг в процессе сгущения воды Каспийского моря (экспериментальное исследование), автор рассматривает особенности распределения Вг в поверхностных, межкристалльных и донных соляных образованиях Кара-Богаз-Гола. Низкое содержание Вг закономерно для этого солеродного бассейна.

Привлечение геохимических особенностей Вг к разработке вопросов, касающихся формирования соляных месторождений в геологической истории земли, приобретает большое значение. К настоящему времени поведение Вг достаточно детально изучено в древних соляных бассейнах и современных соляных озерах морского генезиса (Валяшко, Мандрыкина, 1952; Валяшко, 1956). Представляется интересным рассмотреть этот вопрос применительно к солеродным бассейнам переходного типа (от нормально морского к континентальному) на примере Кара-Богаз-Гола — залива Каспийского моря.

Залив Кара-Богаз-Гол — типичная бессточная впадина. В ее формировании основная роль отводится тектоническим процессам, активно проявлявшимся в этом районе в конце среднего плиоцена, а также эрозии и карсту (Ушко, Сырнев, 1964; Клейнер, 1969). Самая существенная особенность депрессии — ее связь с Каспийским морем, которое до сих пор остается главным регулятором гидрохимического режима залива и физико-химических процессов, происходящих в акватории¹ залива. Следует заметить, что солевой состав воды Каспийского озера-моря значительно отличается от солевого состава океанической воды. Причина этого — изолированность морского бассейна в плиоцен-четвертичное время. На этом геологическом этапе вода Каспия оставалась более опресненной (6,0—17,0%) по сравнению с водой океана (Ушко, Сырнев, 1964). Пополнялась водная масса за счет материкового стока, который способствовал обогащению ее карбонатами и сульфатами. Однако реликтовый характер морского бассейна сохранился до настоящего времени.

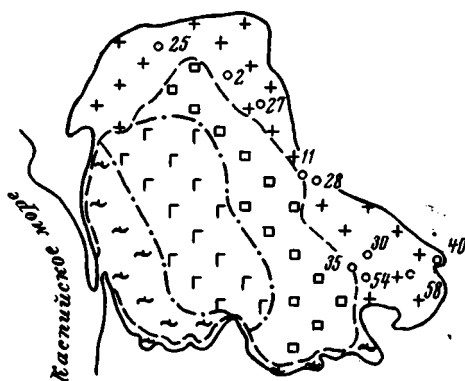
Морская вода, поступающая в залив, в результате интенсивного испарения превращается в рассол, слои которого последовательно (зонально) распределяются в акватории залива (фиг. 1) в результате следующих взаимодействий.



¹ Под акваторией понимается та часть Кара-Богазской депрессии, в которой сосредоточены поверхностные рассолы.

Эта последовательность четко выдерживается в горизонтальном и вертикальном разрезах донных образований залива (Дзенс-Литовский, 1966; Вахрамеева, 1968).

Изменение солевого состава каспийской воды отразилось и на содержании некоторых галлофильных элементов, в частности Вг. Содержание



Фиг. 1. Схема залива Кара-Богаз-Гол

1 — скважины и их номера; 2 — зона кристаллизации смешанных (галит-астраханит-эпсомит) солей; 3 — зона кристаллизации преимущественно галита; 4 — зона кристаллизации преимущественно глауберита; 5 — зона формирования преимущественно гипсово-карбонатных илов; 6 — условные границы между геохимическими зонами; 7 — граница распространения поверхностных рассолов в заливе Кара-Богаз-Гол

25 1 2 3 4 5 6 7

Вг в воде Каспия $0,5 \cdot 10^{-3}\%$ (бромхлорное отношение 1,31), в то время как в океанической воде оно значительно выше — $6,6 \cdot 10^{-3}\%$ (бромхлорное отношение 3, 4).

Так как унаследованность рассолов залива от состава воды Каспийского моря очевидна, будет уместно рассмотреть поведение Вг в процессе естественного сгущения каспийской воды и параллельно, применяя метод сравнения, проанализировать распределение концентраций Вг в рассолах залива, отвечающих соответствующим этапам сгущения. Экспериментальное исследование было проведено в августе 1968 г. в при-

Таблица 1

Изменение состава воды Каспийского моря в процессе естественного сгущения при температуре 25—35°C

№ пп.	Стадия сгущения	Плотность	Минерализация, г/кг	Ионы, г/кг		Вг · 10 ³ Cl
				Cl	Вг	
—	Исходный раствор (морская вода)	1,012	13,07	5,39	0,0076	1,22
a	Гипсовая	1,102	120,0	57,0	0,140	2,45
b	»	1,195	226,0	102,5	0,280	2,71
c	Галитовая	1,260	295,0	146,0	0,500	3,42
d	»	1,280	320,0	157,0	0,800	4,90
e	Сульфата магния	1,318	332,0	184,0	0,970	5,30
f	»	1,327	347,0	216,0	1,300	5,80

родных условиях². Основные результаты эксперимента приведены в табл. 1. Они хорошо согласуются с исследованиями по сгущению рассолов Кара-Богаз-Гола, проведенными ранее (Блюмберг, 1954; Лепешков, Фрадкина, 1959).

Установлено, что интенсивность накопления Вг «в каспийских растворах» значительно ниже, чем в растворах нормальной морской воды на том же интервале сгущения (фиг. 2). Распределение Вг в поверхно-

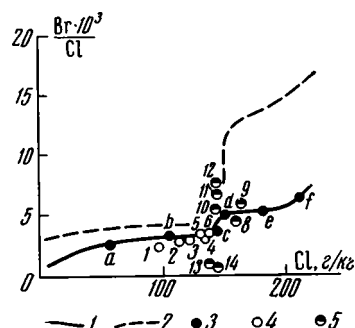
² Методика проведения эксперимента была получена на кафедре геохимии МГУ у И. К. Жеребцовой. Анализ рассолов проводили в химической лаборатории Туркменской геологической экспедиции Управления геологии Туркменской ССР (аналитик З. И. Ильина).

стных рассолах залива, соответствующих карбонат-гипсовой и гипс-галитовой стадиям сгущения (точки 1—6), хорошо согласуются с результатами эксперимента той же стадии сгущения (см. фиг. 2, интервал *abc*).

По мере дальнейшего сгущения рассола его объем приближается к объему выделяющихся солей. При насыщении кара-богазских рассолов

Фиг. 2. Изменение величины бромхлорного отношения в процессе сгущения воды Каспийского моря

1—кривая изменения бромхлорного отношения каспийской воды; 2—то же для нормальной морской воды (по М. Г. Валяшко); 3—фигуративные точки различных стадий сгущения каспийской воды; 4—то же, поверхностных рассолов залива; 5—то же, межкристалльных рассолов



сульфатом магния объемы жидкой и твердой фаз сравниваются и происходит обнажение соляного осадка из-под слоя рассола. При этом рассол распределяется в порах этого осадка. Это одна из главных причин того, что почти на $\frac{1}{3}$ площади залива поверхностные рассолы отсутствуют.

Таблица 2

Содержание хлора и брома в рассолах из различных геохимических зон залива Кара-Богаз-Гол

№ пп.	Место отбора пробы		Глубина отбора, м	Плотность	Ионы, г/кг		$\frac{\text{Br} \cdot 10^3}{\text{Cl}}$
					Cl	Br	
1	Акватория (поверхностные рассолы)	Гипсо-карбонатная зона	0,5	1,170	94,00	0,250	2,66
2		Там же	0,5	1,185	109,30	0,309	2,80
3		Глауберитовая зона	0,2	1,225	124,00	0,330	2,73
4		Там же	0,5	1,235	126,00	0,350	2,76
5		» »	1,5	1,257	135,30	0,370	2,73
6		Галитовая зона	0,2	1,260	133,60	0,390	2,92
7		Там же	0,2	1,265	136,10	0,490	3,60
	Обнажившаяся поверхность (межкристалльные рассолы)						
8	Внутренняя зона	Скв. 28	3,0	1,276	159,10	0,770	4,81
9		» 27	4,7	1,300	162,80	0,980	6,01
10		» 11	3,9	1,261	142,20	0,850	5,98
11		» 54	3,4	1,267	143,90	1,020	7,08
12	Внешняя зона	» 2	5,7	1,270	144,30	1,140	8,14
13		» 58	3,5	1,22	138,60	0,220	1,60
14		» 40	3,5	1,21	130,80	0,110	0,84

Примечание. По поверхностным рассолам (№ 1—7) приведены средние данные из 150 анализов. Опробование проведено Кара-Богазской партией Туркменской геологической экспедиции в 1966 г. По межкристалльным рассолам (№ 8—14) материал представлен Западным геологическим трестом Управления геологии СМ Туркм. ССР.

Распределение Вг в межкристалльных рассолах обнажившегося соляного горизонта не соответствует той последовательности, которая была получена при эксперименте. Особенности поведения Вг в межкристалльных рассолах заставляют разделить эту часть соляного бассейна на две зоны: внутреннюю и внешнюю (табл. 2). Внутренняя зона — часть обнажившейся поверхности, которая примыкает к зеркалу поверх-

ностных рассолов и подвержена их периодическим нагонам. Ширина зоны достигает нескольких километров.

Межкристалльные рассолы этой зоны по своей концентрации приближаются к насыщению сульфатом магния, при этом концентрации B_{Γ} в них (см. фиг. 2, точки 10—12) по своей величине близки к экспериментальным показателям, соответствующим завершению эпсомитового этапа концентрирования (см. фиг. 2, интервал ef), т. е. происходит обогащение рассолов бромом.

Внешняя зона, или зона выклинивания, составляет периферийную часть обнажившейся поверхности, примыкающую к коренному берегу залива. В этой зоне концентрация B_{Γ} катастрофически снижается (см. фиг. 2, точки 13—14), несмотря на то, что концентрация рассолов соответствует гипс-галитовой стадии сгущения (см. фиг. 2, интервал bc).

Рассмотрим причины этих аazonальных явлений. При сгущении рассолов возможна потеря части B_{Γ} с поверхности соляного бассейна в атмосферу, однако условия для этого в Кара-Богаз-Голе не везде одинаковые. Поверхностные рассолы теряют часть B_{Γ} , который при их испарении выделяется в атмосферу в газобразной фазе или же в свободном состоянии (Селиванов, 1946; Красинцева, 1968). На обсохшей поверхности этот процесс идет очень слабо, так как при погружении в пласт рассолы становятся инертными по отношению к внешним факторам. Кроме того, периодические нагоны поверхностных рассолов усиливают изоляцию межкристалльных рассолов от внешней среды. В то же время некоторое накопление B_{Γ} происходит за счет того, что межкристалльные рассолы, стремясь к физико-химическому равновесию с соляной породой, обогащаются наиболее растворимыми соединениями ($MgSO_4$, $MgCl_2$, $MgBr_2$ и др.).

В зоне выклинивания соляной пласт подвержен «агрессивному» (растворяющему) воздействию грунтовых и поверхностных вод. Это приводит к выщелачиванию соляной породы и ее перекристаллизации. В соляном пласте создаются условия, благоприятные для активной циркуляции растворов, в результате которой нарушается физико-химическое равновесие в системе соль — раствор, изменяются температурные и гидродинамические условия пласта. Все это способствует вытеснению равновесных с соляной породой рассолов во внутреннюю часть зоны, а их место заполняют обедненные бромом и другими компонентами рассолы выщелачивания, повышенная концентрация которых обусловлена растворением галита. Следовательно, некоторое обогащение рассолов бромом во внутренней зоне осолоняющегося бассейна и разубоживание их по периферии — закономерное явление на завершающем этапе формирования бассейна соленакопления.

В донных отложениях залива выделяются три соляных горизонта, чередующихся с карбонатно-гипсовыми образованиями. Соляные горизонты сложены в основном галитом, глауберитом и астраханитом. Распространены мономинеральные галитовые и смешанные сульфато-галитовые породы (глауберит-галитовые, астраханит-галитовые и др.). В поверхностном соляном горизонте, который формируется в современную эпоху (Q_4^2), кристаллизация галита с примесью сульфатов происходит непосредственно из поверхностных рассолов и обусловлена изо- и поли-термическими особенностями кара-богазских рассолов. В древних (втором и третьем) соляных горизонтах, отложившихся после раннехвалынской трансгрессии Каспия (Q_{3-4}), сульфаты, по-видимому, являются вторичными образованиями, так как они выполняют каверны и межкристалльные полости галитовой породы (Вахрамеева, 1968).

B_{Γ} при хемогенной седиментации не образует своих минералов, но увлекается с осадок хлоридами в виде изоморфной примеси (Валяшко, Мандрыкина, 1952).

Таблица 3

Распределение содержаний Вг в различных типах галитовой породы Кара-Богаз-Гола

Минералогический состав соляной породы	Современный соляной горизонт — Q_4^2						Древние соляные горизонты — Q_{3-4} (вскрыты скважинами на обнажившейся поверхности)					
	место отбора пробы	глубина залегания, м	количество проб	Вг, %	$\frac{Вг \cdot 10^3}{Cl}$	нерастворимый остаток, %	место отбора пробы	глубина залегания, м	количество проб	Вг, %	$\frac{Вг \cdot 10^3}{Cl}$	нерастворимый остаток, %
Галитовый	В акватории — галитовая зона	0,3	9	0,007	0,119	до 1,0	Скв. 25	5,5—15,5	3	0,0055	0,0901	2,01
	Обнажившаяся поверхность	0,6	1	0,002	0,032	0,9	» 28	25,3—27,5	2	0,005	0,082	0,80
							» 11	31,0—35,0	2	0,004	0,065	0,25
							» 54	31,0	1	0,001	0,016	1,03
Среднее	Скв. 40	0,6	2	0,006	0,098	—						
	» 35	0,6	2	0,005	0,083	—				0,004	0,063	—
Глауберит-галитовый	В акватории — граница глауберитовой и галитовой зон	1,5	2	0,005	0,082	—	» 40	5,0	1	0,003	0,049	5,7
							» 30	7,8—9,0	2	0,002	0,031	—
							» 2	9,0	1	0,005	0,082	0,11
							» 11	10,0	1	0,008	0,131	—
							» 54	16,5	1	0,005	0,082	—
Среднее		—	—	0,005	0,082	—				0,0046	0,075	—
Астраханит-галитовый	В акватории — северная часть галитовой зоны	0,2	2	0,0045	0,073	до 1,0	» 11	2,8—13,5	1	0,005	0,082	0,6
							» 11	32,5	1	0,006	0,98	2,6
							» 30	27,5	1	0,004	0,32	5,0
	Обнажившаяся поверхность	0,5—1,5	2	0,009	0,148	—						
Среднее	Скв. 25	0,5—1,5	2	0,009	0,148	—						
	» 54	0,6—3,7	2	0,004	0,065	1,5						
Среднее		—	—	0,006	0,095	—				0,005	0,071	—
		—	—	0,006	0,095	—						

Примечание. Материал по соляным породам собран В. П. Фединыным. Определение минералогического состава проб выполняла петрограф Туркменской геологической экспедиции Е. А. Тагян. Аналитические определения выполнены в химической лаборатории Туркменской геологической экспедиции З. И. Ильиной. Содержания Вг пересчитаны на чистый (100%) галит.

Учитывая специфичность хемогенной седиментации в Кара-Богаз-Голе (несколько отличную от нормально-морского типа), представляется интересным проследить распределение изоморфного Вг в галите различных галитсодержащих пород этого солеродного бассейна: в мономинеральном галите, в глауберит-галитовой и астраханит-галитовой породах.

Во всех выделенных типах галитовых пород содержания Вг и соответственно величины бромхлорного отношения (табл. 3) ниже таковых показателей для нормальных морских галитов³. Сопоставление величин Вг и бромхлорных отношений сульфато-галитовых пород древней и современной садки показывает, что различия между ними незначительные, за небольшими исключениями. В целом в галитах Кара-Богаз-Гола содержание Вг $n \cdot 10^{-3}$ ($n=2-7$). Таким образом, можно предполагать, что сульфатизация галитовой породы древних (Q_{3-4}) и современных (Q_4) соляных горизонтов не влияет на величину изоморфного Вг.

Выводы. Низкие по сравнению с океаническими концентрации Вг в рассолах и галитовой породе залива — закономерный показатель Кара-Богазского солеродного бассейна.

На заключительном этапе формирования солеродного бассейна (стадия сухого озера) происходит дифференцированное распределение Вг в рассолах. Выделяются две зоны: внутренняя, где накопление Вг имеет интенсивный характер, и внешняя, где происходит рассеяние Вг в результате континентального стока. Граница между зонами постепенная.

Величины содержания Вг в современных и древних галитовых, галит-глауберитовых и галит-астраханитовых породах одного порядка. Это свидетельствует о достаточной устойчивости изоморфного Вг в галите при диагенезе соляных образований.

ЛИТЕРАТУРА

- Блюмберг Я. Б. Об испарении рассолов Кара-Богаз-Гола. — Химическая промышленность, 1954, № 6.
- Валяшко М. Г. Геохимия брома в процессах галогенеза и использование содержания брома в качестве генетического и поискового критерия. — Геохимия, 1956, I, вып. 6.
- Валяшко М. Г., Мандрыкина Г. В. Бром в соляных отложениях как генетический и поисковый признак. — Тр. ВНИИГ, Л., 1952, вып. 23.
- Вахрамеева В. А. Современные и ископаемые отложения залива Кара-Богаз-Гол (Каспийское море). — В сб.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968.
- Дзэнс-Литовский А. И. Проблема Кара-Богаз-Гола. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 1.
- Клейнер Ю. М. О происхождении впадины Кара-Богаз-Гол. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геологии, 1969, т. XIV (3).
- Красинцева В. В. Гидрогеохимия хлора и брома. М., «Наука», 1968.
- Леспешков И. Н., Фрадкина Х. Б. О процессе кристаллизации солей при испарении рассолов залива Кара-Богаз-Гол. — В сб.: Проблемы комплексного использования минеральных богатств Кара-Богаз-Гола. Ашхабад, Изд-во АН ТуркмССР, 1959.
- Селиванов Л. С. Геохимия и биогеохимия рассеянного брома. — Тр. Биогеохим. лаб., М., 1946, 8.
- Ушко К. А., Сырнев И. П. Плиоцен-четвертичный этап геологической истории. — В кн.: Прикарабагзье. Тр. НИЛНефтегаз, Ашхабад, 1964, вып. 12.

Туркменская геологическая экспедиция УГСМТССР
Ашхабад

Дата поступления
21.VIII.1969

³ В нормальном (морском) галите содержание Вг 0,007—0,06; бромхлорное отношение 0,1—0,43 (Валяшко, 1956).

УДК 549.623.7.553.982.061.83

О РОЛИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В НАКОПЛЕНИИ И ПРЕОБРАЗОВАНИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

А. А. АЛИ-ЗАДЕ, П. А. ШОЙХЕТ, М. Б. ХЕИРОВ, А. К. ПОКИДИНА

В статье приводятся результаты комплексных геолого-геохимических исследований образцов современных осадков южной части Каспийского моря, включающих общие геохимические, битуминологические, рентгеноструктурные, электронно-микроскопические, термографические методы анализа. Установлено наличие определенной связи между распределением по площади глинистых минералов, особенно монтмориллонитовой группы, и битуминозных веществ, включая углеводороды.

В настоящее время у большинства исследователей не вызывает сомнений, что образование нефти при относительно низких температурах представляет собою каталитический процесс, осуществляющийся под влиянием природных алюмосиликатов (Фрост и Осницкая, 1951; Богомолов, 1958, 1967; Грим, 1956; Вебер и Горбунова, 1961; Клубова, 1965; Brooks, 1948 и др.).

Важнейшим фактором преобразования исходного органического материала в нефтяные углеводороды является адсорбционная и каталитическая активность глинистых минералов, особенно разбухающих, типа монтмориллонита. Установлено также, что в благоприятных условиях битумообразование и генерация углеводородов начинается уже в начальных стадиях захоронения органического вещества, соответствующих раннему диагенезу современных осадков (Али-Заде и Шойхет, 1968; Вебер, 1966).

Большой интерес в связи с этим представляет вопрос о роли глинистых минералов в накоплении и преобразовании органического вещества в осадках современных водных бассейнов.

С целью изучения этого вопроса нами проведен комплекс геолого-геохимических исследований образцов современных осадков Каспийского моря¹, включающий общие геохимические, битуминологические, рентгеноструктурные, электронномикроскопические, термографические методы анализа. Полученные результаты частично опубликованы (Али-Заде, Хеиров и Шойхет, 1969).

В этой статье проведено более полное обобщение экспериментального материала, включая новые данные по площадному изучению осадков советской части акватории Южно-Каспийской впадины от прибрежно-мелководья до наиболее глубоководной котловины.

Как известно южная часть Каспийского бассейна характеризуется геосинклинальными условиями развития с довольно быстрым устойчивым прогибанием и своеобразной физико-географической обстановкой,

¹ К ним относятся осадки, накопившиеся после новокаспийских отложений и отличающиеся от последних отсутствием *Cardium edule*. Мощность современных осадков варьирует в зависимости от геолого-географических, фациальных и других условий.

обеспечивающими интенсивное накопление осадочного материала. На восточном склоне преобладают карбонатные, а на западном склоне и в центральной впадине — терригенные осадки.

Микроанализ осадков показал, что в образовании рассеянного в них органического вещества первостепенную роль играет планктон, биомасса которого, на много превосходит биомассу бентических организмов. Еще меньшее значение имеет аллохтонная органика, составляющая, согласно С. В. Бруевичу (1941), менее 10% всей массы остатков живого вещества в Каспийском море.

Высокая биологическая продуктивность бассейна и господствующая на дне восстановительная обстановка, в сочетании с другими благоприятными условиями, способствует накоплению и превращению органического материала в нефтяном направлении.

Несмотря на различный генезис глинистого и органического материала, в их распределении наблюдается много общего.

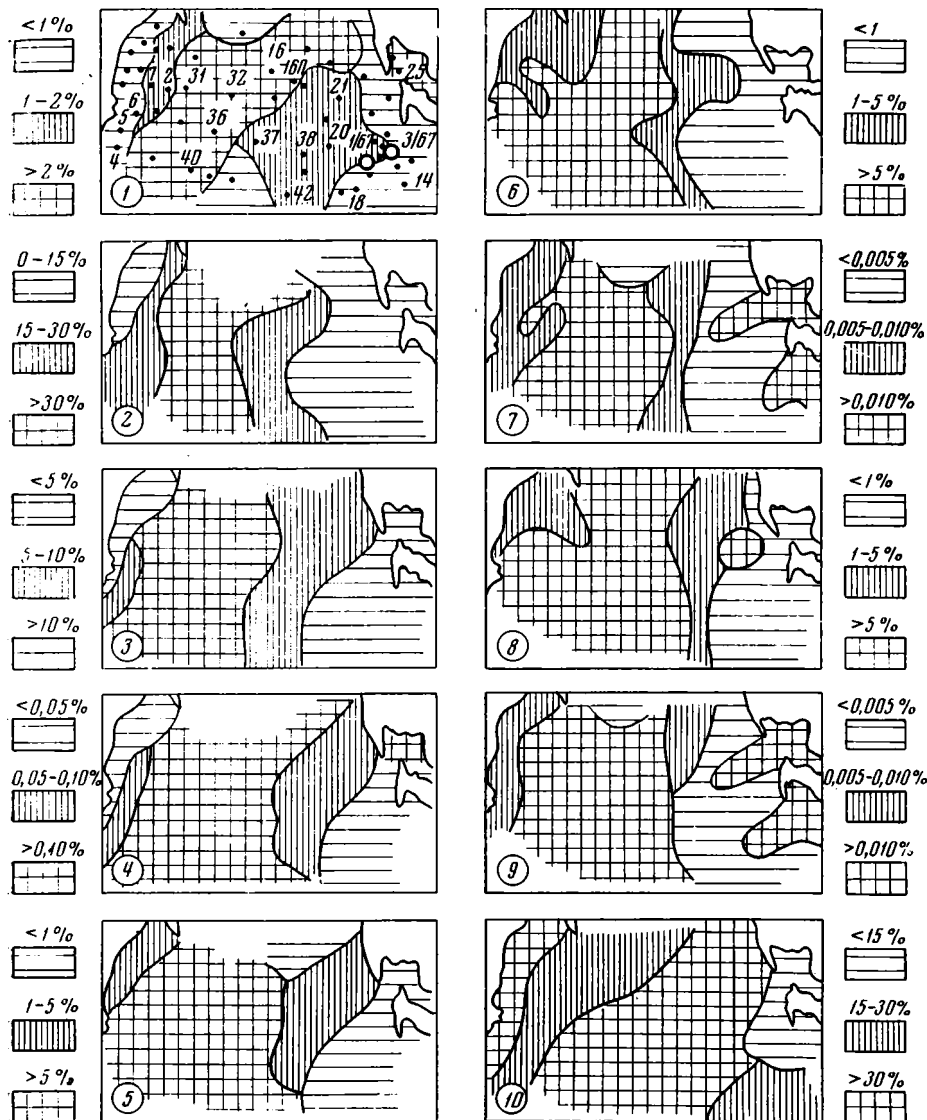
Принимая во внимание задачи данного исследования, мы сочли более правильным использовать для сравнения не относительное содержание глинистых минералов в глинистой фракции, а общее их количество во всей массе осадка. Основанием для этого послужили результаты наших исследований и литературные данные (Двали, 1963; Клубова, 1965; Фрост и Осницкая, 1951), из которых вытекает, что эффективность влияния глинистых минералов на органический материал должна определяться не столько относительным составом тонкопелитовой фракции, сколько абсолютным содержанием того или иного глинистого минерала в осадке.

Напомним, что при рассмотрении возможных взаимосвязей между органическим веществом и глинистыми минералами в период современного осадконакопления, мы различаем 2 стадии: 1) собственно седиментогенеза и 2) превращений после захоронения.

В стадию собственно седиментогенеза осаждение органического материала, представленного в преобладающей своей массе микроскопическими коллоидновзвешенными остатками планктонных организмов, должно подчиняться закономерностям седиментации тонкодисперсных частиц. Исходя из этого, естественно ожидать их совместного разнота и локализации по законам механической седиментации. По характеру площадного распределения в верхних горизонтах осадков содержание валового органического вещества ($C_{орг}$) хорошо сопоставляется с содержанием всей тонкопелитовой фракции в осадке. Тонкодисперсные компоненты сконцентрированы в центральной глубоководной области моря с благоприятным рельефом дна, спокойным гидродинамическим режимом и резко восстановительными условиями среды. По направлению к берегам содержание органического вещества и глинистых минералов уменьшается (фиг. 1, карты 1, 2).

С самого начала (возможно, уже в процессе переноса и оседания органо-минерального комплекса) немаловажную роль играют явления адсорбции органического вещества пелитом. В тонкопелитовой фракции ($<0,001$ мм) осадков разнообразного литологического состава в адсорбированном состоянии концентрируется большая часть рассеянного органического вещества. Содержание $C_{орг}$ в ней в 4—5 раз выше, чем во всей остальной части осадка, причем эти различия усиливаются с глубиной захоронения, особенно в относительно глубоководных осадках, отличающихся высоким содержанием пелита (табл. 1).

Геохимические характеристики органического вещества свидетельствуют об изменении его качественного группового состава уже при захоронении на глубину 50—100 см. Как видно из примеров, приведенных в табл. 2, в составе органического вещества обычно повышается доля битумов и нерастворимого остатка, содержащего продукты конденсации и взаимодействия реакционноспособных полиеновых кислот и кароти-



Фиг. 1. Распределение глинистых минералов и органического вещества в современных осадках Южного Каспия. Схемы 1—9—% на сухой осадок (1—5— по средним данным для колонок осадка)

1—Сорг (черные точки — станции, кружочки — скважины; номерами обозначены станции, приведенные в таблицах и фигурах); 2—фракция $<0,001$ мм; 3—гидрослюда; 4—битум; 5—монтмориллонит; 6 и 7—монтмориллонит (6) и углеводород (7) в верхнем слое осадков (0—25 см); 8 и 9—монтмориллонит (8) и углеводороды (9) в нижних горизонтах осадков (75—150 см); 10—монтмориллонит, в % к фракции осадка $<0,001$ мм

ноидов с другими компонентами органического вещества (Богомолов, 1967). Таким образом, с глубиной увеличивается содержание самых подвижных, легких и самых сложных продуктов. Одновременно уменьшается количество легкогидролизуемых компонентов.

С этими данными согласуются результаты термографических исследований. На дифференциальных кривых нагревания наличие органического вещества выражается появлением экзотермических эффектов в интервале температур 180—470°, причем в большинстве случаев выявляется два эффекта при температурах соответственно 180—340 и 340—470°. Соотношение содержания этих двух типов органических веществ

Содержание $C_{орг}$ во фракциях осадков Каспийского моря

(<0,001 мм и >0,001 мм)

Фация	Глубина моря, м	№ станций	Горизонт осадка	Сорг, % в фракциях	
				<0,001 мм	>0,001 мм
Западный склон					
Авандельта р. Куры	7	5	0—15	1,32	0,57
			30—50	1,25	0,34
Шельф	78	4	0—20	1,68	0,77
			20—50	1,70	0,70
			50—92	1,60	0,61
Материковый склон	120	7	0—30	2,74	1,17
			30—60	2,60	1,23
			90—130	2,88	0,96
То же	330	16	0—25	5,57	0,96
			50—75	5,12	Следы
			75—100	4,52	»
			100—135	4,10	»
Восточный склон					
Шельф	45	18	0—20	4,05	0,95
			40—60	3,66	0,70
Материковый склон	100	38	25—50	3,43	0,68
			75—100	2,68	0,48
			100—135	2,76	0,48
То же	590	42	0—25	4,96	1,00
			75—100	3,09	0,13
			125—140	3,37	0,38
Котловина					
Глубоководная часть моря	900	40	0—25	3,58	0,82
			100—125	2,38	1,41
			125—150	2,85	1,19
То же	965	36	0—25	4,19	1,0
			75—100	1,68	0,48
			100—135	2,92	Следы

во всем осадке, и особенно в глинистой фракции, изменяется с глубиной в сторону увеличения содержания второго вещества, сгорающего при более высокой температуре.

Изменяется с глубиной сам характер кривых нагревания. Если в верхнем горизонте осадков не наблюдается разделения экзотермических эффектов, то по мере захоронения, в более глубоких горизонтах современных отложений отмечается постепенный переход к двум совершенно отчетливо разделенным максимумам (фиг. 2).

Таким образом, комплекс термографических и химических показателей подтверждает мнение о том, что в результате первичного преобразования происходит перераспределение недифференцированной массы исходного органического материала на две основные группы: легко сгорающих битуминозных компонентов и сложной смеси гуминовых и нерастворимых веществ, сгорающих при более высокой температуре. Поскольку органический материал сконцентрирован главным образом в тонкопелитовой части осадка, в последней преимущественно и протекают процессы его превращения. Указанные термические эффекты во всей массе осадка выражены значительно слабее.

Примеры изменения группового состава органического вещества с глубиной в осадке

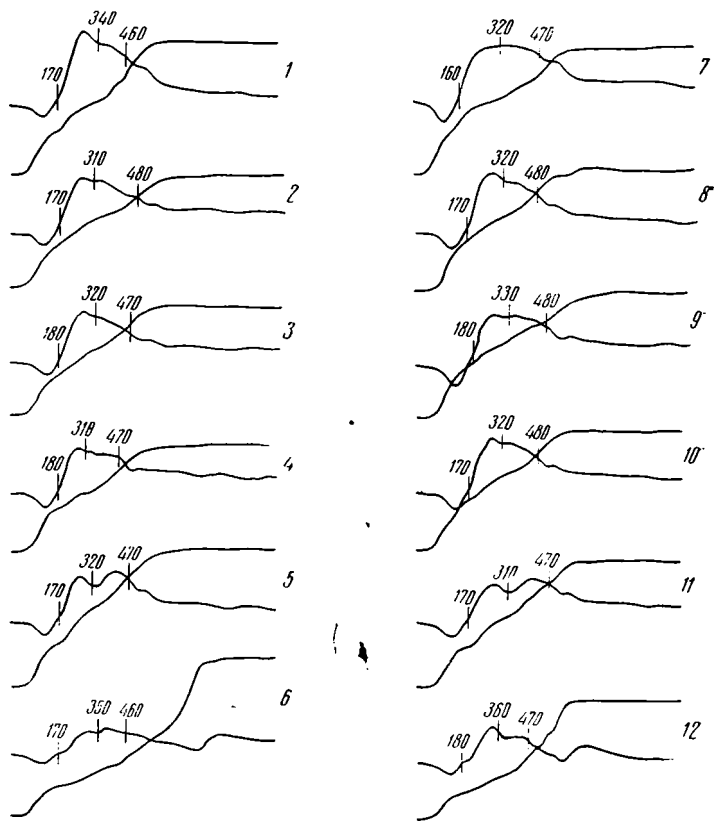
Фация	№ станции	Горизонт осадка, см	В органическом веществе, %		
			битум	легкогидролизуемые компоненты	нерастворимый остаток + гуминовые вещества
Залив	25	0—25	10,3	46,4	43,3
		45—60	11,3	25,9	63,0
Авандельта р. Куры	5	0—15	6,0	34,6	65,7
		30—50	8,5	2,0	89,5
Шельф	6	0—20	5,6	18,0	76,4
		50—98	6,3	3,6	89,1
Материковый склон (верхняя часть)	7	0—30	10,1	15,2	74,7
		90—130	10,4	6,5	83,4
То же	2	0—30	6,2	24,0	69,8
		60—90	6,4	15,7	77,9
Материковый склон (нижняя часть)	16	0—25	7,0	42,8	50,2
		75—100	8,2	34,4	57,4
Котловина	40	25—50	8,5	32,4	59,1
		75—100	9,4	30,5	60,1
		125—150	7,5	27,8	64,8
То же	36	0—25	7,9	20,5	71,6
		50—75	13,4	Не обнаружены	86,8
		100—135	20,6		88,3

На данной стадии, т. е. после постепенного погребения оседающего материала, еще большее внимание привлекает характер связи глинистых минералов с наиболее восстановленными компонентами органического вещества: битумами и углеводородами.

Как видно из фиг. 1, распределение не только битумов, но и углеводородов по площади, в отличие от валовой органики, лучше сопоставляется с распределением монтмориллонита, чем с общим содержанием пелитовой фракции. Повышенные концентрации битумов, углеводородов и монтмориллонита приурочены к обширной области, охватывающей центральную глубоководную зону и значительную часть материкового склона. Такой характер распределения наводит на мысль о преобладающей (избирательной) связи битумообразования с накоплением минералов группы монтмориллонита. Вероятно, образованию и сохранению или накоплению битумов, углеводородов и монтмориллонита благоприятствуют одинаковые условия: восстановительная обстановка (E_h от -20 до -210 мв) и щелочная среда осадков ($pH=8,0-9,5$), теплый климат, относительно застойный режим, отсутствие сильных придонных течений и т. д.

Установлено также, что связь между восстановлением битумов (генерацией углеводородов) и отдельными глинистыми минералами прослеживается с еще большей определенностью по разрезу современных осадков — от верхних к нижним горизонтам монолитов. На фиг. 3 наибольшего внимания заслуживает параллелизм кривых изменения содержания монтмориллонита и углеводородов, тем более что уже на глубине 50—100 см наблюдается вполне явная тенденция к их накоплению, в то время как для гидрослюдистых минералов, как правило, отмечается обратный ход вертикального распределения.

Рассмотренные соотношения носят не случайный характер, а наблюдаются на большом фактическом материале осадков всех (особенно терригенных) фаций отложений Южно-Каспийской впадины (шельфа,



Фиг. 2. Термограммы образцов современных осадков Южного Каспия.

1—6 — станция 36; 1—5 — фракция $<0,001$ мм; 6 — нефракционированный осадок; интервалы глубины в осадке, см: 1 — 0—25; 2 — 25—50; 3 — 50—75; 4 — 75—100; 5—6 — 100—135. 7—12 — станция 40; 7—11 — фракция $<0,001$ мм; 12 — осадок; интервалы, см: 7—0—25; 8 — 50—75; 9 — 75—100; 10 — 100—125; 11—12 — 125—150

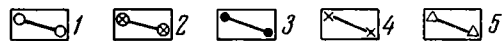
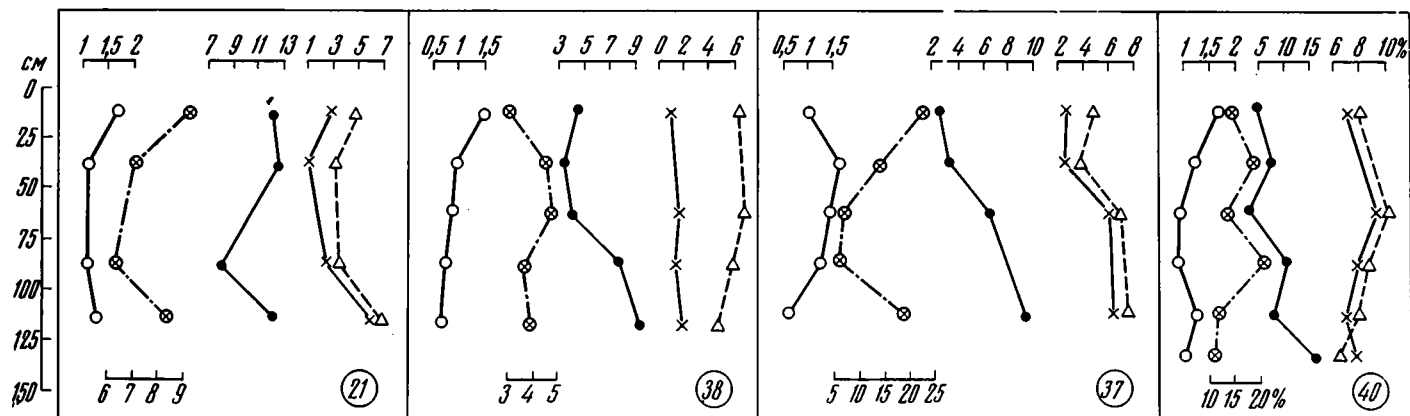
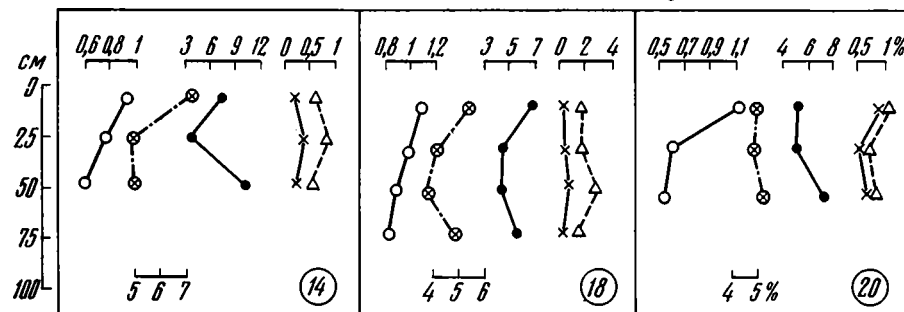
материкового склона, котловины). Это позволяет с большей определенностью рассматривать восстановление битумов и накопление монтмориллонита как сопряженные процессы.

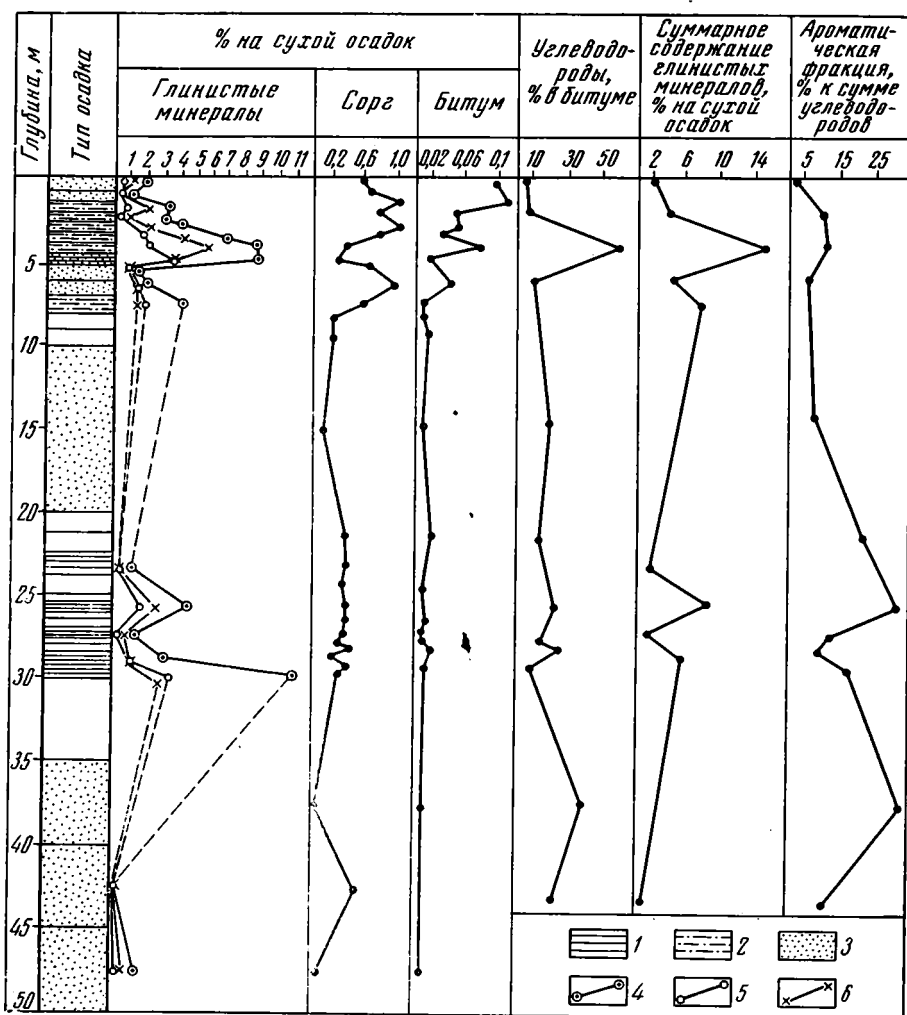
Важную роль на самых ранних ступенях преобразования органического вещества играет, как известно, биогенный катализ, осуществляемый живыми бактериями и их ферментами, которые сохраняются и после гибели микроорганизмов (Малышек и др., 1962; Вебер, 1966).

Вместе с тем целый ряд фактов свидетельствует и об участии глинистых минералов в этом процессе.

Например, известно, что органические ионы вступают в реакции ионного обмена с глинистыми минералами, особенно с монтмориллонитом. Наряду с этим возможны и неионные связи между органическими и минеральными компонентами. Некоторые органические соединения полярного характера способны адсорбироваться на поверхности базальных плоскостей монтмориллонита, вытесняя воду с этой поверхности, так как сорбционная энергия для ряда дипольных органических молекул значительно больше, чем для молекул воды (Грим, 1956).

По данным А. И. Богомоллова (1967), при низких температурах уже на ранней стадии захоронения во влажных илах могут протекать такие реакции органических компонентов, как межмолекулярная конденсация, внутримолекулярная перегруппировка, циклизация, образование углеводов и др.



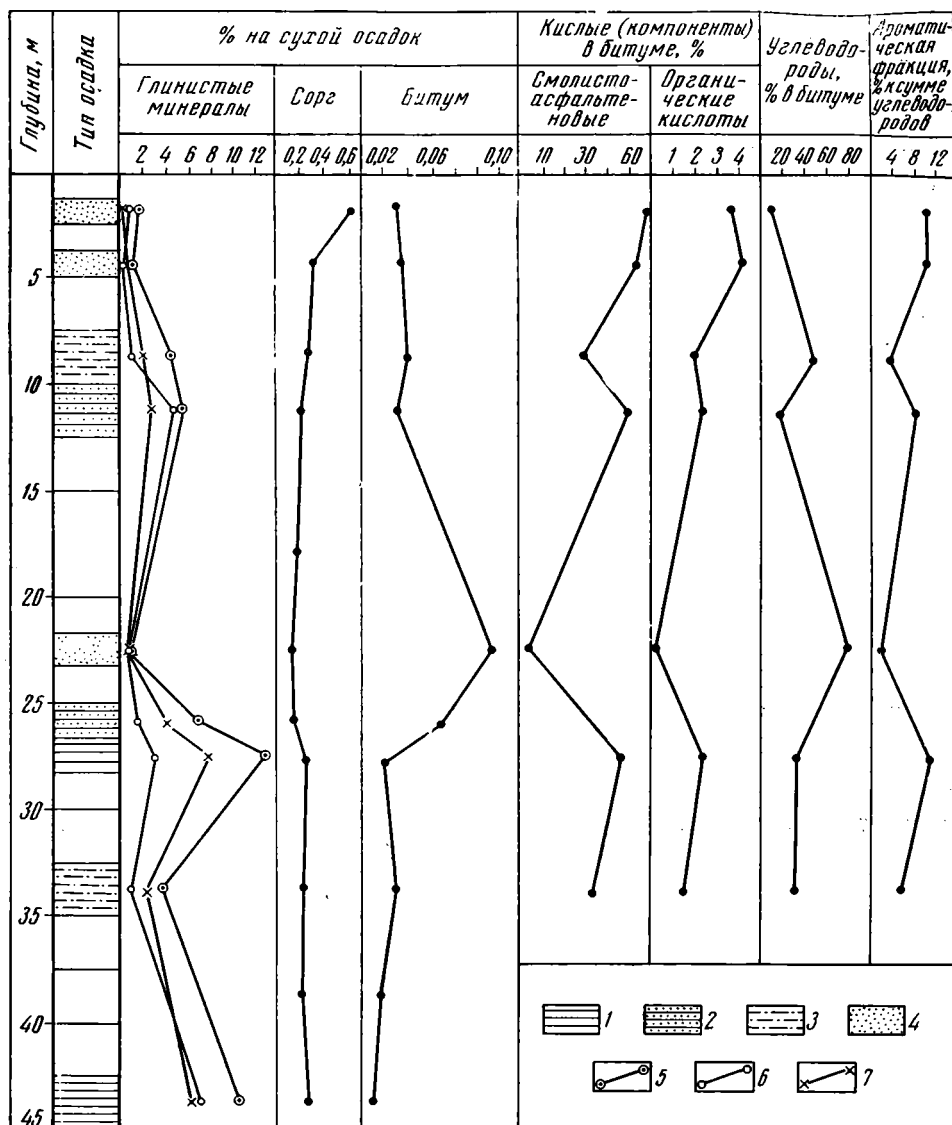


Фиг. 4. Изменение содержания глинистых минералов и компонентов органического вещества в древнекаспийских отложениях по разрезу скважины № 3/67
 1 — глина; 2 — алевроит глинистый; 3 — песчано-алевритовые илы; 4 — гидрослюда; 5 — монтмориллонит; 6 — каолинит

Если добавить к этим сообщениям высказывание Эриксона (Грим, 1956) о том, что глины в определенных условиях адсорбируют энзимы и проявляют способность к ускорению энзимных реакций, то в итоге превращение органического материала на стадиях раннего диагенеза можно представить себе как процесс преимущественно биогенного характера, в который, однако, вовлекаются и глинистые минералы.

Этому может способствовать контакт энзимов на поверхности глинистых минералов с компонентами первичного органического материала полярного характера, внутренние связи которых вследствие адсорбции ослаблены. Совместное воздействие двух факторов — биогенного и абиогенного — снижает энергию активации и ускоряет реакции преобразования. Образующиеся относительно устойчивые компоненты, в том числе углеводороды и сложные продукты конденсации, менее подверженные разложению, по-видимому, сохраняются на данной стадии в адсорбированном состоянии.

С целью изучения взаимодействия в системе органическое вещество — глинистые минералы при последующем погружении и диагенезе



Фиг. 5. Изменение содержания глинистых минералов и компонентов органического вещества по разрезу скважины № 1/67 в древнекаспийских отложениях

1 — глина, 2 — глина алевроитовая, 3 — алевроит глинистый, 4 — песчано-алевритовые илы, 5 — гидро-
слюда, 6 — монтмориллонит, 7 — каолинит

осадков нами проведены исследования двух разрезов древнекаспийских отложений глубиной 45—50 м. По ним получены различные результаты (фиг. 4 и 5).

В одном случае, как и в современных осадках, наблюдается прямая связь между содержанием восстановленных фракций органического вещества (битумов, углеводородов) и глинистых минералов (скв. 3/67).

В другом (скв. 1/67) подобный параллелизм отсутствует. Более того, наблюдается противоположная картина. Максимальное содержание битумов и углеводородов приурочено здесь к песчано-алевритовым пропласткам, практически почти не содержащим тонкопелитовой фракции. В то же время глины с большим количеством этой фракции отличаются повышенным содержанием кислых компонентов битумов — спирто-бензольных смол, асфальтенов, асфальтогеновых кислот, а так-

же относительно низкомолекулярных органических кислот, входящих в состав масел.

Очень высокие значения коэффициента битуминизации и содержания углеводов в песчаном горизонте обусловлены, по нашему мнению, ранней миграцией легко подвижных углеводородных компонентов в этот горизонт из подстилающих его глинистых пород. Относительное же обогащение глинистой части разреза кислыми компонентами можно объяснить своего рода хроматографическим эффектом, в результате которого в первую очередь выделяются и мигрируют нафтенно-метановые углеводороды, обладающие сравнительно слабой связью с глинистыми минералами, в то время как полярные соединения (смолисто-асфальтеновые продукты, кислоты и др.) прочнее удерживаются поверхностью минералов.

Таким образом проявляется и другая роль глинистых минералов, роль природных носителей — адсорбентов, участвующих во фракционировании продуктов преобразования органического материала с постепенным отделением нефтеподобных веществ от ненефтяного остатка.

Углеводороды, накопившиеся в песчаном слое на первичной ступени ранней миграции, представлены метаново-нафтенowymi структурами и почти не содержат ароматической фракции.

Вообще же содержание ароматики, не только по разрезу скв. 1/67, но и по разрезу скв. 3/67, где нет таких явных признаков миграции углеводородов, весьма закономерно колеблется в полном соответствии с колебаниями содержания отдельных глинистых минералов и их суммы.

Известно, что ароматические углеводороды труднее десорбируются, чем нафтенно-метановые, однако помимо более прочной связи с глинистой породой, затрудняющей их миграцию, ароматические углеводороды ассоциируются с глинистыми минералами и вследствие способности этих минералов катализировать реакции циклизации и образования ароматических структур.

ЛИТЕРАТУРА

- Али-Заде А. А., Шойхет П. А. Битумообразование и генерация углеводородов в современных осадках южной части Каспийского моря.— Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 8, М., «Наука», 1968.
- Али-Заде А. А., Хеиров М. Б., Шойхет П. А. О взаимосвязи между распределением глинистых минералов и битумообразованием в современных осадках южной части Каспийского моря.— Изв. АН АзербССР, Серия наук о Земле, 1969, № 2.
- Богомолов А. И. Значение глин в образовании и превращении нефти в земной коре.— В кн. Превращение нефти в природе. Гостоптехиздат, 1958.
- Богомолов А. И. Геохимические реакции и процессы циклизации липидов в нафтеновые и нафтенно-ароматические углеводороды и опыты по их моделированию.— Сб. Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967.
- Бруевич С. В. Труды по комплексному изучению Каспийского моря. 1941, вып. XIV.
- Вебер В. В., Горбунова Л. И. О роли минералогического состава пелита в процессах битумообразования.— Сов. геология, 1961, № 11.
- Вебер В. В. Фации отложений, благоприятные для образования нефти. М., «Недра», 1966.
- Грим Р. Э. Минералогия глин. М., Изд-во иностр. лит., 1956.
- Двали М. Ф. Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. Л., Гостоптехиздат, 1963.
- Клубова Т. Т. Роль глинистых минералов в преобразовании органического вещества и формировании порового пространства коллекторов. М., «Наука», 1965.
- Малышек В. Т., Шойхет П. А., Гасанов М. В., Шальмиев Ш. Х. О биогенном образовании высших газообразных углеводородов в донных осадках.— Изв. АН АзербССР. Сер. геол.-геогр., 1962.
- Фрост А. В., Осницкая Л. К. К вопросу о происхождении нефти.— Сб. Памяти акад. И. М. Губкина. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Brooks B. T. Active surface catalysts in formation of petroleum.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1948, v. 32, № 12, p. 2269—2286.

УДК 552.14 : 552.12

К ПРОБЛЕМЕ КАРТИРОВАНИЯ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

В. Н. ХОЛОДОВ

В статье рассматривается правомерность картирования эпигенетических изменений в нефтеносных карбонатных породах путем изучения естественных обнажений; доказывается, что результаты документации эпигенетических изменений в геохимически «закрытых» и «раскрытых» участках нельзя непосредственно сопоставлять между собой без специальных исследований.

До недавнего времени эпигенетические изменения в осадочных породах изучались главным образом путем исследования скважин и выделения в вертикальном разрезе определенных минеральных ассоциаций с последующим выяснением их стадийальных взаимоотношений (Копелиович, 1965; Коссовская, Шутов, 1957; Логвиненко, 1968; Перозно, 1960; Карпова, 1965, и др.).

В последнее время благодаря открытию и разработке разнообразных редкометалльных месторождений в нефтеносных карбонатных породах и красноцветных (пестроцветных) отложениях внимание геологов все чаще стало останавливаться на возможности картирования эпигенетических изменений на площади (Батулин и др., 1965; Холодов, Лисицин, Комарова, Кондратьева, 1961; Головин, 1965; Лисицин, Кондратьева, Комарова, 1969, и др.). Карта эпигенетических изменений осадочных толщ стала использоваться и как метод прогнозирования редкометалльных (например, урановых) скоплений и как способ решения генетических проблем.

В условиях все возрастающего значения картирования эпигенетических изменений очень важно осознать, что карта лишь тогда представляет надежную основу для различных построений, когда она является завершающим этапом всестороннего литолого-геохимического исследования, и опирается на достоверный, тщательно изученный фактический материал. Прежде чем изучать распространение того или иного эпигенетического признака на площади, необходимо твердо доказать его принадлежность к завершающей, катагенетической стадии формирования осадочного образования, используя при этом все доступные геохимические, минералогические и литолого-петрографические методы наблюдения.

Если карта эпигенетических изменений основана на произвольно толкуемых и недостоверных фактах, то она неизбежно превращается в простую иллюстрацию идей автора и теряет, таким образом, всякую научно-методическую ценность. К сожалению, именно так обстоит дело с одной из работ Е. М. Шмариовича (1971).

Фактическая основа этого исследования — карта-схема эпигенетических изменений пород рудоносного горизонта, изображенная на фиг. 7, и две зарисовки обнажений, приведенные Е. М. Шмариовичем на фигу-

рах 5 и 4 его работы. Полагаясь в основном на эти данные, автор отвергает прежние представления о рудоконтролирующей зональности, ранее высказанные группой исследователей (Холодов и др., 1961), и высказывает новые взгляды на последовательность событий в эпоху образования рудных скоплений. Он утверждает, что рудная полоса в плане контролируется развитием древней красноцветной зоны окисления, а зона обеления и растворения карбонатных пород образовалась позднее благодаря поступлению по разломам глеевых вод. Такая постановка вопроса требует разработки совершенно новой генетической концепции, так как целиком зачеркивает связь между разрушающимися нефтяными месторождениями и урановым рудогенезом, обоснованную в ряде предшествующих работ (Смирнов, Щербаков, 1957; Германов и др., 1959; Холодов и др., 1961, и др.).

Поскольку речь идет здесь о чрезвычайно ответственных выводах, попытаемся критически оценить ту фактическую сторону дела, на которой они построены.

Прежде всего следует рассмотреть те зарисовки обнажений, которые, по Е. М. Шмариновичу, наглядно демонстрируют роллоподобную границу между древней зоной окисления, хорошо сохранившейся в карбонатных породах рудоносного горизонта, и более поздней зоной обеления, связанной с битумами и явно наложенной на нее. Внимательное изучение обнажения, изображенного на фиг. 5, выполненное летом 1970 г., показало, что карта и рисунок, приведенные в рассматриваемой нами статье, не отражают реальных соотношений между зонами окисления и обеления. Мало того, оказалось, что фиг. 5 не зарисовка, а интерполяция, построенная при учете лишь хорошо обнаженных участков. Действительно, между разрезами 48 и 49 более $\frac{2}{3}$ поверхности рудоносного карбонатного горизонта густо покрыто лишайником или задерновано, а граница между розовыми и белыми породами прослеживается только в редких хорошо обнаженных «окнах».

Поскольку в районе разреза 49 рудоносный карбонатный горизонт довольно сильно обелен, а ожелезнение в виде розоватых пятен местами несомненно сечет границы отдельных пластов и почти повсеместно распространено в районе разреза 48, Е. М. Шмаринович и нарисовал между этими пунктами сложную роллоподобную границу, обращенную выпуклостью к северу.

Однако нами было установлено, что севернее обнажения 48, на левом берегу протекающей здесь речки, примерно в 150—200 м от разреза 48, рудоносный горизонт вновь слагается сильно обеленными породами, среди которых четко прослеживается лишь несколько прослоев розоватых известняков и доломитов. Особенно резко выделяются прослои розовых карбонатных пород в кровле рудоносного горизонта и на контакте устричников II пачки и органогенно-оолитовых известняков III—IV пачек (слои 5, 6 и 7, 8). По существу здесь распространен разрез, по характеру вторичных изменений полностью тождественный обнажению 49, а не обнажению 48, как это показано на схеме эпигенетических изменений пород рудоносного горизонта, приведенной в статье Е. М. Шмариновича на фиг. 7.

Таким образом, сильное ожелезнение рудосодержащего горизонта на всю его мощность не является типичным для квесты палеогеновых пород, расположенной севернее обнажения 48; оно представляет собой весьма редкое явление и прослеживается только на участке длиной 40—50 м. И севернее, и южнее этого ожелезненного участка распространено чередование обеленных карбонатных пород и пород, окрашенных в розовые тона, причем первые количественно преобладают.

Внимательный осмотр интенсивно обеленных участков показал, что никаких следов битумов сильно выветрелые и разрушенные карбонатные породы здесь не содержат. Кое-где по трещинам встречаются бурые

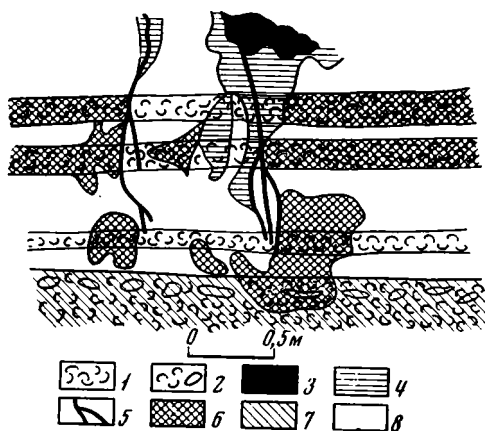
пятна вымытого почвенного гумуса, но эти образования, без сомнения, возникли в результате современных почвенных процессов и никакого отношения к древней эпигенетической зональности, изучаемой Е. М. Шмариовичем (1971), не имеют.

Весьма показательно, что ожелезненный участок в отложениях карбонатного рудоносного горизонта пространственно совпадает с аналогичным ожелезнением в лежащем выше карбонатном горизонте; непосредственно над обнажениями 49 и 48, описанными Е. М. Шмариовичем (1971), устричники верхнеалайского возраста также пятнисто окрашены в розовые тона. Это кажется странным, так как пространственное положение рудопоявлений в этих двух различных горизонтах обычно не совпадает; различен и первичный фациальный план этих отложений.

Распределение розовой окраски в пределах интенсивно ожелезненных участков обоих горизонтов чрезвычайно прихотливо. В нишах и углублениях хорошо видно, что ожелезнение чаще захватывает первые 10—15 см породы с поверхности и не распространяется в глубину; значительно реже пятнистое ожелезнение сменяется пластообразным.

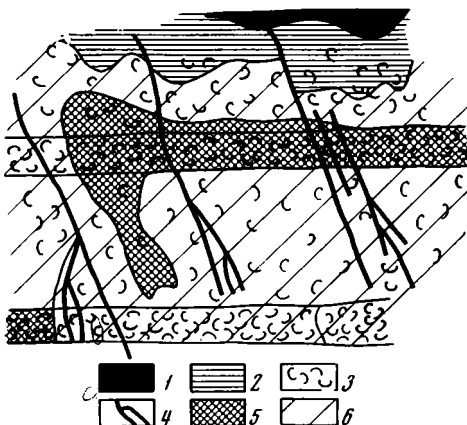
Очень часто распространение ожелезнения в обнажении контролируется трещинами отдельности. Вдоль них с верхней плоскости карбонатной квесты, обычно покрытой почвенным слоем, вниз спускаются лишайники и гумусовые пятна. Здесь же хорошо видны следы почвенного оглеения и связанного с ним перераспределения гидроокислов железа (фигуры 1, 2). Как следствие этих современных или древнечетвертичных гипергенных процессов, розовая окраска на поверхности обнаженных карбонатных пород образует роллоподобные тела, линзы, пятна и гнезда.

При истолковании причин, определивших интенсивное ожелезнение рудоносного горизонта на сравнительно небольшом участке гряды, следует учитывать, что район обнажений 48, 49 находится в зоне крупного разлома северо-восточного направления (фиг. 3). По этому нарушению палеозойско-меловое ядро структуры приподнято над палеогеном, а карбонатные отложения интересующего нас горизонта здесь разбиты на



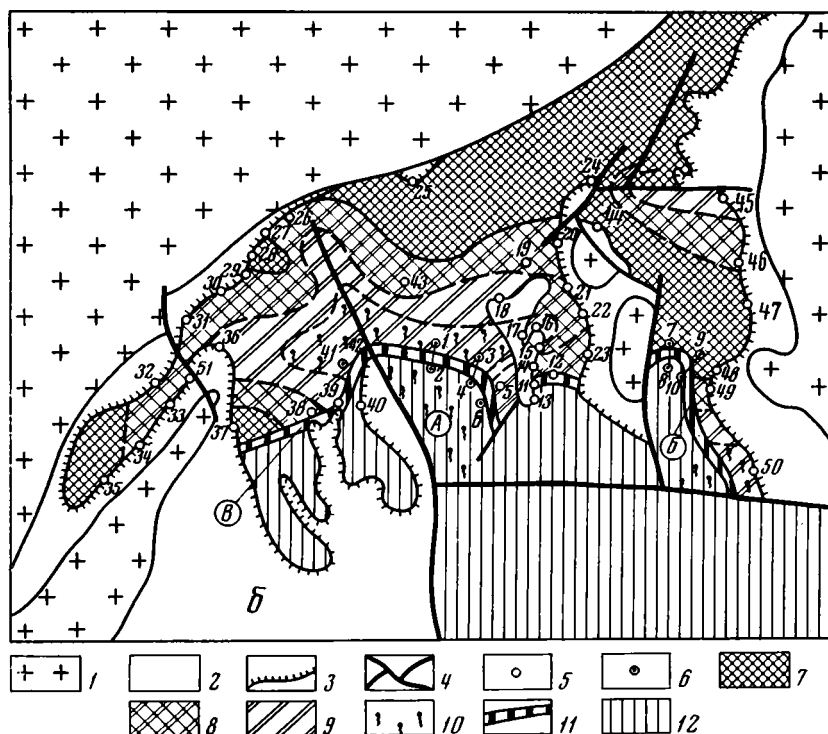
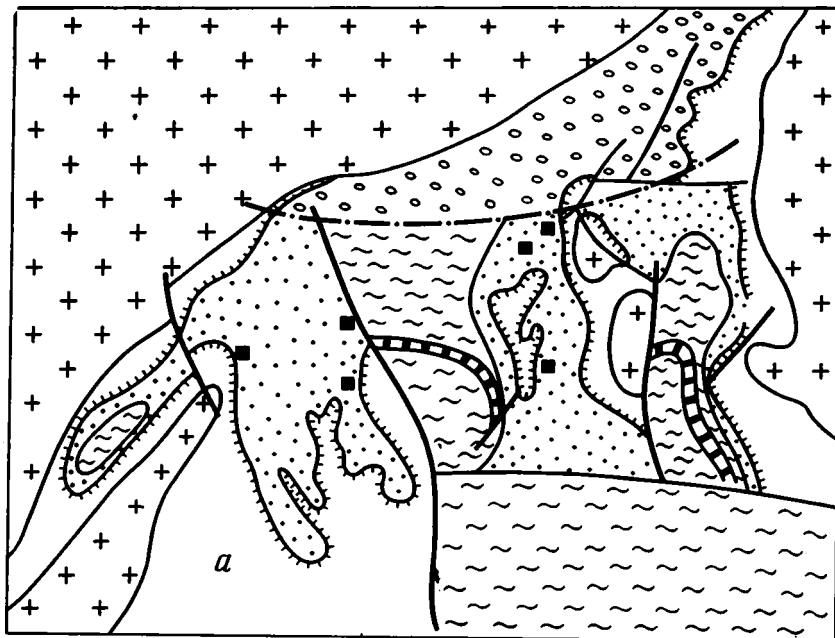
Фиг. 1. Изменение окраски карбонатных пород рудоносного горизонта под действием почвообразующих процессов

1 — устричник; 2 — устричник с обломками карбонатных пород; 3 — лишайники; 4 — зона вымытого гумуса; 5 — трещины; 6 — розовые породы с гидроокислами железа; 7 — зеленые породы с признаками восстановления железа; 8 — обеленные породы



Фиг. 2. Изменение окраски карбонатных пород под действием почвообразующих процессов

1 — лишайники; 2 — зона вымытого гумуса; 3 — устричник; 4 — трещины; 5 — розовые породы с гидроокислами железа; 6 — обеленные породы



ряд блоков длиной 25—30 м, кулисообразно смещенных относительно друг друга. Вследствие очень сложной тектоники меловые красноцветы в этой части структуры местами гипсометрически находятся выше отложений карбонатного горизонта, и почвообразовательные процессы, прежде чем захватить рудоносные слои, должны были развиваться на них. Можно предположить, что в результате почвенного оглеения меловых красноцветов значительное количество двухвалентного железа поступало в лежащие ниже карбонатные отложения палеогена, вновь окислялось и окрашивало первоначально светлые породы опущенного крыла в розовые тона.

Почти все сказанное в отношении фиг. 5 статьи Е. М. Шмариовича (1971) приложимо и к фиг. 4 той же статьи. Здесь прежде всего обращает на себя внимание то, что на протяжении 3,5—4,0 км построенного профиля между обнажениями 28 и 33 известны лишь очень редкие места, где можно увидеть структуру и окраску пород интересующего нас горизонта; в основном же рудосодержащие породы сильно разрушены, скрыты в осыпях, задернованы или покрыты лишайником. Роллообразная форма границ между розовыми и белыми породами здесь также, без сомнения, не прослеживалась непосредственно, а домысливалась при сопоставлении.

Несомненным фактом является только то обстоятельство, что вся мощность рудоносного горизонта в обнажении 28 пятнисто окрашена в розовые тона, однако, как и в предыдущем случае, этот участок тектонически сильно деформирован; над рудосодержащим горизонтом здесь залегают меловые красноцветы, а над ними — сузакские фарфоровидные известняки и снова отложения рудоносного горизонта.

Можно думать, что благодаря пологому надвигу со стороны палеозоя разрез мела и палеогена здесь оказался сдвоенным, красноцветы мела подняты над алайскими карбонатными толщами и это привело к интенсивному ожелезнению рудоносных пород в ходе эрозии и последующих процессов почвообразования.

В обоих разобранных примерах отсутствует пространственная связь оглеения с битумами, остается недоказанной роллоподобная форма границы между ожелезненными и обеленными породами и, как было показано, само образование скоплений гидроокислов железа в рудоносном горизонте может получить совершенно другое объяснение.

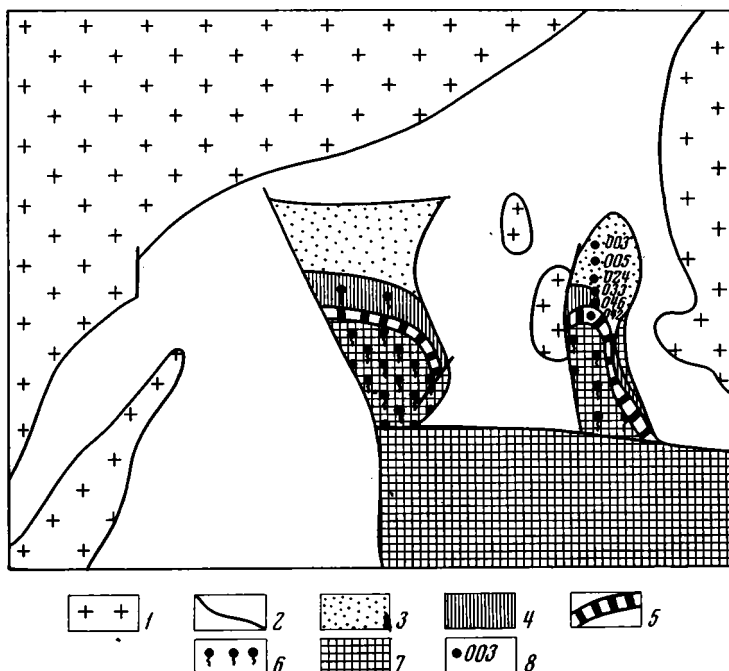
Обращает также на себя внимание тот факт, что схематическая карта эпигенетических изменений, построенная Е. М. Шмариовичем (1971) и изображенная на фиг. 7, содержит ряд неточностей и ошибок.

Так, всем литологам, работавшим в пределах исследуемого месторождения, хорошо известно, что рудоносный горизонт алайского яруса палеогена прослеживается далеко не на всей площади района, а к северу довольно быстро выклинивается, предварительно фациально замесившись глыбами сузакских фарфоровидных известняков. Выклинива-

Фиг. 3. Важнейшие особенности геологического строения района и их сопоставление со схемой эпигенетической зональности

а — схема геологического строения района месторождения (В. Н. Холодов, 1971 г.): 1 — выходы пород фундамента; 2 — выходы пород осадочного чехла, подстилающих карбонатный рудоносный горизонт; 3 — линия выхода рудоносного горизонта на поверхность; 4 — разломы; 5 — линия выклинивания рудоносного горизонта; 6 — зона, в пределах которой рудоносный горизонт не отлагался; 7 — зона, в пределах которой карбонатные отложения палеогена бронируют склоны; 8 — зона, в пределах которой карбонатные отложения палеогена перекрыты глинами палеогена, песчано-терригенными отложениями неогена или четвертичными суглинками и конгломератами (Pg+N+Q); 9 — ураноносная ролловая полоса, сложенная первичными рудами; 10 — рудопроявление реликтовых первичных руд и вторичных уранованадатов.

б — схема распространения эпигенетических изменений пород карбонатного горизонта (Е. М. Шмариович, 1971, фиг. 7): 1 — выходы пород фундамента; 2 — выходы пород осадочного чехла, подстилающих карбонатный горизонт; 3 — линия выхода пород карбонатного горизонта на поверхность; 4 — разломы; 5 — точки наблюдений автора и их номера; 6 — точки и их номера, по которым использованы данные других исследователей; 7 — зона красноцветного пластового окисления; 8 — область чередования в разрезе карбонатного горизонта пластовоокисленных и обеленных пород (зона «частичного обеления»); 9 — зона «полного обеления»; 10 — область присутствия в породах нефтяных битумов; 11 — ураноносная ролловая полоса; 12 — зона сероцветных неокислившихся пород



Фиг. 4. Схема распространения эпигенетических изменений пород карбонатного горизонта в пределах изученного месторождения
 1 — выходы пород фундамента; 2 — разломы; 3 — зона окисления; 4 — зона отбеливания и пиритизации; 5 — зона уранового оруденения; 6 — битуминозность; 7 — зона сравнительно мало измененных пород; 8 — скважины и их номера

ние рудоносного горизонта происходит вдоль линии, изображенной на фиг. 3. При сравнении этой фигуры со схемой Е. М. Шмариовича становится совершенно непонятно, как автор мог наблюдать «зону пластового окисления» в рудоносном горизонте в обнажениях 24, 25, 26 и, возможно, 44, если все они располагаются севернее линии выклинивания, т. е. в тех участках, где рудосодержащие породы отсутствуют.

На первый взгляд, отмеченная неточность схемы не имеет существенного значения. Однако если внимательно присмотреться к фиг. 7, то можно увидеть, что изгиб границы зоны «частичного обеления» и зоны окисления севернее Меридионального разлома нарисован Е. М. Шмариовичем главным образом благодаря интерполяции наблюдений, выполненных на обнажениях 25 и 26, т. е. по не существующим в природе данным.

А далее в статье делается весьма недвусмысленный вывод: «На основании проведенного картирования предполагается, что важную роль в качестве поставщика восстановительных растворов с глубины как на пострудном восстановительном этапе, так и, возможно, при рудообразовании играл Меридиональный разлом и некоторые другие разрывные нарушения, развитые в районе месторождения» (Шмариович, 1971; стр. 116; разрядка моя.— В. Х.).

Вторая неточность разбираемой схемы заключается в изображении распределения урано-ванадиевого оруденения на площади. Рудные залежи Центрального и Восточного участков представляют собой скопления «первичных» урановых минералов типа тонкодисперсной урановой смолки и урановой черни в смеси с сильно окисленным органическим веществом нефтяного ряда (кериты). В вертикальном сечении они имеют форму «роллов», в плане напоминают удлинённые линзы и легко объединяются в рудные полосы.

Все прочие рудопроявления того же карбонатного горизонта в районе, в том числе и те, что расположены западнее Меридионального разлома (см. фиг. 3), представлены редкими изолированными скоплениями «вторичных» уранованадатов, спорадически встречающихся среди сильно выветрелых карбонатных пород. Объединять их в какие-либо рудные полосы так, как это сделал Е. М. Шмариович на фиг. 7 в западной части района, совершенно неправильно и слишком смело. Генетически эти рудопоявления представляют собой реликты некогда существовавшего «первичного» оруденения, но восстановить последовательность их возникновения и связать их в единые рудные поля без специальных исследований невозможно.

Принципиально важной особенностью строения района является то обстоятельство, что в нем очень резко выделяются две совершенно различные зоны (см. фиг. 3).

В центральных частях синклинальных структур, именно там, где установлено «первичное» оруденение, приуроченное к карбонатному горизонту и связанное в единые рудные полосы, рудосодержащие отложения перекрыты довольно мощной толщей верхнепалеогеновых, неогеновых и древнечетвертичных песчано-глинистых отложений. Эта толща надежно изолирует рудосодержащий горизонт от влияния современных и четвертичных поверхностных процессов и определяет сохранность древней эпигенетической зональности во впадинах.

Наоборот, в периферической части депрессий карбонатные горизонты нижнего палеогена обычно лишаются глинистого покрытия, образуют типичные квесты или плато и поочередно бронируют приподнятые участки. На пологих склонах таких участков интенсивно развивается растительный покров, образуется почва и осуществляются разнообразные современные и четвертичные гипергенные геохимические процессы. Любопытно, что в таких геохимически «раскрытых» зонах обычно широко распространены изолированные урано-ванадиевые рудопоявления, напоминающие рудные «реликты».

Представление об эпигенетической зональности, изложенное нами в ряде предыдущих работ (Холодов и др., 1961; Холодов, 1968, и др.), возникло в результате литолого-петрографического и геохимического исследования кернов разведочных скважин и разрезов, собранных главным образом в горных выработках Центральной синклинали. При этом использовался материал, собранный на глубинах 30—200 м ниже дневной поверхности.

В результате многочисленных наблюдений здесь были выделены зоны: сравнительно мало измененных пород; уранового оруденения; отбеливания и пиритизации; окисления. Их приблизительное распространение в плане и на площади Центральной синклинали, показано на фиг. 4.

Нельзя не отметить, что, вопреки утверждениям Е. М. Шмариовича (1971), аналогичная зональность рудоносного горизонта устанавливается и в пределах Восточной синклинали. Здесь, по Г. В. Комаровой, скв. 042 подсекла рудоносную полосу нижнего карбонатного горизонта алайского яруса палеогена, скважины 033 и 046 вскрыли зону отбеливания и пиритизации, а скважины 003, 005 и 024 в пределах рудоносного горизонта обнаружили сильно окисленные известняки и доломиты (см. фиг. 4).

Таким образом, и на Восточном рудном участке оруденение контролируется зоной отбеливания и пиритизации шириной 100—150 м.

Приведенные сведения не оставляют сомнения в тождестве рудоконтролирующей зональности, распространенной в синклинальных, погруженных участках района; что же касается первичной документации, использованной Е. М. Шмариовичем (1971) при характеристике Восточной синклинали, то она просто вызывает недоумение.

Несмотря на то что рудоносные отложения всего изучаемого нами района очень хорошо обнажены и многократно выходят на дневную поверхность, при разработке схемы эпигенетических изменений мы не решились использовать многочисленные описания естественных обнажений. Причина такой осторожности заключалась в том, что современные и четвертичные геохимические гипергенные процессы в условиях квесты, да еще образованной чередованием красноцветных и зеленоцветных песчано-глинистых и карбонатных пород, изучены недостаточно. В общем виде известно, что здесь следует принимать во внимание возможное воздействие атмосферных осадков (Лаптев, 1939), процессов конденсации влаги в засушливое время года (Томбе, 1952), деятельности грунтовых и речных поверхностных вод (Гвоздецкий, 1954) и особенно интенсивно проявляющихся процессов почвообразования и жизнедеятельности организмов (Глазовская, 1952; Перельман, 1955; Розанов, 1951). Следует напомнить также, что, по А. Н. Розанову (1951), образование некоторых типов сероземных почв, особенно в обстановке увлажнения, может быть связано с явлениями оглеения, т. е. восстановления и выноса легкоподвижного железа и сопутствующих ему элементов-примесей.

Возможность более поздней гипергенной переработки обнаженных участков рудосодержащего горизонта ставит под сомнение сопоставимость данных, характеризующих геохимически «закрытые» и «открытые» зоны. В связи с этим представляется, что схема эпигенетической зональности, изображенная на фиг. 4, наиболее точно отражает геохимические особенности строения рудоносного горизонта в момент формирования промышленного оруденения.

В отличие от нас работавший на тех же объектах, но значительно позднее, Е. М. Шмариович (1971) почти все свое внимание сосредоточил на изучении признаков эпигенетической зональности в естественных обнажениях рудоносных карбонатных пород и лишь в небольшой степени, да и то по литературным данным, привлек материал, собранный в горных выработках и скважинах. Естественно, что карта эпигенетической зональности, приведенная Е. М. Шмариовичем (1971) на фиг. 7, охватывает гораздо большую площадь и включает в себя характеристику и геохимически «закрытых», и геохимически «раскрытых» участков, с явным преобладанием последних.

Очевидно, что точность такой сложной карты в значительной мере зависит от того, как сопоставляются между собой сильно погруженные и приповерхностные участки. С этой точки зрения прежде всего привлекает к себе внимание выделенная на фиг. 7 зона «полного обеления» рудоносных пород. Она состоит из двух частей.

В пределах Центральной синклинали эта зона включает в себя впервые описанную нами в 1961 г. зону отбеливания и пиритизации. Последняя была в свое время охарактеризована следующим образом: «...Зона II, с одной стороны, оконтуривается окислительно-восстановительной границей для железа..., а с другой — границей между рудосодержащими и безрудными породами. Содержание железа колеблется от 0,1 до 0,25%, и большая часть его находится в виде пирита и марказита. Свежие, хорошо ограненные кристаллы пирита выделяются в порах карбонатных пород. Местами крупнокристаллическим пиритом оторочены залебанды кальцитовых прожилков, секущих напластование. Такие особенности залегания сульфидов железа свидетельствуют в пользу их позднего, эпигенетического происхождения.

Второй очень важной чертой зоны II является почти полное отсутствие органического вещества, выражающееся в резком осветлении карбонатных пород. Только отдельные пятна коричневатобурых битумов сконцентрированы в наиболее пористых участках и носят явно более

поздний характер по отношению к процессам отбеливания. В пределах изученной зоны содержания урана и ванадия не превышают $3 \cdot 10^{-4}\%$ урана и $1 \cdot 10^{-4}\%$ ванадия.

Карбонатные породы этой зоны, фациально сходные с породами примыкающих литолого-геохимических зон, отличаются от них тем, что несут на себе следы интенсивного растворения и вторичной перекристаллизации, равным образом охватывающие всю мощность разреза.

При изучении пород под микроскопом здесь можно видеть растворение и смещение отдельных частей оолитов и раковин и как следствие этого — образование брекчиевидных структур и тонких ветвящихся трещин растворения. Интересно отметить, что одновременно с растворением в породах той же зоны отмечается интенсивная вторичная кальцитизация, причем крупнокристаллический кальцит замещает оолиты, раковины и другие образования» (Холодов и др., 1961, стр. 53; разрядка наша. — В. Х.).

Совершенно иначе характеризует эту зону Е. М. Шмариович, наблюдавший ее в нескольких местах на выходе рудоносного горизонта на дневную поверхность. Он пишет: «...Известняки обеленной зоны выделяются резко пониженными содержаниями $Fe_{вал}$; при сопоставлении полученных для них данных с цифрами, характеризующими пластово-окисленные породы, мы видим, что это понижение происходит за счет удаления из пластовоокисленных пород трехвалентного железа (разрядка автора). Эти данные в совокупности с соотношениями, наблюдаемыми в разрезах, позволяют трактовать зону обеления как зону вторичного восстановления, зону оглеения пород, ранее подвергшихся пластовой лимонитизации. Ведущая особенность этой зоны — обесцвечивание известняков — обусловлена... восстановлением и выносом железа из ранее окисленных разностей» (Шмариович, 1971, стр. 113; разрядка моя. — В. Х.).

Сопоставляя между собой оба отрывка, легко прийти к выводу, что в одну и ту же эпигенетическую зону Е. М. Шмариович произвольно объединил участки, характеризующиеся совершенно различным поведением железа. В наиболее погруженных участках зоны ведущим геохимическим процессом являлась фиксация двухвалентного железа в форме сульфидов, тогда как на поверхности, в обнажениях, осуществлялся вынос двухвалентного железа за пределы зоны (оглеение).

Вывод о принципиально разном поведении железа в различных частях пресловутой «зоны обеления» Е. М. Шмариовича хорошо увязы-

Среднее содержание валового железа в породах рудосодержащего горизонта

Породы	Зона, в пределах которой рудоносные породы перекрыты пещано-глинистыми отложениями (по Г. В. Комаровой)		Зона, в пределах которой рудоносные породы выведены из поверхность (по Е. М. Шмариовичу)	
	количество проб	содержание Fe_2O_3 , % (среднее) от — до	количество проб	среднее содержание $Fe_{вал}$, %
Красные, пластовоокисленные	9	0,60 0,05—1,65	17	0,130
Обеленные	13	0,21 0,13—0,35	14	0,061
Рудные (с первичными или вторичными минералами урана)	21	0,47 0,30—0,82	8	0,316
Серые «зарудные»	7	0,30 0,20—0,50	13	0,175

вается с данными таблицы, где сопоставляется среднее содержание валового железа (Fe_2O_3), определенного химическим путем в 50 пробах карбонатных пород рудоносного горизонта, отобранных в наиболее погруженной части месторождения, с содержаниями железа ($\text{Fe}_{\text{вал}}$), установленными с помощью химического анализа в 52 пробах пород того же горизонта, изученного Е. М. Шмариовичем в приповерхностных участках и естественных обнажениях; материал сравнивается между собой по различным эпигенетическим зонам.

Очевидно, в целом содержание железа в пробах «зоны обеливания» заметно уменьшается в направлении к поверхности от 0,21 до 0,061%.

Не вызывает сомнения, что такой интенсивный вынос железа из «зоны обеливания» вблизи участков, вскрытых эрозией,— процесс более поздний, чем пиритизация; как видно из той же таблицы, в той или иной степени он свойствен всем эпигенетическим зонам рудного пласта на дневной поверхности, хотя наиболее ярко проявлен в породах интересующей нас зоны.

Итак, имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет утверждать, что Е. М. Шмариович произвольно объединил в одну общую зону результаты двух разнонаправленных эпигенетических процессов: выноса органического вещества и пиритизации, происходивших в процессе формирования рудных залежей и разрушения нефтяных скоплений под действием инфильтрационных вод (1) и последующего разрушения рудосодержащих карбонатных пород на поверхности, частным случаем которого является оглеение, т. е. восстановление и вынос железа под действием процессов почвообразования (2).

Наблюдения над обнажениями карбонатных пород и результаты геохимического опробования, на которых мы не будем специально останавливаться в данной заметке, привели нас к выводу, что гипергенное оглеение современного и четвертичного возрастов очень широко распространено в палеогеновых отложениях изученного района, но проявляется в конкретных разрезах крайне прихотливо, то приводя к полному обесцвечиванию известняков и доломитов, то лишь слегка изменяя их окраску.

Естественно, что все это ставит под сомнение само сопоставление различных эпигенетических зон, наблюдаемых на дневной поверхности и в горных выработках, и делает построения Е. М. Шмариовича (1971) совершенно необудительными.

Заканчивая на этом наш критический разбор, следует отметить, что при формальном подходе кажется, что статья Е. М. Шмариовича методически безупречна: из детально и всесторонне изученного фактического материала логично вытекают весьма любопытные и принципиально новые выводы.

Более глубокое знание предмета исследования заставляет несколько по-иному взглянуть на ту же работу. Выясняется, что зарисовки эпигенетических признаков и карта эпигенетической зональности содержат ряд грубых ошибок и неточностей, что в единые зоны на карте объединены результаты разновозрастных и генетически различных процессов и что, таким образом, фактический материал не является основой теоретического построения, а в лучшем случае лишь иллюстрирует идеи автора.

Вряд ли такой опыт картирования эпигенетической зональности можно признать удачным.

ЛИТЕРАТУРА

- Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И., Каширцева М. Ф., Комарова Г. В., Кондратьева И. А., Лисицин А. К., Перельман А. И., Сидельникова В. Д., Черников А. А., Шмариович Е. М. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М., Атомиздат, 1965.

- Гвоздецкий Н. А. Карст. М., Географиздат, 1954.
- Германов А. И., Батулин С. Г., Волков Г. А. Некоторые закономерности распределения урана в подземных водах.— В кн.: Труды Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии, Женева, 1958. Доклады советских ученых, т. 3. М., Атомиздат, 1959.
- Глазовская М. А. Рыхлые продукты выветривания горных пород и первичные почвы в нивальном поясе хребта Терской-Алатау.— Тр. Ин-та геогр. АН СССР. Работы Тянь-Шаньской физико-географической станции, вып. 2, М., 1952.
- Головин Е. А. О двух группах экзогенных процессов в урановых месторождениях.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
- Карпова Г. В. О некоторых случаях аутигенной гидрослюдизации в терригенных отложениях.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 2.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965.
- Коссовская А. Г., Шуров В. Д. Опыт стадийного анализа терригенных пород геосинклинальной области.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Лаптев Ф. Ф. Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипсы и бетон. М.— Л., Гостоптехиздат, 1939.
- Лисицин А. К., Кондратьева И. А., Комарова Г. В. О методах генетической интерпретации эпигенетических изменений осадочных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 3.
- Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.
- Перельман А. И. Очерки геохимии ландшафта. М., Географиздат, 1955.
- Перозин Г. Н. Эпигенетическая зональность в терригенных породах мезозоя в центральной части Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 5.
- Розанов А. Н. Сероземы Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Смирнов А. А., Щербаков А. В. Методические указания по интерпретации и проверке радиогидрогеологических аномалий с целью поисков урановых месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Холодов В. Н. Ванадий. (Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М., «Наука», 1968.
- Холодов В. Н., Лисицин А. К., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. Об эпигенетической зональности урановых месторождений в карбонатных породах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11.
- Шмаринов Е. М. К вопросу о рудоконтролирующей эпигенетической зональности на урановых месторождениях в карбонатных породах.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.
- Томбье F. Traité de speléologie. Paris, 1952.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
4.XI.1970

ОПЫТ СИНХРОНИЗАЦИИ ДРЕВНИХ РИТМИЧНОСЛОИСТЫХ ОСАДКОВ МЕТОДОМ ГРАФИЧЕСКОЙ КОННЕКСИИ

Г. И. ЛЕОНТЬЕВ

Изучено пять опорных разрезов в пределах юго-западной части распространения мамской толщи, осадки которой метаморфизованы в фации альмандиновых амфиболитов. Сопоставление разрезов высокометаморфизованных ритмичнослоистых осадков впервые в геологической практике проведено методом графической коннексии — использованы ритмограммы в номенклатуре литофаций и литофациальных разновидностей осадков. Последнее существенно повысило надежность метода и способствовало проведению объективных палеореконструкций. Применение эффективного метода корреляции разрезов позволило выявить наряду с элементарными седиментацией литофаций и литофациальных разновидностей осадков. Прямое стратиграфическое значение и оценивались согласно стратиграфической шкале, принятой в районе, как пачки и подсвиты. Рассмотрены некоторые особенности литолого-стратиграфического контроля в распределении промышленных слюдоносных жил.

Недостаточная надежность стратиграфических сопоставлений, проводимых традиционными способами, вызвала необходимость поставить вопрос об использовании для подобных целей более строгих и эффективных методов. В связи с этим было решено проверить возможность применения одного из таких методов — метода графической коннексии, хорошо зарекомендовавшего себя при корреляции разрезов флиша (Вассоевич, 1948), но в условиях кристаллических толщ еще не применявшегося. Возможность использования такого метода означала бы получение простого, достаточно надежного и точного способа корреляции разрезов.

Ниже на примере Мамского района Восточной Сибири описывается опыт корреляции разрезов с использованием метода графической коннексии.

Мамская кристаллическая толща имеет сложную стратификационную текстуру и представлена многочисленными ритмично повторяющимися в разрезе наборами различных гнейсов, сланцев, скарноидов, кристаллических известняков и кварцитов (Завалишин, Львова, 1954; Леонтьев и др., 1967; и др.). Толща глубоко метаморфизована в фации альмандиновых амфиболитов, что существенно затрудняет проведение стратиграфических сопоставлений вследствие значительной и неравномерной изменчивости химического и особенно минерального состава парапород в различных метаморфических зонах (Другов, Леонтьев, 1968; Карпов, Другов, 1966). Это обусловило проведение специальных исследований (Леонтьев, 1968), которые позволили на строгой основе выявить первично-седиментационные закономерности в чередовании 50 разновидностей парапород (табл. 1) и «нормировать» распределение последних относительно схемы идеально полного элементарного седиментационного ритма, состоящего из двух гемиритмов — трансгрессивного и регрессивного (Завалишин, Львова, 1954; Леонтьев и др., 1967; и др.), где каждый элемент ритма¹ (элемент гемиритма) соответствовал одной из четырех литофа-

¹ э. р. — элемент ритма (гемиритма); п. э. р. — подэлемент ритма (гемиритма) (Вассоевич, 1948).

Петрографические разновидности осадочных высокометаморфизованных пород мамской толщи

Цифро- вые обозна- чения	Петрографические разновидности парапород
1	Кварциты и слюдистые кварциты
2	Известковистые кварциты
3	Биотитовые кварцито-сланцы
4	Гранат-биотитовые кварцито-сланцы
42	(Гранат) *-биотитовые кварцито-гнейсы
43	(Гранат)-двуслюдяные кварцито-гнейсы
5	Биотитовые гнейсы мелкозернистые
6	Гранат-биотитовые гнейсы мелкозернистые
7	Биотитовые гнейсы среднезернистые
8	Гранат-биотитовые гнейсы среднезернистые
9	(Гранат)-биотитовые гнейсы и сланцы (пятнистые)
10	(Гранат)-графит-биотитовые гнейсы и сланцы **
28	Гранат-биотитовые гнейсы крупнозернистые
35	Гранат-биотитовые и биотитовые так называемые ортогнейсы (?)
37	Двуслюдяные гнейсы мелкозернистые
38	Гранат-двуслюдяные гнейсы мелкозернистые
44	Биотитовые гнейсы крупнозернистые
48	(Гранат)-двуслюдяные гнейсы и сланцы (пятнистые)
49	(Гранат)-графит-двуслюдяные гнейсы и сланцы
11	(Гранат)-биотитовые гнейсы и сланцы со скаполитом
13	(Гранат)-биотитовые гнейсы и сланцы с микроклином
41	(Гранат)-биотитовые гнейсы и сланцы с кальцитом
46	(Гранат)-биотитовые со скаполитом гнейсы и сланцы (пятнистые)
47	(Гранат)-биотитовые с кальцитом гнейсы и сланцы (пятнистые)
12	Цоизит-амфибол-полевошпатовые (с кварцем) скарноиды
15	Амфиболиты
16	Гранат-амфибол-биотитовые гнейсы и сланцы
17	Биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы
18	Амфибол-биотитовые гнейсы и сланцы
19	(Гранат)-амфиболовые гнейсы и сланцы
20	Гранат-биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы
21	Гранат-амфибол-полевошпатовые (с кварцем) скарноиды
22	Амфибол-полевошпатовые (с кварцем) скарноиды
23	Гранат-амфибол-кварцевые (с полевым шпатом) скарноиды
24	Амфибол-кварцевые (с полевым шпатом) скарноиды
25	(Гранат)-амфибол-полевошпатовые карбонатные скарноиды
36	(Гранат)-амфибол-кварцевые карбонатные скарноиды
14	Скарнированные мраморы и мраморы
31	Гранат-биотитовые (слюдистые) сланцы
32	Гранат-двуслюдяные (слюдистые) сланцы
33	Гранат-двуслюдяные гнейсы крупнозернистые
39	Двуслюдяные гнейсы среднезернистые
40	Гранат-двуслюдяные гнейсы среднезернистые
45	Двуслюдяные гнейсы крупнозернистые
50	(Гранат)-двуслюдяные гнейсы и сланцы с микроклином
26	Гранат-дистен-биотитовые гнейсы и сланцы
27	Гранат-дистен-двуслюдяные гнейсы и сланцы
29	Гранат-дистен-биотитовые (слюдистые) сланцы
30	Гранат-дистен-двуслюдяные (слюдистые) сланцы
34	(Гранат)-дистен-биотитовые гнейсы и сланцы (пятнистые)

* Минерал, заключенный в скобки, необязательный для данной породы.

** В подобных случаях имеется в виду вся гамма пород от сланцев до гнейсов, включая гнейсо-сланцы и сланце-гнейсы.

В парапородах с обозначениями 26, 27, 29, 30 и 34 вместо дистена в соответствующих метаморфических зонах могут фигурировать силлиманит или ставролит.

ций: глинисто-песчаной (I э.р.), алевро-глинистой (II э.р.), карбонатной (III э.р.) и глиноземистой (IV э.р.) и подразделялся в свою очередь на п.э.р. (литофациальные разновидности осадков) (табл. 2).

Распределение литолого-петрографических разновидностей по э. р. и п. э. р. идеально полного элементарного седиментационного ритма (гемирита)

Э. р.	Литофация	Литофацциальные разновидности	П. э. р.	Числовое обозначение литолого-петрографических разновидностей (см. табл. 1)
I	Глинисто-песчаная	Песчаные осадки	Ia	1; 2
		Глинисто-песчаные осадки	Iв	3; 4; 42; 43
II	Алевро-глинистая	Алевро-пелитовые осадки	IIa	5; 6; 7; 8; 9; 10; 28; 35(?); 37; 38; 44; 48; 49
		Карбонатсодержащие алевро-пелитовые осадки	IIв	11; 13; 41; 46; 47
III	Карбонатная	Кальций-магний-алюминиевые осадки	IIIa	12; 15; 16; 17; 18; 19; 20; 21; 22; 23; 24; 25; 36
		Магний-кальциевые осадки	IIIв	14
IV	Глиноземистая	Глиноземистые (тонкопелитовые осадки)	IVa	31; 32; 33; 39; 40; 45; 50
		Высоко-глиноземистые (тонкопелитовые) осадки	IVв	26; 27; 29; 30; 34

Таблица 3

Качественно-сочетательная классификация элементарных седиментационных гемиритмов по целым э. р.

Классе	Тип			
	трансгрессивный, <i>t</i>		регрессивный, <i>r</i>	
	отряд			
	символ отряда	формула отряда	символ отряда	формула отряда
I — одноэлементные (зачаточ- ные) гемиритмы	I ¹	I	I ¹	I
	I ²	II	I ²	II
	I ³	III	I ³	III
	I ⁴	IV	I ⁴	IV
II — двухэлементные (нераз- витые) гемиритмы	II ¹	III—IV	II ¹	IV—III
	II ²	II—IV	II ²	IV—II
	II ³	II—III	II ³	III—II
	II ⁴	I—IV	II ⁴	IV—I
	II ⁵	I—III	II ⁵	III—I
	II ⁶	I—II	II ⁶	II—I
III — трехэлементные (непол- ные) гемиритмы	III ¹	I—II—IV	III ¹	IV—II—I
	III ²	I—II—III	III ²	III—II—I
	III ³	I—III—IV	III ³	IV—III—I
	III ⁴	II—III—IV	III ⁴	IV—III—II
IV — четырехэлементные (полные) гемиритмы	IV ¹	I—II—III—IV	IV ¹	IV—III—II—I

Таким образом, несмотря на глубокие метаморфические преобразования в толще были выявлены отчетливые первично-седиментационные закономерности (см. табл. 1, 2), особенно хорошо проявляющиеся в номенклатуре литофаций (Леонтьев, 1968). Выявленные закономерности позволили достаточно обоснованно провести систематизацию ритмов, что совершенно необходимо при использовании седиментационной ритмичности для корреляции разрезов.

Предлагаемая ниже качественно-сочетательная классификация ритмов проста и основывается на выделении гемиритмов с переменным количеством и различными сочетаниями э. р.

Согласно классификации, все гемиритмы разделены на два наиболее крупных и самостоятельных подразделения — тип трансгрессивных (*t*) и тип регрессивных (*r*) гемиритмов. Следующее по соподчиненности таксономическое подразделение — класс. Класс гемиритмов характеризуется только ему присущим количеством э. р. В данной систематике порядковый номер класса определялся количеством э. р., характерных для него. В объеме каждого из типов гемиритмов выделено по четыре класса (I—IV). В свою очередь в объеме каждого из классов выделялось по несколько отрядов. Отряд соответствующего класса гемиритмов характеризовался количеством э. р., присущих последнему, но со строго своим, определенным их набором и сочетанием. Каждый отряд в пределах своего класса обозначался соответствующим символом, например: II¹, II², III³, III⁴ и т. д. (табл. 3). Это основные таксономические единицы предлагаемой систематики.

Самая мелкая по соподчиненности таксономическая единица — вид гемиритмов, характеризующийся только ему присущим набором и сочетанием п. э. р.

В толще можно выделить многие десятки видов гемиритмов (более 200). Однако вследствие многочисленности таких видов и в связи с тем, что синхронизация разрезов обычно более очевидна в номенклатуре целых э. р. (особенно для I и II э. р.), специальной систематизации последних не проводилось.

Построения и изучения кривых (синусоид) седиментации (циклограмм по Завалишину, Львовой, 1954) недостаточно для проведения стратиграфической корреляции разрезов, так как последние фактически дают представление лишь о качественной (литологической) стороне процесса осадконакопления. Обе стороны этого процесса, качественная и количественная (изменения мощностей, литофациальные изменения, внутриформационные несогласия и т. п.), значительно полнее могут быть изучены с помощью ритмограмм — основного инструмента метода графической коннекции.

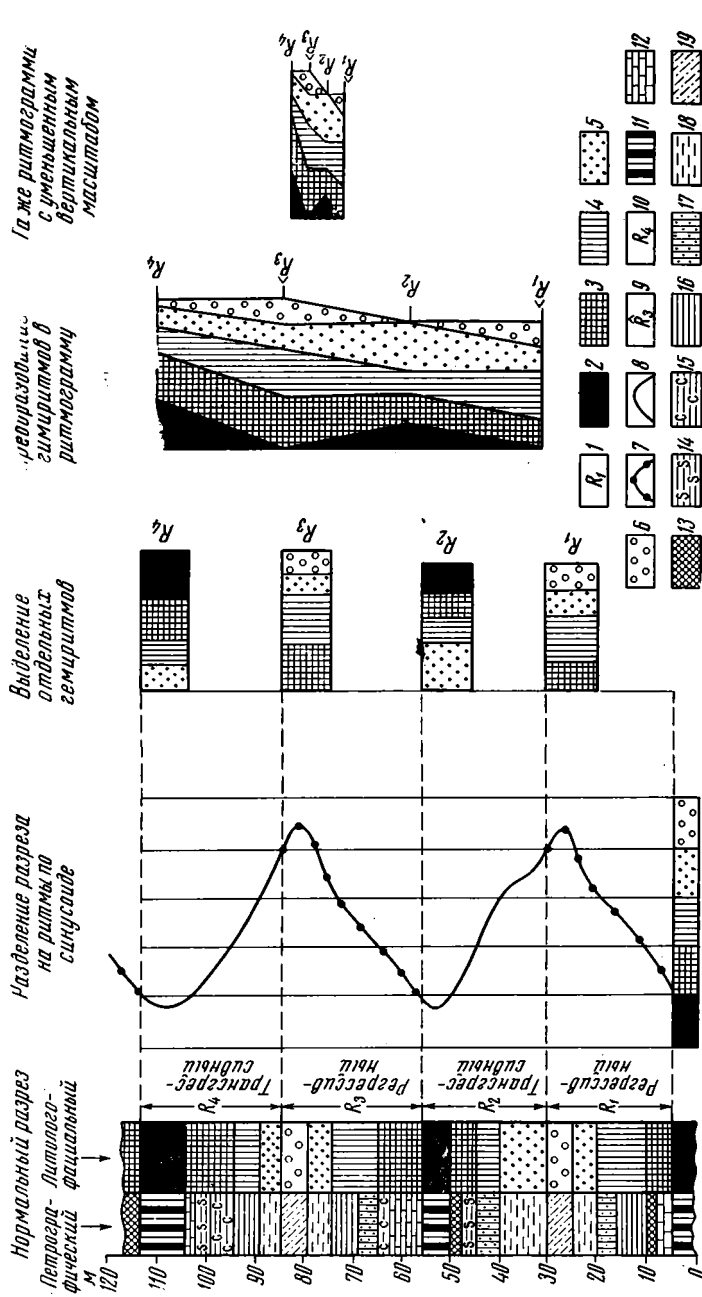
Построение ритмограмм показано на фиг. 1. Петрографические разновидности высокометаморфизованных осадков объединяются в основные литолого-фациальные группы — э. р. и п. э. р. (см. табл. 1, 2, фиг. 1). Затем на основании литолого-фациальной колонки выделяются седиментационные ритмы.

В общем случае, т. е. при непрерывной синусоидальной ритмичности, в каждом симметричном (маятниковом — Ботвинкина, 1965) ритме² выделяется по два относительно просто построенных гемиритма, близких по литолого-фациальному набору осадков, но различающихся по условиям их образования. Один из них формировался в условиях преобладающего погружения ложа седиментационного бассейна (трансгрессивный гемиритм), для образования другого было характерно преобладание поднятия (регрессивный гемиритм)³.

За начало отсчета при выделении седиментационных ритмов в случае полного набора э. р. принимается кровля хорошо диагностируемых в полевых условиях относительно наиболее глубоководных высокоглиноземистых осадков (IV в п. э. р. — различные дистенсодержащие гнейсы и сланцы). Этому моменту всегда соответствует начальный этап в отложении осадков лежащего выше ритма и самое крайнее в сторону питающей области положение береговой линии при минимальной контрастности форм рельефа палеоконтинента и очень низкой скорости образова-

² Под симметричным ритмом нами понимается симметрично-зеркальный цикл М. А. Завалишина и Н. А. Львовой (1954).

³ Поскольку до настоящего времени нет достаточно четких различий между понятиями «ритм» и «цикл» (Ботвинкина, 1965; Хаин, 1964), нами, во избежание терминологической неясности, употребляются термины «ритм», «ритмичность», под которыми понимаются соответствующие категории явлений — от слоистости пород до слоистости (стратификации) толщ.



Фиг. 1. Схема построения ритмограммы

1—порядковый индекс гемирита; 2—IV э. р.; 3—III э. р.; 4—II э. р.; 5—16 п. э. р.; 6—1a п. э. р.; 7—регрессивная ветвь синусоиды (регрессивный гемирит); 8—трансгрессивная ветвь синусоиды (трансгрессивный гемирит); 9—регрессивные известняки; 10—трансгрессивные известняки; 11—дистенсодержащие гнейсы и сланцы; 12—кварцито-сланцы; 13—амфиболиты; 14—амфиболиты; 15—карбонатные сланцы; 16—биотитовые гнейсы и сланцы; 17—гранат-биотитовые гнейсы и сланцы; 18—кварцито-сланцы; 19—кварциты

ния осадков; границы между э. р. различных ритмов в этом случае выражаются наиболее отчетливо. Следовательно, при полных симметричных ритмах парапароды II—IV э. р. попадают в трансгрессивный гемирит, а III—I э. р. — в регрессивный (см. фиг. 1). Таким образом, при полном наборе э. р. крайние э. р. в точках перехода трансгрессивной фазы осадконакопления в регрессивную, находящихся внутри этих элементов, на соответствующие части не разделяются, в связи с чем в номенклатуре элементов ритмов — I э. р., а в номенклатуре подэлементов ритмов Ia п. э. р. всегда включаются только в регрессивный гемирит; по этой же причине в регрессивных гемиритах всегда отсутствуют соответственно IV э. р. или IVb п. э. р.

Для трансгрессивных гемиритмов в подобных случаях картина меняется на обратную — IV э. р. или IVb п. э. р. всегда относятся только к трансгрессивному гемириту; I э. р. или Ia п. э. р. всегда отсутствуют (см. фиг. 1).

В случае же ритмических серий, состоящих исключительно из трансгрессивных (трансгрессивно залегающих друг на друге) гемиритмов, I э. р. в номенклатуре элементов ритмов и Ia п. э. р. в номенклатуре подэлементов ритмов соответственно включаются в состав последних (трансгрессивных гемиритмов).

В приложении к конкретным случаям границы каждого ритма (гемиритма) проводятся по кровлям имеющих крайних литолого-фациальных разновидностей осадков (см. табл. 1, 2, 3) — наиболее мелководным и наиболее глубоководным. Данная процедура значительно облегчается при использовании синусоиды (циклограммы) седиментационного процесса согласно схеме, приведенной на фиг. 1.

Следующий этап построения — преобразование полученного графика в ритмограмму.

Каждая ритмограмма строится следующим образом: по оси ординат, располагающейся параллельно литолого-фациальной колонке, откладывается время, выраженное количеством выделенных гемиритмов. Величина отрезка, определяющая длительность формирования гемиритма, произвольная, но одинаковая для всех сопоставляемых ритмограмм. Из каждой точки, отвечающей условной границе гемиритма, проводятся горизонтальные оси. Для удобства при последующем анализе регрессивные гемиритмы помечаются стрелками, направленными от оси ординат (см. фиг. 1). Далее на этих осях в выбранном масштабе откладываются мощности э. р. каждого гемиритма. При этом регрессивный гемиритм строится в порядке III—II—I э. р., т. е. в последовательности, показанной на литолого-фациальной колонке; элементы трансгрессивного гемиритма откладываются в обратном, чем они следуют в разрезе, порядке (в разрезе элементы трансгрессивного гемиритма следуют снизу вверх в порядке: I—II—III—IV э. р.; на ритмограмме, считая от вертикальной оси, в порядке IV—III—II—I э. р.).

Соединив затем прямыми линиями концы отрезков, отвечающих одноименным э. р. (или п. э. р.) различных гемиритмов, и закрасив поля их развития условным цветом (или знаком), получаем ритмограммы, показывающие изменение во времени характера осадкообразования. Применительно к Мамскому району отдельные гемиритмы этих ритмограмм оценивались как элементарные седиментационные тектоно-фациальные гемиритмы, выделяемые при геологическом картировании масштаба 1:2000—1:5000 (ритмы III порядка мощностью от метров до десятков метров — Львова, 1967).

Полученные таким образом ритмограммы затем сопоставляются между собой.

В конкретном случае объектом исследования были 5 опорных разрезов Чуя-Согдиондонского междуречья. Выбор разрезов обусловлен большим промышленным значением мусковитовых месторождений этого рудного узла, значительной неясностью стратификационной текстуры толщи участка и наличием обширного и детального геологического материала⁴.

На основе частных геолого-петрографических карт и разрезов (колонок) построено 5 опорных разрезов, масштаба 1:5000, характеризующих мамскую кристаллическую толщу в стратиграфическом интервале от верхов витимской до низов конкудерской свиты (Таевский, Таевская, 1961). Все разрезы составлены вкрест простирания толщи; расстояния между соседними разрезами 10—14 км. Таким образом, опорные разре-

⁴ Автор использовал материалы детальных геолого-поисковых работ местной экспедиции.

зы охватывали значительную часть кристаллической полосы — до 5000 м по мощности и 50—60 км по простиранию.

По данным опорных разрезов, описанным выше способом было построено 5 ритмограмм (фиг. 2). Ритмограмма № 2 наиболее полного разреза была принята за исходную и все ее гемиритмы были пронумерованы по порядку снизу вверх с № 1 по № 64. Гемиритмы, идентифицированные на остальных ритмограммах, обозначались одинаковыми цифрами, вновь появлявшиеся — также цифрами, но с нулем впереди (например, 05, 019, 022 и т. д.). При этом нарастание номеров гемиритмов шло снизу вверх в строгом соответствии с их стратиграфическим положением в разрезе. Номера отсутствующих гемиритмов опускались.

Анализируя ритмограммы (см. фиг. 2), нетрудно заметить, что в противоположность обычным литолого-стратиграфическим колонкам они значительно нагляднее, так как придают абсолютным величинам характер относительных и позволяют легко заметить такие особенности стратификации, которые иначе могли бы ускользнуть от внимания исследователя. Это одна из самых замечательных особенностей ритмограмм, которая позволяет выявлять динамику последовательного изменения мощностей различных п. э. р., э. р. и целых гемиритмов и их сочетаний по времени (по разрезам) и в пространстве (между разрезами).

Используя ритмограммы, на первом этапе коннекции нами во всех опорных разрезах были выявлены и синхронизированы маркирующие гемиритмы. В данном случае таких гемиритмов 11 (снизу вверх): 5, 9, 15, 30, 33, 41, 46, 55, 58, 63, 70 (см. фиг. 2).

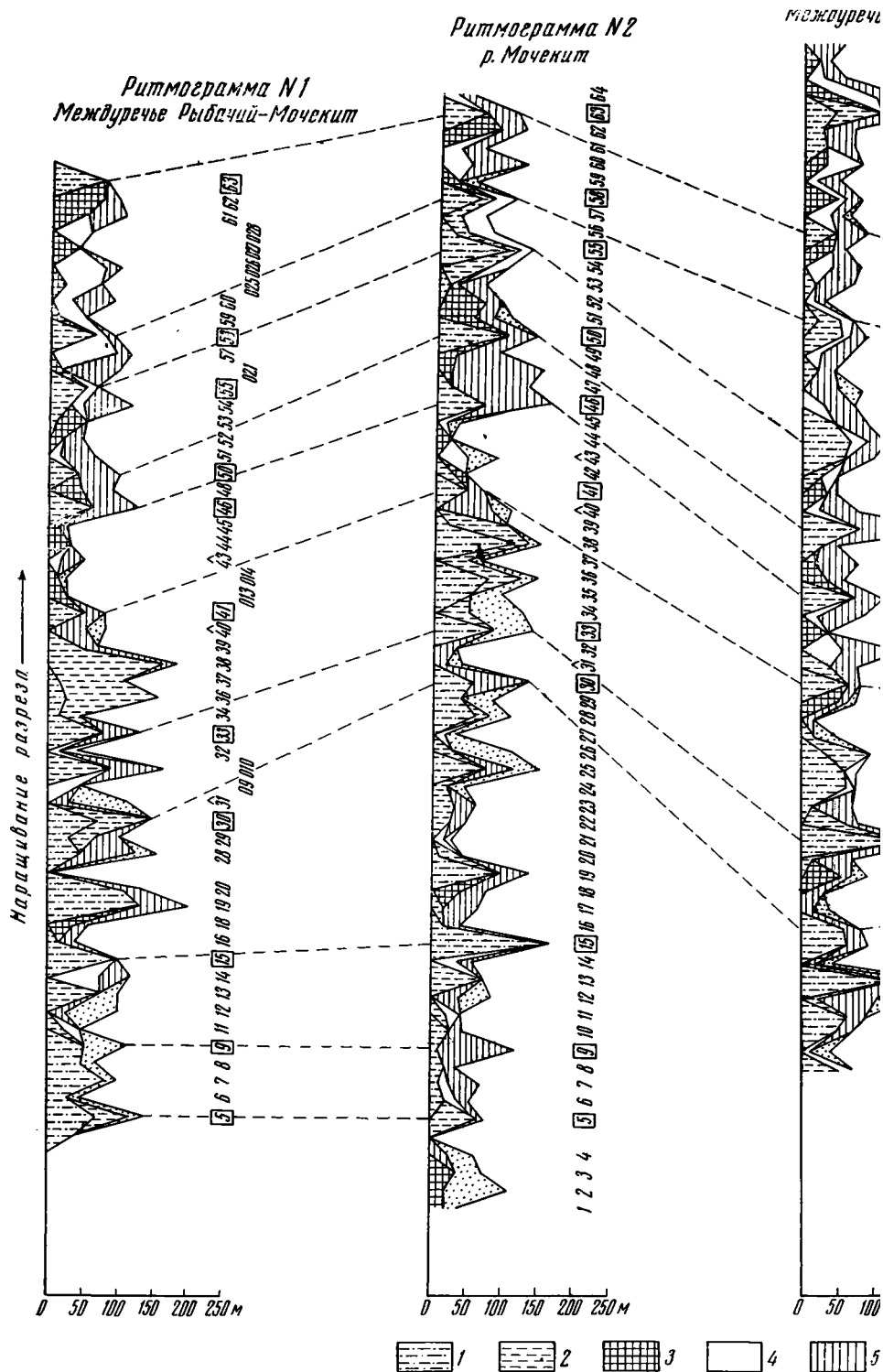
Характерная особенность маркирующих гемиритмов следующая: они относятся в основном к II¹, II² и II⁴ отрядам типа *t* (см. табл. 3), т. е. на всем протяжении своего развития толща формировалась в специфических и очень сходных условиях. Так, каждый из 11 указанных гемиритмов характеризовался обязательным присутствием IV э. р. (осадки глиноземистой литофации) и его повышенной мощностью, составляющей в среднем 25—45 м. Это свидетельствует об отложении данных осадков в относительно глубоководной и гидродинамически спокойной обстановке при максимально нивелированных формах палеорельефа области сноса.

Таким образом, в изученном стратиграфическом интервале мамской толщи зафиксировано 11 древних поверхностей выравнивания, которые могут служить надежными стратиграфическими рубежами.

Нижние элементы маркирующих гемиритмов представлены осадками глинисто-песчаной, алевро-глинистой и карбонатной литофаций (I, II, III э. р.). Мощности этих э. р. весьма непостоянны и средние их значения (по разрезам) для I э. р. — 9 м, для II э. р. — 17—33 м и для III э. р. 9—19 м. Средние значения мощностей целых гемиритмов более стабильны, и их вариации по опорным разрезам не превышают 61—84 м. Естественно, значения мощностей отдельных п. э. р., э. р. и целых гемиритмов варьируют с более значительным размахом, однако в общем не выходят за определенные рамки и в целом сопоставимы с их средними значениями (см. фиг. 2).

Следующий этап коннекции — синхронизация остальных гемиритмов. Такая синхронизация проводилась по интервалам, ограниченными маркирующими гемиритами. Естественно, классификационные характеристики таких синхронизированных гемиритмов были менее выдержаны, чем в маркирующих. Так, при движении от разреза к разрезу нередко наблюдалась замена не только п. э. р. и э. р. в синхронизированных гемиритах, но и целых гемиритмов, вплоть до появления их серий, совершенно новых классов и отрядов (см. табл. 2, 3, фиг. 2,3). Последнее — не только характерная черта мамской толщи, но и многих подобных ей древних паратолщ геосинклинального происхождения (Крумбейн, Слосс, 1960; Хаин, 1964; др.).

Таким образом, в результате коннекции установлено, что полный нор-



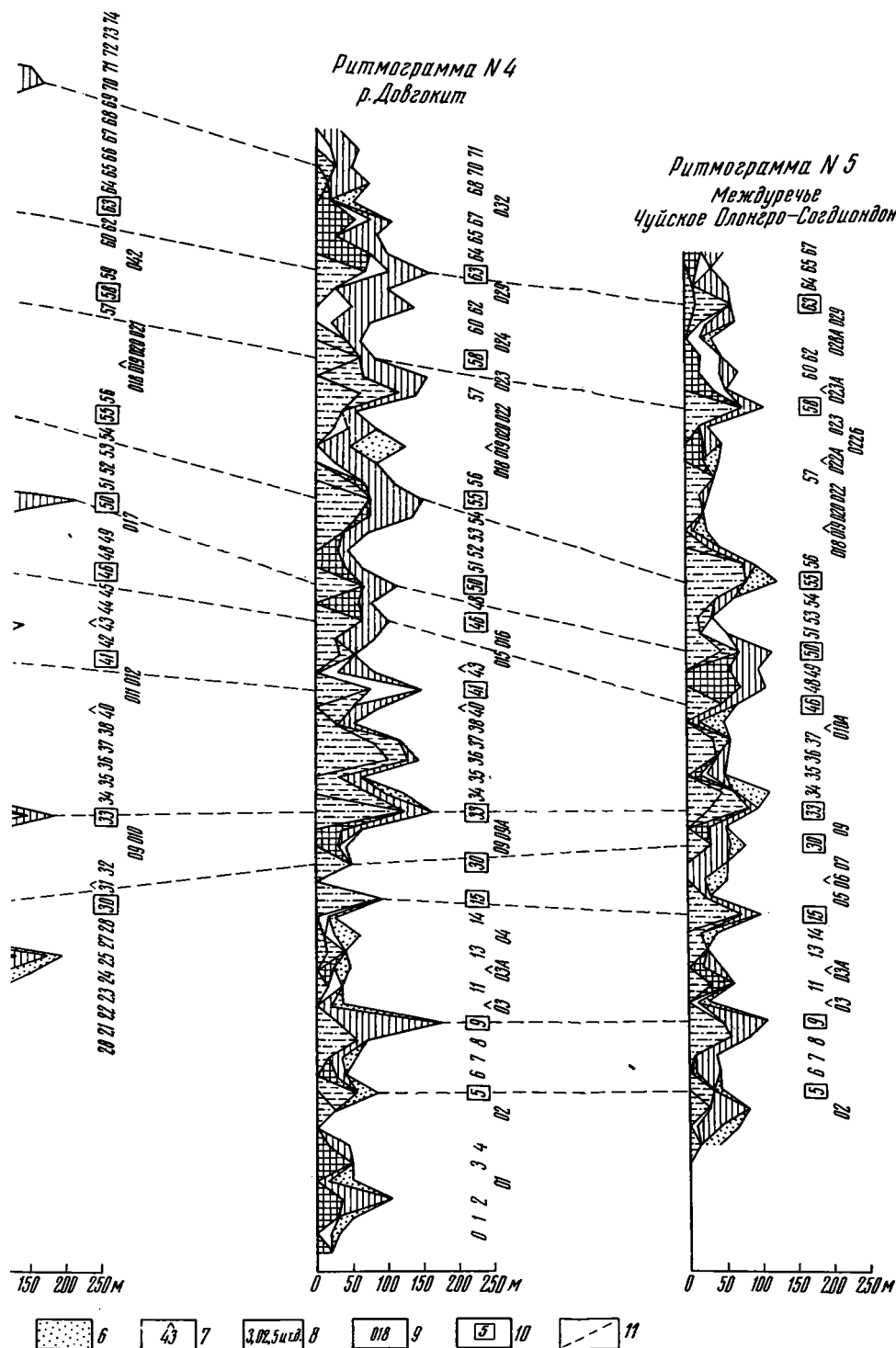
Фиг. 2. Коннекс

IV э. р.: 1—IV э. р. (высокоглинозистые осадки), 2—IVа кальцевые осадки), 4—IIIа п. э. р. (кальций-магний-алюм (песчаные и глинисто-песчаные осадки); 7—регрессивные ге (грессивные); 8—порядковый индекс гемиритма; 9—гемиритмы гемиритмы; 11—линии трассы

Ритмограмма N3
Мочекита-Чуйск. Довгокита

Ритмограмма N4
р.Довгокит

Ритмограмма N5
Междуречье
Чуйское Олонгэро-Согдиандон



я 5 опорных разрезов

п. э. р. (глиноземистые осадки); III э. р.: 3—IIIб п. э. р. (магний, инневые осадки); 5—II э. р. (алевро-глинистые осадки); 6—I э. р. (иритмы (без знака над порядковым индексом гемиритма — транс-, появляющиеся только в отдельных разрезах; 10— маркирующие ювания маркирующих гемиритмов

онтьева)

мальный разрез изученной части толщи представлен 112 элементарными седиментационными гемиритами с суммарной мощностью более 5000 м, следующими снизу вверх в порядке: 5—10, 0,3, 11, 12, 03А, 13, 04, 14, 15, 05, 06, 07, 16, 32, 0,8, 09, 09А, 010, 33—37, 010А, 38—40, 011, 012, 41, 42, 013, 014, 43, 44, 45, 015, 016, 46—49, 017, 50—56, 018—022, 57, 023, 058, 023А, 59, 024, 60, 025—028, 61, 62, 028А, 029, 63, 030, 64—66, 031, 67, 032, 68—70, 0,33, 70—74.

Сопоставление ритмограмм показало, что ни в одном изученном разрезе полного набора гемиритмов не зафиксировано: наблюдался их постоянный дефицит, составляющий от полного набора в среднем 16%, что, вероятно, связано с неравномерным изменением во времени и пространстве соответствующих палеотектонических условий, сопутствующих осадконакоплению (проявление нулевой и отрицательной седиментации). При этом в большинстве случаев границы таких внутриформационных несогласий неплохо прослеживались от разреза к разрезу и почти всегда находились в зонах относительно наиболее мелководных терригенных литофаций осадков (см. фиг. 2). Это дало основание классифицировать их как внутриформационные размывы (Леонтьев и др., 1967).

Весьма интересно то, что регрессивные гемиритмы в разрезе толщи играли незначительную роль и составляли от общего количества гемиритмов не более 7—8%. Очевидно, этими гемиритами фиксировались периоды наиболее интенсивных воздыманий кордильер палеоконтинента, и они в свою очередь являлись своеобразными стратиграфическими рубежами, хотя и менее четкими и надежными, чем древние поверхности выравнивания.

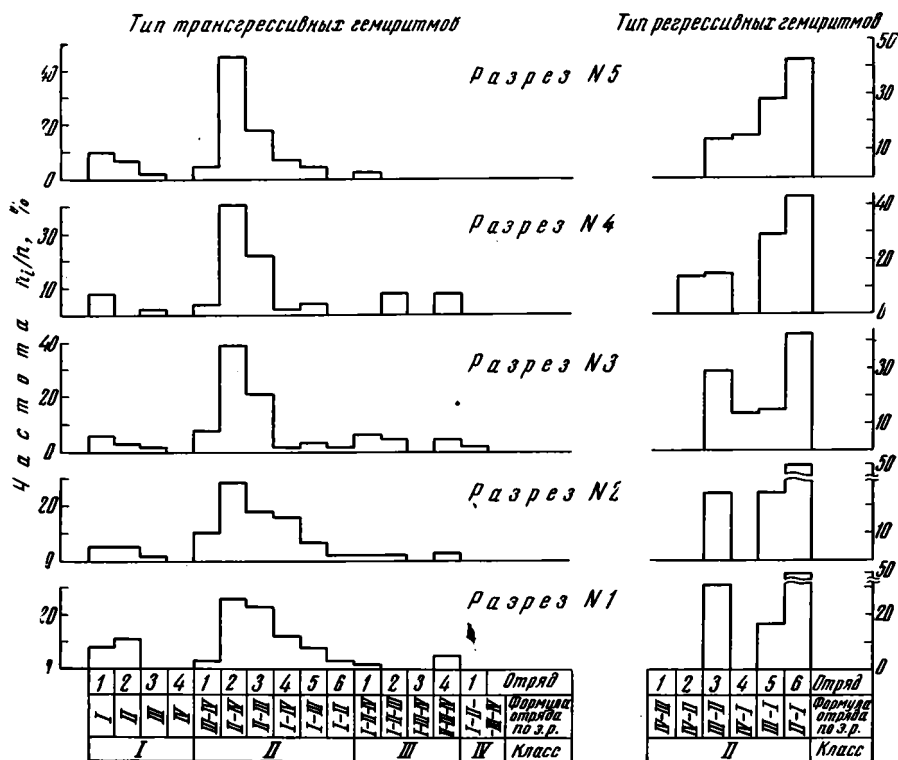
Наиболее характерны в этом отношении гемиритмы 31 и 43, прослеженные через всю изученную площадь и уверенно опознаваемые в каждом из разрезов (см. фиг. 2).

Известно, что каждому синхронизированному стратиграфическому интервалу ритмичнослоистых толщ свойственны свои особенности ритмичности (Вассоевич, 1948). Основываясь на этом, для синхронизированного стратиграфического интервала мамской толщи, заключенного между маркирующими гемиритами 5—63 и прослеженного по всей площади от р. Амнумнахты на юго-западе района до р. Согдиондон — на северо-востоке, построены графики, показывающие для каждого разреза в указанном интервале соотношение (%) гемиритмов различных типов, классов и отрядов (см. табл. 3, фиг. 3).

В целом полученные графики (гистограммы) показали, что все опорные разрезы характеризуются более или менее идентичными соотношениями гемиритмов, о чем свидетельствует их хорошая сходимость.

Действительно, полученные на гистограммах максимумы представляют непосредственную корреляционную ценность: они позволяют судить, что в данном синхронизированном стратиграфическом интервале толщи в типе трансгрессивных гемиритмов преобладают гемиритмы Π^2 . Причем количество их увеличивается от первого разреза к пятому с 20 до 40%; в несколько меньшем количестве встречаются гемиритмы Π^4 . Количество их, наоборот, уменьшается от первого разреза к пятому с 15 до 5%. Гемиритмы Π^2 характеризуются постоянным количеством во всех разрезах, примерно на уровне 20% (см. фиг. 3).

В типе регрессивных гемиритмов преобладают гемиритмы Π^6 — до 50% в каждом разрезе, Π^3 и Π^5 — 15—30%. При этом уменьшение количества регрессивных гемиритмов Π^3 от первого разреза к пятому с 30 до 15% и увеличение примерно в таком же соотношении гемиритмов Π^5 свидетельствует о несколько более интенсивной регрессии палеобассейна в северо-восточной части рассматриваемого района по сравнению с юго-западной.



Фиг. 3. Гистограммы распределения разновидностей гемиритмов (по классам и отрядам) в синхронизированном стратиграфическом интервале толщи
 n — общее количество гемиритмов в каждом разрезе; n_i — соответственно, количество гемиритмов конкретной разновидности (см. также табл. 3)

Гемиритмы остальных категорий (в обоих типах) распространены незначительно и играют второстепенную роль (см. фиг. 3).

Таким образом, полученные данные не вызывают сомнений в объективности проведенной коннексии.

В синхронизированном методом графической коннексии стратиграфическом интервале толщи по количеству древних поверхностей выравнивания, фоссилизованных маркирующими гемиритами (см. фиг. 2), выделено 11 асимметричных мезоритмов, каждый из которых по объему соответствовал нескольким (5—15) элементарным седиментационным гемиритмам.

Все выделенные мезоритмы двухэлементного строения и состоят из верхнего маркирующего элемента существенно тонкопелитового глиноземистого состава (соответствует маркирующему элементарному гемириту) и нижнего — обычно более мощного и более пестрого по составу осадков (от карбонатных и тонкопелитовых глиноземистых до грубозернистых терригенных). При этом I-й мезоритм маркировался (венчался) 5-м элементарным гемиритмом, II — 9-м, III — 15-м, IV — 30-м, V — 33-м, VI — 41-м, VII — 46-м, VIII — 55-м, IX — 58-м, X — 63-м, XI — 70-м.

В сложении изученной части разреза толщи (табл. 4) каждый из мезоритмов играет строго определенную роль — 5,9—14,9% (280—705 м), в среднем 9,1% (470 м). Последнее свидетельствует о более или менее равновеликих промежутках времени, отвечающих формированию каждого мезоритма. Следовательно, средняя величина самостоятельной мощностьобразующей седиментационной единицы, уверенно прослежи-

Соотношение (%) различных групп осадков по мезоритмам, выделенным в толще

Группа осадков	Мезоритмы											В целом по толще
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	
Тонкопелитовые (глиноземистые)	3,3	38,0	53,0	40,2	40,6	71,1	30,0	32,2	39,7	17,2	19,5	40,0
Карбонатные	26,7	5,5	16,0	22,4	10,2	4,7	23,3	25,5	18,1	42,3	36,4	19,0
Грубозернистые	70,0	57,5	31,0	37,4	49,2	24,2	46,7	42,3	42,5	41,2	44,1	41,0
Итого	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Средние мощности	Видимая										Видимая	
м	156	309	380	679	281	635	290	705	474	459	370	4700
%	3,4	6,5	8,0	14,4	5,9	13,3	6,0	14,9	10,2	9,7	7,8	100,0

ваемой по простиранию толщи на десятки километров, может быть оценена в 470 м. Очевидно, такие седиментационные единицы при проведении крупно- и среднемасштабного геокартирования имеет смысл выделять как самостоятельные стратиграфические подразделения и рассматривать в качестве эквивалентов пачек и подсвет.

Соотношение различных осадков в выделенных мезоритмах самое разнообразное, однако общая тенденция в эволюции литологического состава рассматриваемой части толщи проявляется весьма отчетливо — от терригенных преимущественно тонкопелитовых (глиноземистых) осадков в нижних ее частях до карбонатно-терригенных преимущественно грубозернистых — в верхних. В целом же толща оценивается как существенно терригенная (см. табл. 4).

Таким образом, своеобразный подход к литолого-стратиграфическому исследованию мамской толщи позволил нам, несмотря на глубокие метаморфические преобразования, выявить действительно имеющиеся первично-седиментационные закономерности (Леонтьев, 1968). Оценивая в этом свете литолого-фациальный состав первичных осадков (Сидоренко, Лунева, 1961) и характер их взаимоотношений, мамскую толщу в общем ряду осадочных формаций можно рассматривать как паратолщу, относящуюся к аспидной (сланцево-граувакковой) формации флишовой субформации (Хаин, 1964).

Не останавливаясь более на вопросах ритмостратиграфии толщи, которые могут служить предметом самостоятельного сообщения, рассмотрим некоторые особенности литолого-стратиграфического контроля в распределении слюдоносных пегматитовых жил⁵.

Изучение распределения промышленных слюдоносных объектов относительно выделенных литофаций осадков показало, что наибольшее их количество связано с парапородами алевро-глинистой (46,0%) и глиноземистой (27,0%) литофаций; на парапороды глинисто-песчаной и карбонатной литофаций приходится лишь треть всех слюдоносных жил (соответственно 5,0 и 22,0%) (см. также табл. 1, 2).

Очень характерно и распределение слюдоносных жил по стратиграфической вертикали толщи. Оно приближается к нормальному с максимумом промышленных жил (61,0%), приходящимся на V—VII мезоритмы, т. е. наблюдается устойчивое возрастание количества слюдоносных промышленных объектов к центральным частям толщи. В таком же направлении происходит и изменение ее литологического состава (см. табл. 4), т. е. увеличение глиноземистости осадков при умеренном уменьшении карбонатности и значительной роли парапород алевро-глинистой литофаций. Подобную зависимость, скорее всего, можно объяснить раз-

⁵ В статистическом анализе использовано около 500 таких жил.

личными условиями кислотности — щелочности в нижних (существенно кислые) и верхних (существенно щелочные) частях толщи по сравнению со средними ее частями. Наиболее благоприятны для формирования в пегматитах промышленного мусковита именно средние части, где преобладают слабокислые — слабощелочные условия.

Однако даже в наиболее благоприятных в целом стратиграфических интервалах толщи пегматиты с промышленным ослюдением распределаются весьма неравномерно — узлы концентрации промышленных жил по стратиграфической вертикали таких интервалов повторяются многократно-прерывисто, что обусловлено характером седиментационной ритмичности. В этих случаях наиболее благоприятны стратиграфические интервалы, сложенные сериями элементарных гемиритмов Π^2 и Π^3 (см. также табл. 3), к которым приурочено до 70% всех промышленно ценных мусковитоносных жил.

Естественно, эффект концентрации слюдоносных объектов в благоприятных стратиграфических интервалах значительно усиливается при наложении соответствующих факторов метаморфического и структурного контроля (Чесноков и др., 1966), что в данном случае не рассматривается, ибо выходит за рамки настоящей статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. — Тр. ГИН АН СССР, М., 1965, вып. 119.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Л., Гостоптехиздат, 1948.
- Другов Г. И., Леонтьев Г. М. Некоторые особенности изменения химического состава пелитовых пород в системе метаморфической зональности Мамского района (Материалы конференции молодых научных сотрудников), Иркутск, 1968.
- Завалишин М. А., Львова Н. А. Стратиграфия и геологическое строение северо-восточной части Мамского района. — Тр. Гипронислюда, Иркутск, 1954, вып. I (3).
- Карпов И. К., Другов Г. М. О метаморфической зональности вмещающих пород Мамского пегматитового поля. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 5.
- Крумбейн В. К., Слосс Л. Л. Стратиграфия и осадкообразование. Л., Гостоптехиздат, 1960.
- Леонтьев Г. И., Завалишин М. А., Чесноков В. Н. К вопросу о применении метода графической коннекции при стратиграфических сопоставлениях ритмичнослоистых осадков мамской кристаллической толщи. — В сб.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., «Наука», 1967.
- Леонтьев Г. И. Статистический анализ ритмичной слоистости древних метаморфизованных толщ. — В сб.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968.
- Львова Н. А. Значение стратификационных текстур при крупномасштабном геологическом картировании докембрия. — В сб.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., «Наука», 1967.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Таевский В. М., Таевская З. К. Новые данные о стратиграфии мамской кристаллической полосы (Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области). Вып. I, (XXVIII), Иркутск, 1961.
- Ханн В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Чесноков В. Н., Другов Г. М., Завалишин М. А., Карпов И. К., Леонтьев Г. И. Принципы геологоструктурного районирования мамского пегматитового поля для установления перспектив промышленной слюдоносности. — Сов. геол., 1966, № 7.

Комплексная тематическая экспедиция
Иркутского геологического управления
Иркутск

Дата поступления
7.V.1969

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.324.83

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ МОРЕН И ЕГО ЗАВИСИМОСТЬ ОТ ПОРОД ЛЕДНИКОВОГО ЛОЖА*

Е. В. РУХИНА

В областях, перекрывавшихся материковым ледником, распространены такие типы морен, которые могут возникать лишь при воздействии ледника на горные породы ложа. Изучение их вещественного состава дает неоспоримые доказательства экзарационной и аккумулятивной деятельности ледника.

Покровно-ледниковая формация возникает в результате разрушения горных пород субстрата, транспортировки и отложения, возникшего при этом обломочного материала. Среди этих отложений наиболее широко распространены морены, возникшие в активную фазу жизни ледника. Состав их в значительной степени зависит от состава и рельефа подстилающих пород. Поэтому литологическое изучение моренных толщ помогает определить состав подстилающих коренных пород, воссоздать палеорельеф, положение областей сноса, установить характер переноса обломочного материала и условия его отложения.

Интенсивность экзарационной деятельности ледника зависит, как известно, от его мощности и доледникового рельефа, которые обуславливают скорость движения льда, а также от состава и свойств пород ложа. На интенсивность разрушительной работы ледника влияет также степень выветрелости пород. Все эти факторы изменяются в широких пределах, в связи с чем экзарационная работа ледника весьма непостоянна.

Там, где растеканию ледника препятствовали выступы доледникового рельефа, возникали локальные морены и морены напора. Часто они приурочены к краевым зонам. Там же, где ледник не встречал сопротивления и достигал максимума своего свободного распространения, экзарация сходила на нет из-за малой мощности ледника и незначительной скорости его движения. Таким образом, экзарационная работа ледника в краевой зоне, по всей вероятности, была весьма дифференцированной, и влияние пород, слагающих ледниковое ложе, сказывалось наиболее четко в районах с расчлененным доледниковым рельефом.

Обломочный материал переносился на различные расстояния в зависимости от его положения в теле ледника. Основная масса обломочного материала, как это отмечают исследователи современных ледни-

* Доклад, прочитанный на Первом семинаре по континентальному осадконакоплению, организованному Комиссией по осадочным породам в феврале 1970 г. в Москве.

ков (Евтеев, 1964; Лаврушин, 1969; и др.), приурочена к нижней части ледника, кроме того, отлагается он и под толщей движущегося льда (Шанцер, 1966; Лаврушин, 1969; др.), чему способствует незначительная скорость движения придонных слоев, насыщенных обломочным материалом.

Подтверждением тому, что отложение обломочного материала часто происходит на незначительном расстоянии от места его образования, являются локальные морены, а также уменьшение количества обломков местных коренных пород в моренах, которое отмечается не только на незначительном расстоянии от их коренных выходов, но и в разрезах, вскрывающих моренные толщи.

Как отмечалось, отложение обломочного материала происходит в результате того, что ледник не может преодолеть внутреннее трение нижних слоев, переполненных обломками; лежащие выше слои льда продолжают двигаться, и обломки, включенные в верхние слои льда, переносятся на огромные расстояния. Поэтому на состав морен и их текстурные особенности в значительной степени влияют условия переноса, а также условия таяния ледника и отложения обломочного материала. В связи с этим выделяют различные типы морен: основные, локальные, морены напора, абляционные и др. Наиболее четко влияние пород и рельефа ложа сказывается на составе локальных, напорных и основных морен, возникающих в активную фазу жизни ледника.

Основная морена очень широко распространена среди ледниковых отложений различного возраста. Изучение ее в связи с этим имеет большое практическое значение. Состав и физико-механические свойства основных морен в значительной степени обуславливают характер почв и грунтов; они служат основанием различных сооружений, обычно являются водоупорными горизонтами и влияют на распределение грунтовых и подземных вод и потому наиболее полно изучены. Вещественный состав и текстурные особенности основных, а также локальных и напорных морен,—единственный документ, с помощью которого можно восстановить палеогеографию активной фазы ледника. Изучение перечисленных типов морен для познания жизни ледника очень велико и прежде всего потому, что помогает реконструировать продвижение ледника по твердому субстрату.

Представлена основная морена чаще всего валунными суглинками, реже супесями и глинами. Она обычно включает грубообломочный материал, который наряду с плохой сортировкой позволяет отнести морену к типичным смешанным породам. Содержание валунно-галечного материала и размеры валунов в общем уменьшаются с севера на юг (в направлении движения ледника). В пределах кристаллического щита валуны составляют 10—40% объема морен. На Русской равнине содержание их снижается и редко превышает 10%.

Состав валунов в значительной степени зависит от пород, на которых залегает морена. Так, количество валунов гранитов на Карельском перешейке в пределах распространения коренных выходов гранита до 76,6% общего объема валунов, валунов гнейсов 11,3%, кварцитов 8,0%, основных пород 4,1%. В морене над гнейсами резко возрастает содержание валунов гнейса — 58,1%, а количество валунов гранита снижается до 30%, валунов кварцита и основных пород — почти не изменяется. Над кварцитами соответственно резко возрастает содержание валунов кварцита (41,6%), над диабазами — диабаза (59,1%). Таким образом, в районах распространения кристаллических пород состав валунов в морене определяется в первую очередь составом подстилающих пород.

На количественное соотношение валунов различного петрографического состава влияет также прочность исходных пород. Так, в районе распространения гранитов рапакиви, как правило, в современном рельефе намечаются понижения, свидетельствующие о большой выпахиваю-

щей деятельности ледника. Количество валунов гранита рапакиви в морене достигает здесь максимума и быстро убывает в юго-восточном направлении. Более прочные породы дают обычно меньшее количество валунов.

За пределами Балтийского щита ледник двигался по осадочным породам. Обломки этих пород поступали в тело ледника, где и смешивались с кристаллическими породами. По мере движения ледника содержание обломков осадочных пород в нем возрастало, а кристаллических — убывало за счет рассеивания их по большой площади, а отчасти и за счет истирания в теле ледника. Аналогичные изменения наблюдаются и в разрезах. Сверху вниз увеличивается влияние подстилающих пород и относительно уменьшается содержание эрратического валунно-галечного материала.

Состав валунов обычно довольно резко изменяется в районах уступов, преграждавших путь ледника. Здесь происходит обогащение ледниковых отложений породами, слагающими уступ.

Петрографический состав галечно-гравийных фракций зависит от тех же факторов, что и состав валунных, но содержание обломков кристаллических пород связано не только с составом пород ледникового ложа, но и их размером. Так, в пределах кристаллического щита в крупных гравийных фракциях преобладают обломки гранитов. Содержание обломков кристаллических пород 40—50%. В более мелких фракциях преобладают обломки полевых шпатов (40—45%) и в мелком гравии — кварц (30—35%).

На осадочных карбонатных породах состав гравийной фракции резко меняется. Обломки карбонатных пород в районах уступов достигают 75%. Содержание их быстро уменьшается по мере удаления от уступа. Так, на расстоянии 5 км к югу от глинта (но все еще в пределах распространения карбонатных пород) количество карбонатов в гравийной фракции снижается до 20%. Над песчано-глинистыми породами обломки представлены кристаллическими породами, зернами полевых шпатов и кварца.

Наибольшее влияние на состав гравийных фракций оказывают осадочные породы, так как осадочный материал, как менее устойчивый, быстро истирается; это обуславливает качественные изменения гравийной фракции.

Гранулометрический, как и минеральный, состав мелкозема морен зависит тоже от состава пород, распространенных в соответствующем районе. В районах распространения кристаллических пород преобладают каменные и песчаные морены. В южной части Карелии и на севере Карельского перешейка преобладает супесчаная морена. В пределах Приневской низменности распространена суглинистая и глинистая морены. В районе глинта каменная морена образует узкую полосу, в которой главным компонентом являются обломки карбонатных пород. К югу они переходят в суглинистые морены, а в районе распространения глинистых пород — в валунные суглинки.

Мелкозем морены представляет собой смесь трех групп частиц — алевритовых, глинистых и песчаных. Содержание каждой из этих групп изменяется, но пределы изменения довольно ограничены. Морены, распространенные в пределах кристаллического щита, содержат обычно не более 30% алевритовых частиц и 10—15% глинистых. Морены, распространенные на осадочных породах, значительно более мелкозернисты. Содержание алевритовых частиц возрастает в них до 45%, а глинистых до 20%.

Сопоставляя влияния двух главных факторов, сказывающихся на гранулометрии морен, — состав материнских пород и измельчение обломков при транспортировке, следует отметить, что они неодинаковы для различных фракций. Грубообломочными фракциями морены обогащены

лишь в непосредственной близости от области разрушения материнских пород.

Так, в Северном Приладожье (Биске, 1959) распространена песчаная морена с большим количеством щебня, гальки и валунов. В области развития ставролитовых и амфиболовых сланцев количество валунов и галек в морене незначительно. Еще более мелкозерниста морена, залегающая на филлитах и слюдяных сланцах. Количество крупнообломочного материала в общем определяется составом подстилающих пород в значительно большей степени, чем мелкозема. Количество алевритовых частиц в моренах наиболее постоянно. Следовательно, оно в меньшей степени зависит от подстилающих пород, а обусловлено истиранием частиц при переносе в теле ледника.

Лед весьма активно истирает обломки. Вследствие своей большой плотности он воздействует на породы ложа, а при переносе обломков в толще льда в результате его дифференцированных движений происходит дальнейшее измельчение обломков до размера алевритовых частиц. Процесс измельчения обломочных частиц проходит различные стадии.

При увеличении интенсивности экзарации в результате неровностей ледникового ложа или возрастании скорости движения ледника в районах, приуроченных к неустойчивым коренным породам и, следовательно, к понижениям доледникового рельефа, происходят фациальные замещения основной морены. Резко увеличивается удельный вес местного материала над эрратическим — возникают локальные морены. Для них характерно значительное преобладание местного материала, получившегося в результате захвата ледником подстилающих пород, распространенных в данном районе.

Гранулометрический состав локальных морен отличается от состава основных тем, что он в большей степени зависит от особенностей подстилающих пород. На глинах морены глинисты, на песках и песчаных породах — опесчанены, на карбонатных породах содержат большое количество щебня и дресвы карбонатных пород. Локальным моренам, залегающим на осадочных породах, свойственно присутствие минералов, характерных для этих пород. Цвет локальных морен также зависит от обогативших их коренных пород. По своим текстурным особенностям эти морены существенно не отличаются от основных, слагают иногда лишь нижнюю часть моренной толщи и вверх по разрезу переходят в основные.

В результате послыдного движения льда обогащение местным материалом приурочено к определенным полосам, создающим своеобразную полосчатую текстуру морен. Полосчатые морены распространены преимущественно на песчано-глинистых породах, которые как бы затягиваются в нижние горизонты морены и образуют ложную слоистость, выклинивающуюся в направлении движения ледника.

Крупные неровности ледникового ложа обуславливают возникновением морен напора, детально описанных В. А. Новским (1968). С этими моренами обычно ассоциируют гляциодислокации и отторженцы.

Образование морен напора, как гляциодислокаций и отторженцев, — результат интенсивной экзарационной работы ледника, которая, как отмечалось выше, наблюдается в районах уступов коренных пород, преграждавших движение ледника, и на участках, где возрастает скорость его движения. Такими участками являются доледниковые долины. Поэтому большое количество отторженцев приурочено к древним долинам. Ледниковые потоки не только выпахивали и расширяли их, но и переносили возникшие отторженцы (до 60 м в поперечнике и более) на значительные расстояния.

Гранулометрический состав морен напора в общем зависит от размера обломков пород, обусловленного напорно-разрушительной дея-

тельностью ледника и включающей их морены. На гранулометрический и петрографо-минеральный состав влияют также отторженцы, которыми богаты морены напора. В моренах напора типа ледниковых брекчий средний их гранулометрический состав зависит от состава мореного цемента и включенных в них обломков. Поэтому состав морен напора весьма непостоянен.

Морены напора обычно выражены в рельефе в виде многовершинных холмов неправильной формы и гряд, которые чередуются с западинами, иногда представлены вытянутыми грядами, сложенными перемятыми и надвинутыми друг на друга отторженцами. Некоторые морены напора представляют собой ледниковые брекчии, состоящие из мелких неокатанных обломков коренных пород и характеризуются невыдержанностью физико-механических свойств.

Влияние состава подстилающих пород отражается и на выходе тяжелой фракции. В пределах кристаллического щита тяжелая фракция составляет 3—5%, нередко до 15%. В моренах, распространенных в пределах Русской равнины, там, где они подстилаются осадочными породами, выход тяжелой фракции снижается до 1% и менее. Минералы тяжелой фракции в пределах кристаллического щита обусловлены составом подстилающих пород, среди которых наиболее распространены кислые интрузии, менее — основные, еще реже ультраосновные интрузии и метаморфические породы. Главные породообразующие минералы этих пород — щелочные полевые шпаты, средние и основные плагиоклазы, амфиболы, кварц, пироксены, биотит, мусковит. Количество кварца по сравнению с таковыми в моренах, распространенных в пределах платформы, незначительно (65—80%).

В пределах Русской платформы помимо минералов, поступивших с кристаллического щита, появляются минералы, попавшие в морены за счет разрушения ледником подстилающих осадочных пород, которые обогащают морены карбонатами — на карбонатных породах, кварцем — на песчаных и слюдой на песчано-глинистых отложениях девона, глауконитом — на ордовикской глауконитовой толще, сидеритом — на отложениях вендского комплекса и т. п.

Прямое указание на влияние пород ложа дает и окраска морен. Морены, распространенные на гранитах, обычно красно-бурые, на гранито-гнейсах — желто-бурые. В моренах, залегающих на основных породах, преобладают серые тона. В районе распространения кембрийских глин морены голубовато-серые. Над карбонатными породами морены обычно сероватые или желтоватые, а над красноцветными — обычно красно-бурые. Однако надо иметь в виду, что окраска морен может быть вторичной: в верхних горизонтах под воздействием почвообразовательных процессов, а в более нижних — грунтовых вод. В окислительных условиях возникают бурые, коричневые и красноватые тона, в закисных — зеленоватые и серые. Однако изменение первоначального цвета морены обычно прослеживается на сравнительно ограниченных участках.

Исследования окатанности гравийно-песчаных зерен (Рухина и др., 1962) показали, что они представлены преимущественно кварцем и захвачены ледником из более древних пород, что еще раз свидетельствует о влиянии пород ложа на вещественный состав морен.

Таким образом, литологическое изучение моренных толщ помогает определять состав подстилающих коренных пород. Однако это возможно лишь при изучении вещественного состава морен, возникающих в активную фазу жизни ледника при его продвижении по твердому субстрату и отложении материала непосредственно в районе таяния ледника при умеренном влиянии воды. В таких моренах, как абляционные, селевые, айсберговые, преобладает эрратический материал, а подстилающие породы не оказывают существенного влияния.

- Биске Г. С. Морены Карелии. Петрозаводск, Госиздат Карельской АССР, 1959.
 Евтеев С. А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды.— В сб.: Гляциология, № 12. М., «Наука», 1964.
 Лаврушин Ю. А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М., «Наука», 1969.
 Невский В. А. О генетических типах плейстоценовых морен на Русской равнине.— Очерки по истории геолого-географических знаний. Ярославль, 1968.
 Рухина Е. В. и др. Определение формы песчаных зерен на вибросепараторе.— Уч. зап. ЛГУ, 1962, № 310.
 Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— Тр. Геологического института АН СССР, вып. III, М., 1966.

Государственный университет
Ленинград

Дата поступления
26.VI.1970

УДК 551.324.83 : 551.244

ТИЛЛИТОПОДОБНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

И. Н. ЧЕРЕНКОВ

Среди геосинклинальных отложений всего мира довольно широко распространены образования, внешне напоминающие морены. Они состоят из хаотической смеси глины, алевроита, песка, гравия, гальки, валунов и реже глыб. Такие образования (они известны в литературе под названием «тиллитоподобные», «псевдотиллиты», «тиллоиды», «валуногалецные аргиллиты») обычно тесно связаны с флишем или флишеидными породами.

Тиллиты и псевдотиллиты давно привлекли к себе внимание исследователей своим необычным видом, о чем свидетельствует огромное количество опубликованных работ. И тем не менее проблема их генезиса еще далека от окончательного решения. Генезис этих образований до сих пор такая же загадка, как и проблема образования им сопутствующего флиша.

На первых этапах исследования тиллитоподобные породы почти всегда считали признаками древнего материкового оледенения, но в последнее время в связи с появлением нового фактического материала многие исследователи стали подвергать сомнению их ледниковое происхождение (Григорьев, Семихатов, 1958; Чумаков, 1965, и др.). Они считают, что аналогичные или близкие к ним образования могут быть отложениями осыпей, грязевых и мутьевых потоков, подводных оползней и даже возникнуть в процессе тектонических перемещений. Наиболее полный обзор гипотез происхождения тиллитоподобных пород дается в работах В. В. Шабалина (1964) и Т. А. Грецкой (1966).

Нетрудно заметить, что неправильная генетическая квалификация таких образований повлечет за собой ошибочные заключения, касающиеся палеогеографических, стратиграфических и тектонических построений. И, наоборот, расшифровка генезиса тиллитоподобных пород позволит не только избежать многих ошибок, но и в какой-то степени, возможно, решить проблему образования сопутствующих им толщ, в частности флиша.

Тиллитоподобные породы встречены нами во всех тектонических зонах Гиссаро-Алая, где получила развитие верхнепалеозойская флишевая формация. Они слагают либо отдельные обособленные пласты, линзы и горизонты, либо серии пластов, которые перемежаются с пакета-

ми различного типа терригенного флиша. Мощности пород колеблются в широком интервале от 0,5 до 380 м.

Большая часть таких пород состоит из довольно плотной зеленовато-серой или темно-серой, иногда красновато-бурой песчано-алевритово-глинистой основной массы, среди которой хаотично рассеяны различной величины обломки и гальки преимущественно осадочных и реже магматических пород.

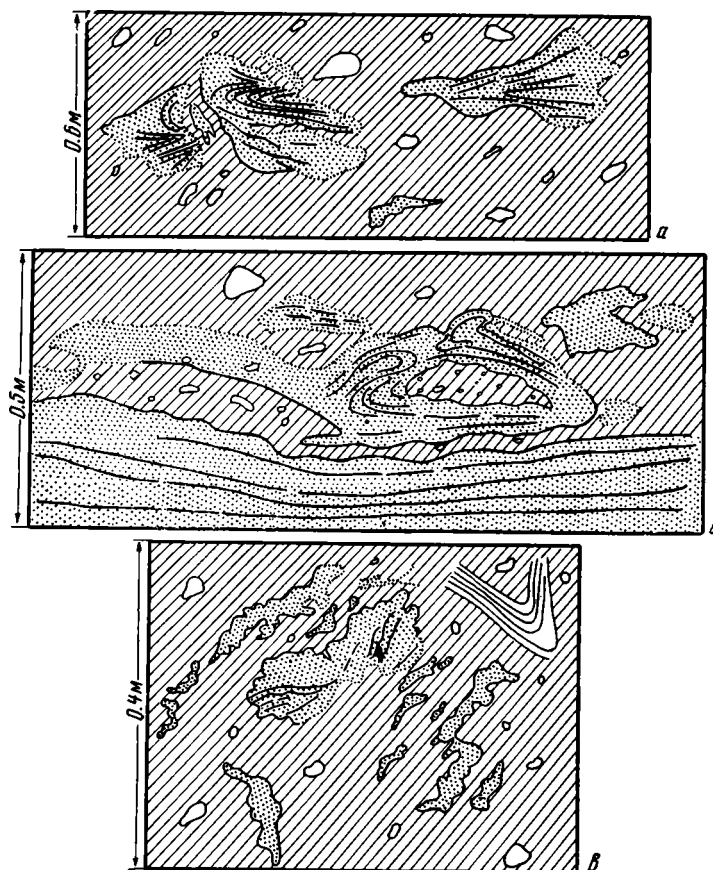
Песчаный и алевритовый материал в глине рассеян неравномерно и какой-либо закономерности в его распределении не установлено. Микроскопическое изучение показало, что песчаные и алевритовые зерна остроугольные или слабо окатаны и представлены обломками разнообразных известняков (15—35%), кремнистых пород (5—25%), кварца (5—10%), полевых шпатов (3—5%). Кроме того, встречаются единичные обломки эффузивных пород, зерна глауконита, пластинки биотита и мусковита. Цементирующая масса обильна и состоит из тонкой смеси глинистого и карбонатного материалов, очень часто обогащенной органическим веществом и гидроокислами железа. Глинистая составляющая представлена гидрослюдой и хлорит-гидрослюдистой ассоциацией.

В некоторых пластах среди глинистой массы отмечаются органические остатки, представленные фораминиферами, брахиоподами, гастроподами, радиоляриями, криноидеями и ругозами. Вышеперечисленные органические остатки и детрит редко и неравномерно рассеяны по всей массе породы либо образуют незначительные скопления. Сохранность органических остатков обычно хорошая, но наряду с целыми раковинами отмечаются отдельные раковины брахиопод и гастропод, которые сильно деформированы, сплющены и разбиты.

Грубообломочный материал псевдотиллитов по вещественному составу довольно однообразен и изменяется в различных районах незначительно. Он представлен угловатыми, слабо и реже хорошо окатанными обломками известняков кремнистых пород, песчаников, кварца, алевролитов и аргиллитов. В отдельных тектонических зонах встречаются редкие обломки магматических пород. Тщательное обследование обломков показало, что они сложены совершенно невыветрелыми породами. Сам по себе этот факт заслуживает особого внимания, ибо для ледниковых образований весьма обычна сильная выветрелость обломков (Веретенников, 1968). Известняки в обломках преимущественно ниже- и среднекаменноугольного возраста, реже девонского. Обломки со следами ледниковой штриховки не обнаружены. Пространственное расположение грубого материала в неслоистой алевро-песчано-глинистой массе породы беспорядочное. Насыщенность рассматриваемых пород грубым материалом даже в пределах одного пласта исключительно неравномерная: от единичных галек до вполне нормально насыщенных конгломератов. Размер обломков 0,5 см — 1 м, реже встречаются глыбы объемом 2—10 м³. Иногда конгломераты пудингового характера по простираению замещаются слегка рассланцованными глинистыми породами, переполненными мельчайшими обломками.

Другая составная часть тиллитоподобных пород — обособленные фрагменты пластов аргиллитов, алевролитов и пакетов тонкоритмичного флиша из подстилающих отложений в виде отдельных тонких пластин, кусков или отторженцев неправильной формы, обычно причудливо деформированных в систему мелких складочек или образующих разнообразные рулето- и спиралеобразные структуры (см. фиг. 1, б, в).

Обращает на себя внимание тот факт, что большая часть отторженцев и грубого обломочного материала обычно тяготеет к нижним частям пластов и горизонтов тиллитоподобных пород. Вверх по разрезу



Фиг. 1. Тилитоподобные образования с обрывками смятых пород из флишевых отложений (Гиссарский хребт, р. Ханака)
Условные обозначения см. на фиг. 5

такие породы чаще всего резко сменяются тонкоритмичным флишем или аргиллитами. Однако в отдельных пластах отмечается заметное уменьшение вверх по разрезу количества грубообломочного материала до полного его исчезновения.

Среди тилитоподобных пород, особенно в верхних частях пластов и горизонтов, отмечаются в изобилии разнообразные колобковые и сферические образования, фрагменты мелкой дисгармоничной складчатости, отдельные сгустки, пятна и полосы, часто с неясными границами, сложенные песчаным и алевритистым материалом (фиг. 1, 2). Внутри отдельных колобковых и сферических образований отмечаются скопления органического детрита.

Необычные для осадочных пород текстурные и структурные особенности, неоднородное строение пластов, резко меняющиеся мощности по простиранию — все это невозможно объяснить обычными процессами седиментации. Такие породы могли возникнуть, по нашему мнению, в результате подводного оползания пластичных (жидких) и хорошо слоистых осадков, сопровождавшегося иногда грандиозными обвалами; часть таких пластов могла образоваться за счет грязевых и мутьевых потоков. Хаотичная складчатость, сгустки, пятна неправильной формы, полосы, разнообразные колобковые образования, сложенные алевритистым и песчаным материалом — реликты первоначальной слоистой, текстуры.

В пользу подводных оползней свидетельствует и исчезновение по простираанию отдельных частей пакетов флишевых пород, разделяющих два смежных горизонта тиллитоподобных конгломератов. Это можно объяснить только тем, что пакет флиша, отложенный на предыдущем горизонте тиллитоподобных пород, при образовании следующего горизонта на отдельных участках был вовлечен в оползень и уничтожен, а оба горизонта на этих участках слились в один. Сильно деформированные фрагменты флиша, отмечаемые в основании верхнего горизонта,— яркое свидетельство этому.

Тиллитоподобные породы часто залегают среди аргиллитов или аргиллитового флиша и обнаруживают ясную связь с горизонтами, смятыми подводными оползнями, иногда перекрывая их. Все это указывает на то, что грязевыми и мутьевыми потоками грубообломочный материал из прибрежных зон переносился на значительные расстояния и что они возникли вслед за подводными оползнями. Подводные оползни зарождались (причиной возникновения их в ряде случаев были землетрясения) на склонах флишевых бассейнов, где уклон морского дна наибольший и поэтому подводные оползни могли перерасти в грязевые потоки, которые достигали глубоких частей морского бассейна. В этих частях морского бассейна, где шло накопление глин или глинистого флиша, уклон дна становился уже незначительным и осадок лишь более или менее сильно сминался в процессе оползания. Следует обратить внимание на то, что наши выводы об условиях формирования тиллитоподобных образований Гиссаро-Алая совпадают с представлениями Н. М. Чумакова (1964, 1965), основанными на детальном изучении докембрийских тиллоидов СССР.

Мореноподобные породы несколько иного облика встречены во флише северных склонов Зеравшанского (бассейн рек Мадм и Кум) и Туркестанского (бассейн сая Тарджилга) хребтов. По сая Тарджилга (бассейн р. Каравшин) псевдотиллиты слагают линзу мощностью около 100 м и протяженностью 250—300 м. Они состоят из хаотичного нагромождения мелких глыб, кусков, валунов и галек, в основном карбонатного состава. Значительно реже встречаются куски и отдельные пластины кремнистых пород и аргиллитов. Глыбы и куски обычно угловатые, неправильной формы, реже слегка окатанные, размером 0,5—5 м. Валуны и гальки различной степени окатанности, но преобладают плохо окатанные. Все это хаотическое нагромождение цементируется



Фиг. 2. Включения песчанистого материала в основной массе тиллитоподобных пород (Гиссарский хребет, р. Ханака)

обильной карбонатно-глинистой неравномерно песчанистой массой. Там же, где псевдотиллит состоит преимущественно из обломков и глыб карбонатных пород, роль цемента выполняет кальцит. В карбонатных обломках брекчии заключены фораминиферы нижнего и среднего карбона.

Тиллитоподобные породы в виде линзообразного тела залегают внутри аргиллитовой толщи. Мощность их непостоянная, от нескольких метров в районе выклинивания до 100 м в местах раздува. Контакт с подстилающими породами резкий и неровный. Верхняя поверхность относительно ровная, хотя и осложнена небольшими буграми и впадинами. В западном направлении они оканчиваются резко, в восточном — постепенно.

Наибольшее сходство с тиллитами устанавливается у пород, обнажающихся по долинам рек Мадм и Кум. Основная масса породы здесь представлена грязно-зеленоватым неслоистым аргиллитовым субстратом, неравномерно насыщенным алевритовыми, песчаными и гравийными зернами. Кластическая часть субстрата представлена угловатыми



Фиг. 3. Тиллитоподобная порода (Гиссарский хребет, р. Ханак)



Фиг. 4. Валун и мелкие глыбы песчаника среди тиллитоподобных пород (Зеравшанский хребет, р. Мадм)

Фиг. 5. Разрез обнажения флишевой толщи на левом борту р. Каравшин по саю Тарджилга (северный склон Туркестанского хребта)

1—конгломерато-брекчии подводно-оползневое происхождения; 2—конгломераты и гравелиты; 3—песчаники; 4—песчаники с редкими гальками; 5—аргиллиты; 6—тиллитоподобные породы; 7—флиш; 8—аргиллитовый флиш с включением редкой гальки

осколками кварца, полевых шпатов, кварцитов, олигомиктовых песчаников и пластинками мусковита. Обломки совершенно не отсортированы по размеру (0,01—1,0 мм), в основном угловатые или слабоокатанные.

В составе пелитового материала преобладает фракция 0,01—0,001 мм, представленная глинистыми минералами (гидрослюда, серицит, хлорит) и частицами того же состава, что и более крупный обломочный материал. Среди глинистого вещества всегда присутствует пирит в виде мельчайших вкрапленников, рассеянных по всей породе.

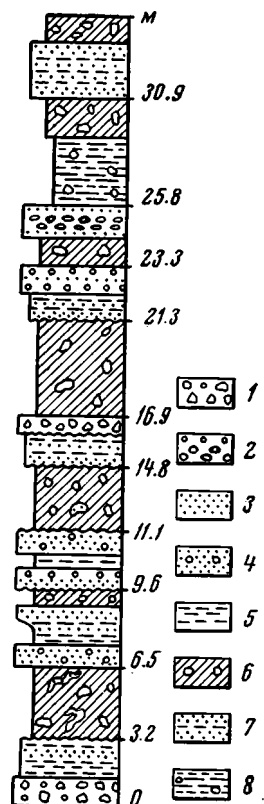
Песчано-алеврито-глинистая масса неравномерно, но довольно густо нашпигована обломками различной величины — от 1—2 см до глыб размером 1—5 м, сложенными преимущественно разнозернистыми песчаниками, гравелитами, очень редко известняками и кремнистыми сланцами (фиг. 3, 4). Обращает на себя внимание полное сходство обломков песчаников и гравелитов с аналогичными породами флишевой толщи.

Форма обломков самая различная: овальная, пластинчатая, резко угловатая и неправильная. В отдельных участках породы присутствуют линзы конгломератов полимиктового состава, где галька довольно хорошо окатана. Валуну утюгообразной формы и со штрихами, типичные для морен, нами не были встречены.

Характерный компонент описываемых пород — крупные известняковые глыбы и утесы, хаотично и неравномерно рассеянные по всей толще или образующие незначительные скопления. Основная масса глыб сложена известняками верхнего силура, нижнего — среднего девона и реже нижнего карбона. Размеры глыб варьируют в широких пределах от 3 до 300 м в длину.

Разгадка генезиса описанных пород на данном этапе изученности — довольно трудная задача.

Против ледникового происхождения этих и ранее описанных пород свидетельствуют: 1) теплый климат, существовавший на протяжении всего периода формирования флишевой формации, который подтверждается наличием биогермовых построек, растительными остатками, характерными для вестфальской флористической провинции, и высокой известковистостью осадков; 2) отсутствие «эзратической» гальки и валунов; 3) отсутствие остатков ледникового ложа, штрихованных и полированных галек и валунов; 4) явно морское происхождение осадков. Наблюдаемые в отдельных разрезах частое переслаивание «псевдотиллитов» с пакетами флиша (фиг. 5), линзообразная форма залегания, незначительное площадное распространение и обычно малые мощности тоже свидетельствуют против ледникового их происхождения. Можно, конечно, попытаться объяснить генезис «псевдотиллитов» не за счет мощного материкового оледенения, а за счет местных горных ледников. Но анализ тектонического развития Гиссаро-Алая, проведенный М. М. Кухтиковым (1968), привел его к выводу, что высоких гор в пе-



риод формирования флишевой формации на указанной территории не было. Таким образом, отпадает и этот вариант объяснения.

В последнее время ряд исследователей (Белостоцкий, 1967; Пейве, 1967) происхождение аналогичных мореноподобных образований среди флиша пытались объяснить мощными горизонтальными тектоническими перемещениями. Но с этим плохо согласуется: 1) часто линзобразная форма из залегающих; 2) отсутствие ориентировки зерен в основной глинистой массе таких пород и следов дробления, а они должны бы проявиться при значительных надвиговых перемещениях по глинистым породам; 3) присутствие хорошо окатанных галек и валунов.

Совершенно невозможно объяснить, на наш взгляд, с тектонических позиций и сложный состав тиллитоподобных конгломератов. Только подводные оползни в соединении с грандиозными обвалами в районе кордильер и грязевые потоки в состоянии создать такие механические смеси осадков различного гранулометрического состава. Причем, судя по всему, в оползни частично были вовлечены и флишевые осадки, уже несколько окаменевшие. На это же прямо указывает и минералогический состав псевдотиллитов — он совершенно аналогичен составу флишевых пород, т. е. они состоят из смеси тех осадков, из которых должны были бы образоваться флишевые породы при осадочной дифференциации.

Еще на одну деталь следует обратить внимание исследователей при объяснении генезиса описываемых пород — на их тесную связь с вулканогенными породами. Такую картину можно наблюдать в бассейне р. Кум (левый приток р. Зеравшан), где отмечается переход тиллитоподобных пород по простиранию в вулканогенные породы основного и среднего состава, которые содержат огромное количество известняковых глыб. На связь тиллитоподобных конгломератов с вулканогенными породами следует обратить особое внимание, ибо аналогичный парагенез отмечается и в других регионах (Чумаков, 1965; Сагиндыков, 1967; Dott, 1963). Возможно, разгадка этого совместного нахождения позволит частично решить и вопрос о генезисе этих образований. Одно несомненно: такие породы формировались в периоды наиболее активных тектонических движений, сопровождавшихся порой вулканизмом взрывного типа, что в свою очередь вызывало катастрофические землетрясения, которые и были причиной оползания жидких осадков и грандиозных обвалов. Отсюда и их связь с флишевыми формациями, которые, как известно, формируются в узких тектонически активных прогибах, ограниченных с двух сторон поднятиями.

Псевдотиллиты — характерный элемент флишевых осадков. Поэтому изучение их следует вести в тесной связи с вмещающими толщами. Только выяснив фациальные связи тиллитоподобных образований с сопутствующими им отложениями, можно понять их происхождение. Исследователь, занимающийся изучением аналогичных образований в геосинклиналях, никогда не должен забывать об этом, чтобы не впасть в грубую ошибку. В частности, если мы станем на позицию ледникового происхождения «псевдотиллитов», то придем к выводу о связи флиша с материковым оледенением, однако весь имеющийся в настоящее время материал противоречит этой мысли. Флиш, как показывает большинство исследователей, образуется обычно в довольно теплых морях и никакой связи с материковыми или горными оледенениями не имеет. Таким образом, совместное нахождение тиллитоподобных образований с флишем всегда должно настораживать исследователей и предупреждать их об опасности поспешных выводов по реконструкции климатических условий прошлого.

Полученные данные в процессе изучения тиллитоподобных образований Гиссаро-Алая и анализ материала, имеющегося в опубликованных работах, заставляют нас усомниться в ледниковом генезисе так на-

зываемых тиллитов, парагенетически связанных с флишем. Они образовались древними подводными оползнями осадков и порождаемыми ими грязевыми и мутьевыми потоками. Тиллитоподобные породы скорее говорят о существовании специфичных тектонических условий с определенным режимом седиментации, чем о ледниковой обстановке.

ЛИТЕРАТУРА

- Белостокский И. И. Тектонические покровы в бассейне р. Девола в Динаридах.— Геотектоника, 1967, № 6.
- Веретенников Н. В. Тиллитоподобные породы верхнего докембрия Белоруссии и их генезис.— В сб.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, «Наука и техника», 1968.
- Грецкая Т. А. Тиллиты и их значение для решения геологических задач. Общая геология. Стратиграфия, 1963—1964 гг. М., 1966.
- Григорьев В. Н., Семихатов М. А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1958, № 11.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, «Дониш», 1968.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Сагиндыков К. Вендская (нижекембрийская?) вулканогенно-терригенная железорудная формация типа Джетым-Тоо.— В сб.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе, «Илим», 1967.
- Чумаков Н. М. О значении тиллитоподобных пород для стратиграфии докембрия (Доклады советских геологов на XXII сессии МГК, проблема 10). М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Чумаков Н. М. О некоторых докембрийских тиллитоподобных породах СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 2.
- Шабалин В. В. Литологическая характеристика и вопросы генезиса так называемых «верхних тиллитоподобных конгломератов (байконурская свита, эокембрий)» в северо-восточной части хребта Джетым-Тоо (Тянь-Шань).— В сб.: Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. 4. Фрунзе, «Илим», 1964.
- Dott P. H. Squantum «tillite», Massachusetts—evidence of glaciation or subaqueous mass movements.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, № 9.

Институт геологии АН Таджикской ССР
Душанбе

Дата поступления
14.XII.1970

УДК 553.94 : 550.4

О СОРБЦИОННОЙ ЗОЛЕ, ГИГРОСКОПИЧЕСКОЙ ВЛАГЕ И СОДЕРЖАНИИ ГЕРМАНИЯ В КОМПОНЕНТАХ БУРОГО УГЛЯ

И. Н. СЕМАШЕВА, И. С. СОФНЕР

Цель настоящего сообщения — выяснение характера связей между органической и неорганической составными частями угля с тем, чтобы приблизиться к пониманию процессов, происходивших при их взаимодействии на начальных стадиях развития угольного пласта.

Физические и химические свойства угля, как и любого другого вещества, определяются составом и строением его молекулы.

Макромолекула угля состоит из ароматического ядра и боковых цепей, которые представлены различными функциональными группами. Наиболее реакционно-способны полярные группы (карбоксильные и фенольные гидроксилы).

В состав неорганической части угля входят минеральные примеси и влага.

Сорбционная зола. Кроме материнской золы, наиболее тесно связаны с органическим веществом угля минеральные компоненты, поглощенные органическими коллоидами из растворов на ранних стадиях углеобразования и составляющие сорбционную золу угля (Семашева, Софиев, 1966; Юдович, Шесткевич, 1966; Юдович, 1968).

В период накопления сорбционной золы силы взаимодействия между растворенными неорганическими компонентами и органическим гелем оказываются выше сил кристаллизации. Поэтому в данный период не происходит минералообразования. Все минеральные компоненты раствора захватываются и связываются органическим коллоидом, образуя сорбционную золу.

Аутигенный же и особенно инфильтрационный виды золы (Юдович, Шасткевич, 1966; Юдович, 1968), которые отложились в угле из растворов, но уже после завершения процессов торфообразования, представлены, в отличие от сорбционной золы, аутигенными минералами. Уже сам этот факт говорит о том, что в рассматриваемый период интенсивность процессов взаимодействия между органической и минеральной составными частями угля была невысокой. Поэтому для разрешения поставленной задачи мы по возможности старались избавиться от влияния указанных видов минеральных веществ и от терригенной золы.

Аутигенный, инфильтрационный и терригенный виды минеральных примесей в углях можно обнаружить визуально или под микроскопом, в то время как сорбционная зола не обнаруживается даже при сильном увеличении. Поэтому одним из характерных признаков присутствия в них сорбционной золы является резкое несоответствие между незначительным количеством (или отсутствием) обнаруживаемых под микроскопом минеральных примесей в угле и высокой зольностью последнего.

Наиболее подходящий объект для изучения, содержащий сорбционную золу, — захороненные в угле гелифицированные древесные стволы. Содержание общей золы в них после тщательной очистки от минеральных включений 3,9—16,5%. Таким образом, можно считать, что отобранные пробы содержали только два вида золы: материнскую и сорбционную.

Поскольку от материнской золы физическими методами освободиться невозможно, а ее среднее содержание и дисперсия достаточно низки (Семашева, Софиев, 1962), в дальнейшем изложении мы содержанием материнской золы пренебрегаем и всю величину зольности очищенных компонентов угля условно относим к сорбционной золе.

Кроме гелифицированных стволиков нами были отобраны также их фюзенизированные фрагменты.

Сорбционная зола состоит из макро- и микроэлементов. Вопрос о характере их связей с веществом угля неоднократно обсуждался в литературе, но окончательного разрешения не получил. Поэтому изучение сорбционной золы с этой точки зрения может представить определенный интерес.

Влага. В недрах земной коры органическое вещество находится в тесном контакте и взаимодействии сначала с торфяными, а затем с грунтовыми водами угельного пласта.

В торфянике вода является составной частью коллоидного вещества торфа. По мере развития процессов диагенеза и углефикации органическое вещество теряет часть воды в результате отщепления гидроксильных и других групп, старения коллоидов, отжимания и т. п.

В капиллярно-пористых телах, к которым относится и бурый уголь, П. А. Ребиндер выделяет три основные формы связи воды: химическую, физико-химическую и физико-механическую.

Вода химически-связанная образует так называемые поверхностные окислы — кислородсодержащие радикалы, присоединенные к отдельным атомам углерода. По современным представлениям, кислородсодержа-

шие радикалы — первичные адсорбционные центры поверхности (Дубинин, 1957). Этот вид влаги наиболее прочно связан с макромолекулой угля.

К физико-химической форме связи относится адсорбционная и капиллярно-связанная вода. Адсорбированные молекулы воды — вторичные адсорбционные центры. Последние в свою очередь могут удерживать другие молекулы воды за счет водородных связей. В результате образуются комплексы ассоциированных молекул воды — «рой молекул», что обуславливает объемное заполнение адсорбционного пространства микропор. Естественно, что прочность связи адсорбционных молекул воды зависит от пространственного их положения относительно активных центров и может колебаться в широких пределах.

Наиболее слабыми силами связана вода, удерживаемая на поверхности угля механически.

Такое деление влаги на три типа, конечно, условно. Резкой границы между ними нет. Наибольшее количество воды в буром угле приходится на сорбционно-связанную (гигроскопическую) влагу.

Из сказанного следует, что влага активно взаимодействует с поверхностными силами угля в соответствии с химической природой последних и поэтому может явиться косвенным их показателем.

Материалом исследования послужили 105 проб витринита и 28 проб фюзинита, в которых были определены гигроскопическая влага (при относительной влажности воздуха 55—65%), зола и содержание германия (колориметрическим методом).

Кроме того, в золах 27 проб витринита было определено содержание SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , Fe_2O_3 . Для содержаний $A_{\text{сорб}}$, $W_{\text{гигр}}$, Ge, а также групп OH и COOH ранее нами были рассчитаны функции статистического распределения (Семашева, Софиев, 1966).

Количество адсорбированных углем элементов и влаги зависит от двух групп факторов: свойств поверхности и свойств среды.

Если допустить, что на небольшом участке месторождения в период сорбции элементов условия среды были постоянными, концентрация в угле всех тех компонентов, которые связаны с его органическим веществом, должна зависеть только от свойств самого угля.

Чтобы исключить влияние среды, нами было отобрано пять проб витринита из одного гелифицированного стебля длиной 20 см и толщиной 3 см, которые в течение всей геологической истории угольного пласта находились в одинаковых условиях.

Т а б л и ц а 1

Характеристика проб, отобранных из одного гелифицированного стебля

№ пробы	Содержание, %					
	гелифицированного вещества	функциональных групп (на органическое вещество)		Ge, на золу	$W_{\text{гигр}}$	$A_{\text{сорб}}$
		ОН	COOH			
43	66,0	6,9	0,7	1,1	8,1	12,1
48	73,0	7,5	0,7	1,2	7,1	10,2
44	82,0	8,0	0,7	2,0	8,4	7,8
45	87,0	8,1	0,8	2,7	8,8	6,9
47	91,0	8,3	0,8	5,5	8,9	6,3

Из табл. 1 видно, что по мере увеличения в пробах функциональных групп растут содержания гигроскопической влаги и Ge и падает величина сорбционной золы.

Можно предположить, что это обусловлено влиянием кислых функциональных групп (ОН, COOH), положительным по отношению к влаге и германию и отрицательным по отношению к сорбционной золе.

Для выяснения физической сущности подобного явления мы попытались экспериментальным путем изучить поверхностные свойства рассматриваемых углей, воспользовавшись хорошо известным методом определения электрокинетического потенциала:

Из физической химии (Воюцкий, 1964) известно, что явления осмоса (просачивание жидкости сквозь высокодисперсную среду) и фореза (движение частиц коллоидной размерности в жидкости) вызваны действием одних и тех же поверхностных сил и связаны с электрокинетическими явлениями, происходящими в дисперсных системах. Поэтому нет принципиальной разницы в том, каким из способов изучать поверхностные свойства угля с помощью измерений электрокинетического потенциала.

В природных условиях грунтовые воды просачиваются сквозь пласт угля. В нашем опыте изучалась скорость движения тончайших угольных частиц в растворе под действием разности потенциалов. Физическая сущность происходящих на их поверхности явлений от этого не меняется.

Как известно, на границе раздела твердой и жидкой фаз возникает двойной электрический слой, который состоит из внутренней части, относящейся к твердой фазе, и сорбированной гидратной оболочки. Последняя в свою очередь разделяется на два слоя: плотный и диффузный.

При перемещении жидкости по отношению к твердому телу (или наоборот) движение происходит не по контакту твердой и жидкой фаз, а на границе между плотным и диффузным слоями сорбированной оболочки двойного электрического слоя. В результате происходит смещение ионов диффузного слоя и возникает разность потенциалов (электрокинетический или дзета-потенциал).

Со структурой двойного электрического слоя тесно связаны явления адсорбции. Поэтому интересно было рассмотреть также влияние дзета-потенциала на сорбцию германия углем.

Значение дзета-потенциала¹ определялось в аппарате Бертона для тонких суспензий витринита при разных величинах рН.

Расчеты производились по формуле Гельмгольца-Смолуховского (Путилова, 1943):

$$\xi = \frac{4\pi}{81} u \text{ CGSE},$$

где u — катафоретическая скорость, определяемая по формуле:

$$u = \frac{S}{tH},$$

где S — путь, пройденный суспензией, мм; t — время, сек; H — градиент потенциала, вольт/см.

Наивысший потенциал (фигура) наблюдался при рН=6,1, что можно объяснить появлением в этих условиях на поверхности угля толстого диффузного слоя. Примерно в этой же области поглощение германия минимальное. Отсюда можно предположить, что толстый диффузный слой препятствует сорбции германия углем.

В сильноокислой и щелочной средах (рН=3—10), где замеренный потенциал равен или близок к нулю, уголь обладает наилучшей погло-

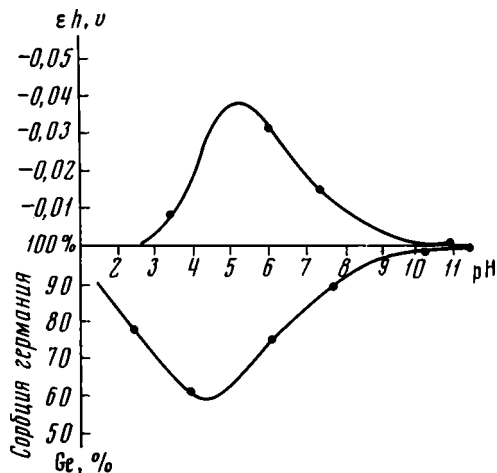
¹ Известно, что электрокинетические явления возникают при движении в жидкости частиц коллоидной размерности. В нашем случае под действием разности потенциалов перемещались тончайшие частицы угля. Поэтому замеренные нами значения, строго говоря, являются некоторым приближением к истинным значениям дзета-потенциала.

тельной способностью по отношению к германию². Низкие значения дзета-потенциала в сильноокислой и щелочной областях объясняются отсутствием диффузной части двойного слоя, благодаря перемещению ионов в плотную его часть. Поэтому можно думать, что интенсивная сорбция германия углем в сильноокислой и щелочной средах связана с уменьшением толщины двойного электрического слоя в этих условиях.

Учитывая положительную корреляцию германия с функциональными группами угля (см. табл. 1), можно предположить, что с уменьшением толщины диффузной части двойного электрического слоя ионы или нейтральные молекулы германия, приближаясь к поверхности угля, получают возможность вступить во взаимодействие с его функциональными группами. Увеличение же толщины диффузного слоя препятствует приближению германия к функциональным группам, но вместе с тем создает благоприятные условия для сорбции веществ, удерживаемых на поверхности угля электростатическими силами.

Отрицательная корреляция между функциональными группами и величиной сорбционной зольности говорит об отсутствии между ними непосредственной связи и в то же время позволяет предположить, что микроэлементы золы связаны с углем посредством сил, проявляющихся в условиях, когда активность функциональных групп подавлена. Такими силами, как было показано выше, могут быть электростатические силы адсорбции в двойном электрическом слое.

Если на поверхности вещества действуют два типа сил, которые проявляют себя во взаимоисключающих условиях, то ясно, что с увеличением роли одного типа соответственно должна уменьшиться роль другого. Поэтому активизация функциональных групп неизбежно должна



Зависимость дзета-потенциала (в вольтах) и сорбции германия (%) от pH

Таблица 2

Коэффициент корреляции в пробах витринита и фюзинита

Отношения компонентов	Значения коэффициентов корреляции	
	витринит (105 проб)	фюзинит (28 проб)
$W_{гигр}-Ge$	+0,21	+0,38
$A_{сорб}-Ge$	-0,44	-0,51
$W_{гигр}-A_{сорб}$	-0,12	-0,12

Таблица 3

Коэффициенты корреляции между компонентами сорбционной золы витренов (27 проб)

Отношение компонентов	Значения коэффициентов корреляции		Отношение компонентов	Значения коэффициентов корреляции
SiO_2-Ge	-0,45		$CaO-Ge$	-0,12
Al_2O_3-Ge	-0,49		Fe_2O_3-Ge	+0,19
$MgO-Ge$	-0,45			

повлечь за собой подавление электростатических сил. Отсюда следует, что интенсивное связывание германия функциональными группами угля должно протекать на фоне ослабленной сорбции макроэлементов сорбционной золы и наоборот. Другими словами, между концентрацией гер-

² Для определения влияния pH на сорбцию германия навески в 1 г тонкоизмельченных проб витринита обрабатывали 10 мл раствора двуокиси германия с концентрацией 10 г/мл и разными значениями pH и настаивали в течение суток.

мания и величиной сорбционной зольности угля должна существовать обратно пропорциональная зависимость. Подобная зависимость в действительности имеет место и обнаруживается при рассмотрении коэффициентов корреляции между $A^{\text{сорб}}$ и Ge в пробах витринита и фюзинита (табл. 2).

Анализируя данные табл. 1, видим, что в общем содержание гигроскопической влаги, как и германия, растет с увеличением функциональных групп.

Это, по-видимому, обусловлено тем, что вода, являясь полярным веществом, фиксируется углем не только по месту расположения первичных, но и вторичных адсорбционных центров. Поэтому между гигроскопической влагой и германием в свою очередь имеется положительная корреляция (см. табл. 2). Однако ее, разумеется, не следует принимать за непосредственную связь германия с молекулами воды. Эта связь, как и отрицательная связь германия с сорбционной золой, — косвенная.

Положительный характер косвенной связи германия с влагой говорит о том, что их совместное присутствие в угле не исключает друг друга. Отсюда следует, что германий взаимодействует с функциональными группами угля как-то иначе, чем влага.

Косвенная связь между гигроскопической влагой угля и концентрацией германия менее тесная, чем связь между сорбционной золой и германием (см. табл. 2), и, по-видимому, вследствие этого ее наличие никем не было отмечено ранее. Вместе с тем эта вполне реальная зависимость обусловлена непосредственной связью германия и некоторой части влаги с одними и теми же активными центрами поверхности угля — его функциональными группами.

Возвращаясь к вопросу о косвенных связях между сорбционной зольностью и германием, интересно рассмотреть корреляцию последнего и с макрокомпонентами сорбционной золы.

Из табл. 3 видно, что с алюминием, кремнием и магнием германий связан довольно сильной, а с кальцием — более слабой отрицательной зависимостью. В сумме три первых элемента составляют 76,0% от величины сорбционной зольности витренов.

С железом, на долю которого приходится всего 3,5% величины сорбционной зольности, германий связан слабой положительной зависимостью.

Из сказанного следует, что в сорбционной золе кремний, алюминий и магний — элементы-антагонисты по отношению к германию. Это объясняется принципиальным различием в характере их связи с веществом угля. Макроэлементы золы (Si, Al, Mg), по-видимому, накапливаются в диффузной части двойного электрического слоя, а германий и прочно удерживаемая углем вода — в сфере влияния функциональных групп. Геохимическая позиция железа и основной части кальция в данном случае не совсем ясна.

Выводы. 1. Экспериментально установлено, что на поверхности витринита бурого угля действуют электростатические силы адсорбции и активные центры, обусловленные наличием функциональных групп. Первый тип сил наиболее активен в слабокислой и щелочной средах.

2. Показано, что германий и часть молекул воды взаимодействуют с углем с помощью реакционно-способных кислородсодержащих функциональных групп (ОН, СООН), а макроэлементы сорбционной золы (Si, Al, Ca, Mg) — электростатических сил. Этим обусловлена положительная корреляция германия с гигроскопической влагой и отрицательная — германия с сорбционной золой и гигроскопической влаги с сорбционной золой.

3. Показано, что величины гигроскопической влаги угля и сорбционной золы могут служить косвенными показателями, характеризующими сорбционные свойства угля.

- Воюцкий С. С. Курс коллоидной химии. М., «Химия», 1964.
- Дубинин М. М. Поверхностные окислы и адсорбционные свойства активных углей.— В сб.: Поверхностные химические соединения и их роль в явлениях адсорбции. М., 1957.
- Путилова И. Н. Руководство к практическим занятиям по коллоидной химии. М., Госхимиздат, 1948.
- Семешева И. Н., Софиев И. С. О сорбционной золе угля.— Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 3.
- Семашева И. Н., Софиев И. С. Сорбционные свойства компонентов бурого угля и накопление германия.— Литол. и полезн. ископ. 1966, № 6.
- Юдович Я. Э. Геохимические ассоциации типоморфных элементов примесей в углях и связанные с ними генетические проблемы.— В сб.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных функций Якутии. Якутск, 1968.
- Юдович Я. Э., Шасткевич Ю. Г. Зольность углей и содержание в них редких элементов.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1966, № 9.

Институт геологии и геофизики
АН УзССР
Институт химии АН УзССР
Ташкент

Дата поступления
10.II.1970

УДК 552.313(574.3)

ПЕПЛОВЫЙ ГРАД В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИБАЛХАШЬЯ (КАЗАХСТАН)

М. Н. ЩЕРБАКОВА

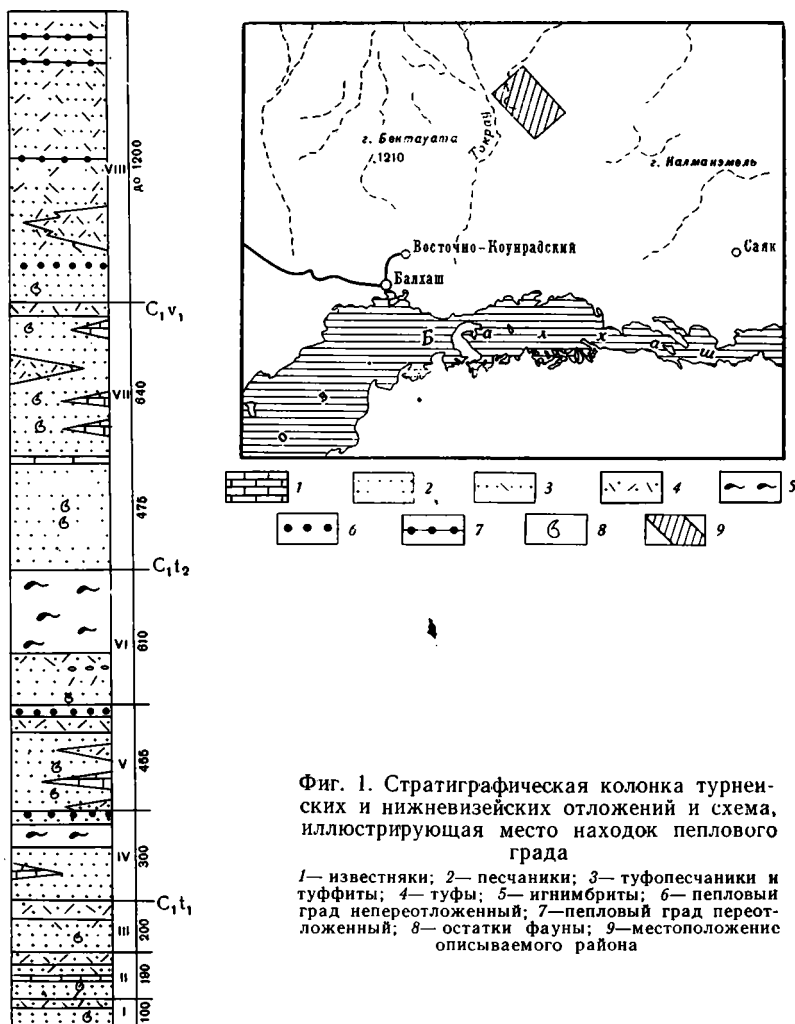
Пепловый град¹ описан в ряде работ зарубежных и советских исследователей (Моогс, Реск, 1962; Котова, 1966 и др.). Он представляет собой шарики слипшегося тонкого пепла, выпадающие в результате прохождения капель дождя через эруптивную тучу. Находки пеплового града в большинстве случаев были приурочены к вулканогенно-осадочным наземным образованиям. Пепловый град был обнаружен нами также в типичных морских вулканогенно-осадочных отложениях Северного Прибалхашья; их описанию и посвящена настоящая заметка.

Разрез (фиг. 1) нижнекаменноугольных отложений Прибалхашья достаточно сложен. Наиболее древние отложения, среди которых обнаружен пепловый град, относятся к верхам нижнего турне. Туфы, заключающие пепловый град, залегают непосредственно выше игнимбригов, которые извергались на границе нижнего и верхнего турне.

Пепловый град в этой части разреза представляет собой породу серого цвета, на фоне основной массы которой выделяются отдельные крупные градины размером до $2 \times 1,5$ см. Наряду с хорошо сохранившимися градинами встречаются осколки их. В разрезе видно, что градины состоят из ядра — более светлого — и оболочки. Толщина оболочки примерно в 4 раза меньше размера ядра. На поверхности напластования град выглядит как гальки.

Нижнетурнейские отложения были прослежены нами по простиранию более чем на 20 км. Туфы с пепловым градом встречаются на одном стратиграфическом уровне лишь на протяжении 5,5 км (фиг. 2) и, следовательно, не пользуются повсеместным площадным распространением.

¹ Термин «пепловый град» предложен Л. Н. Ботвинкиной и хорошо отражает сущность явления, при котором он образуется.



Фиг. 1. Стратиграфическая колонка турненских и нижневизейских отложений и схема, иллюстрирующая место находок пеплового града

1— известняки; 2— песчаники; 3— туфопесчаники и туффиты; 4— туфы; 5— игнибриты; 6— пепловый град непереотложенный; 7— пепловый град переотложенный; 8— остатки фауны; 9— местоположение описываемого района

Петрографические признаки туфов, содержащих включения пеплового града, — оплавленная форма кристаллических обломков, неправильная, изометричная и остроугольная форма литических и, наконец, форма витрических обломков в виде черепков, рогулек — позволяют относить их к континентальным образованиям.

Отложения с пепловым градом выше резко сменяются нормально-осадочными породами — песчаниками с богатой морской фауной брахиопод, кораллов и криноидей. Накопление песчаников, охарактеризованных морской фауной, связывается с максимумом трансгрессии, знаменующей начало развития следующего ритма отложений.

Выше по разрезу пепловый град встречен в отложениях, соответствующих нижней части верхнего турне. Здесь, среди вулканогенно-осадочных пород отмечены пепловые туфы с пепловым градом. Эти отложения в этой части разреза голубовато-серые. На свежем сколе порода темно-серая. Градины распределены в породе крайне беспорядочно. Размер отдельных градин до 1—2 см (0,8×0,6; 1,3×0,9; 5×1,1). Много градин раздробленных. Оболочка градин более темная, имеет четко выраженное концентрическое строение.

Выше по разрезу отложения с пепловым градом сменяются туфопесчаниками, которые в свою очередь перекрыты нормально-осадочными

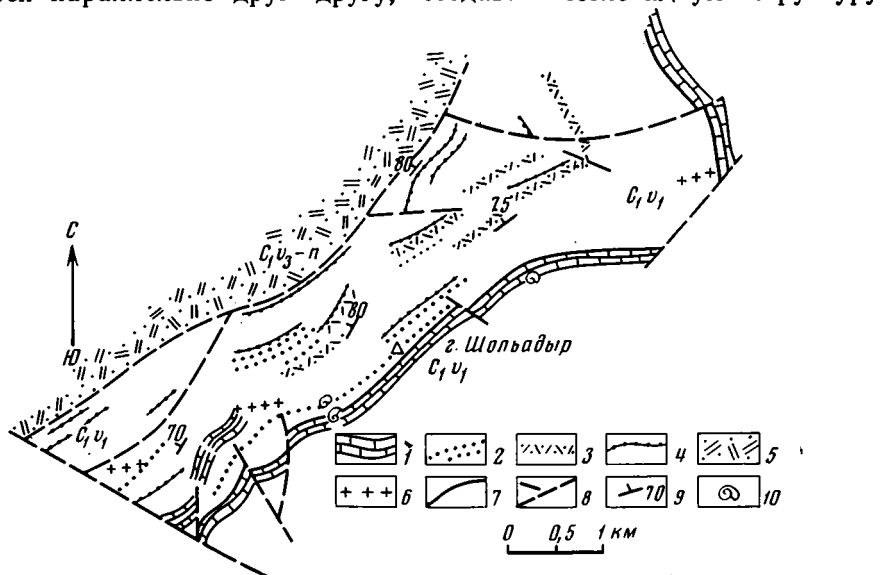
Фиг. 2. Схема распространения пеплового града в нижнетурнейских отложениях западные горы Котанбулак

1—красноцветные песчаники; 2—туфы с пепловым градом; 3—песчаники; 4—известняки; 5—граница между разновозрастными образованиями; 6—тектонические контакты; 7—элементы залегания пластов; 8—места находок ископаемых остатков

породами — песчаниками и алевролитами с обильной и разнообразной морской фауной брахиопод, пелеципод, трилобитов и криноидей.

В отложениях нижнего визе (фиг. 3) пепловый град встречен на разных стратиграфических уровнях. В основании этой части разреза он заключен в континентальных пепловых туфах. В породе отмечается большое количество раздробленных градин. Сохранились отдельные, достаточно крупные градины до $1,3 \times 0,9$ см. Основная масса градин размером $0,7 \times 0,5$ см. Град состоит из ядра и оболочки, размеры которых соответственно 0,7 и 0,15 см.

Выше по разрезу пепловый град заключен в морских вулканогенно-осадочных породах — туффидах и туфоалевролитах, часто с остатками морской фауны. Градины в значительной степени насыщают эти породы, плотно соприкасаются между собой, вытянуты и ориентированы по длинной оси параллельно друг другу, создавая четковидную структуру.



Фиг. 3. Схема распространения пеплового града в нижневизейских отложениях в районе Шольадыр

1— известняки; 2— песчаники; 3— туфы липаритовых порфиров; 4— пепловый град; 5— туфы липарито-дацитового состава; 6— дайки гранит-порфиров; 7— граница между разновозрастными образованиями; 8— тектонические контакты; 9— элементы залегания пластов; 10— места находок ископаемых остатков

Ориентировка градин параллельна горизонтальной слоистости пород. Создается впечатление, что они сортированы по крупности. По сравнению с пепловым градом, описанным из лежащей ниже части разреза, пепловый град из нижневизейских отложений состоит из цельных градин.

Мощность отдельных пластов вулканогенно-осадочных пород с пепловым градом 15 см — 5 м.

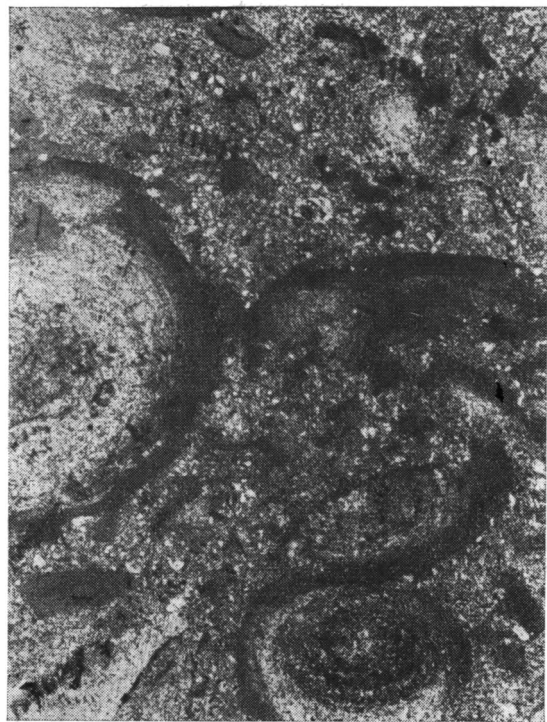
В изученном нами разрезе сочетаются вулканогенные (преимущественно вулканокластические), вулканогенно-осадочные (туффы и туфопесчаники) и осадочные (преимущественно обломочные) породы.

В разрезе выделен ряд ритмов (Щербакова, 1970). Началу ритмов соответствует обстановка прибрежной зоны морского бассейна с

накоплением в нем нормально-осадочных пород. По мере развития морских условий отмечается углубление бассейна. В дальнейшем начинает развиваться поднятие, сопровождающееся усилением вулканической деятельности и регрессией. Завершается цикл континентальными условиями, характеризующимися максимальной вспышкой вулканизма, чему соответствуют целиком вулканогенные части разреза, включая игнимбриты (Щербакова, 1968).

Сказанное выше позволяет думать, что положение пепловых туфов с пепловым градом вполне закономерно в разрезе. Выбросы пепла имели место в этапы постепенного затухания вулканической деятельности, максимум которой приводил к эксплозиям более грубого пирокластического материала и извержениям игнимбритов.

По-видимому, когда происходило быстрое захоронение выпавших пепловых ту-



Фиг. 4. Туф с пепловым градом из нижнетурнейских отложений

Обращает на себя внимание большое количество обломков раздробленных градин, шлиф без анализатора

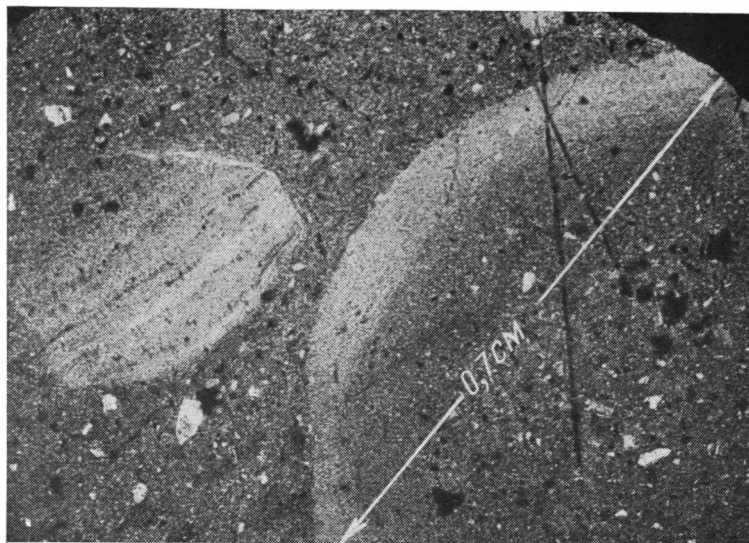
фов, пепловый град не успевал переотложиться. Это имело место в рассматриваемом районе на протяжении времени, соответствующего нижнему и верхнему турне. Позднее, в нижнем визе, условия осадконакопления, видимо, изменились — выпавший пепловый град, частично захороняясь в пепловых туфах, испытывал также и переотложение, что приводило к его накоплению в морских вулканогенноосадочных породах.

Туфовые и игнимбритовые образования в изученном районе широко распространены по площади. В сравнении с ними район находок с пепловым градом достаточно локализован и составляет несколько квадратных километров. За пределами этой территории в разновозрастных накоплениях град не отмечается.

При микроскопическом изучении рассматриваемых пород обращает на себя внимание, что внутренние структуры градин из различных частей разреза, встреченных в ассоциации с породами разного генезиса, удивительно сходны. Под микроскопом хорошо различается витрокластическая туфовая структура, состоящая из кластических фрагментов девитрифицированного стекла с небольшой примесью кристаллокластов — кварца и плагиоклаза. Как правило, каждая градина состоит из относительно однородного, неструктурного ядра, которое окружено оболочкой концен-

грического сложения, состоящей из нескольких слоев, различающихся сортировкой слагающего их материала. Отдельные слои хорошо подчеркиваются рудной пылью.

Когда градины заключены в пепловых туфах, материал, слагающий центральную часть градины, сходен с самим пепловым туфом. И так, когда «цемент» и ядро градины находятся в непосредственном контакте, что имеет место в сломанных градинах, их границы практически неразличимы.



Фиг. 5. Туффит с пепловым градом из нижневизейских отложений. Обращает на себя внимание окатанность обломка градины, шлиф, без анализатора

Таким образом, отмечается большое микроскопическое сходство пеплового града непереотложенного (из континентальных пепловых туфов) (фиг. 4) и переотложенного (из морских туффитов и туфоалевролитов) (фиг. 5). Макроскопически различия проявлены четче. Первично отложенный пепловый град в континентальных отложениях характеризуется присутствием несортированных градин, наличием большого количества раздробленных градин, отсутствием определенной ориентировки их в породе и, наконец, меньшим по сравнению с переотложенным насыщением породы градинами.

Переотложенный пепловый град, встреченный среди морских вулканогенно-осадочных пород, отличается сортировкой градин по размеру, ориентировкой их параллельно слоистости, а также практически отсутствием раздробленных градин. Градины не меньше чем на 35% насыщают вмещающую их вулканогенно-осадочную породу.

Химические анализы изученных нами пеплов показали, что по составу они соответствуют липаритовым порфирам с содержанием SiO_2 до 76,74%, Al_2O_3 — 12,35%, крайне низко содержание Fe_2O_3 и FeO — до 1,98% (в сумме). Сумма щелочей 6,18% при резком преобладании Na_2O — 6% и понижением содержания K_2O — менее 1%.

Предшествующие им по времени извержения игнимбриты также характеризовались повышенным содержанием SiO_2 70,90—73,70%, при содержании окислов Al_2O_3 12,92—14,24%, Fe_2O_3 1,42—1,7%, FeO 1,1—1,26%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 7,82—8,99%.

Данные химических анализов указывают на большое сходство игнимбритов, зернистых и пепловых туфов с градом.

Таким образом, в рассмотренном разрезе пепловый град ассоциируется с континентальными вулканокластическими образованиями (пепловыми туфами) и морскими вулканогенно-осадочными породами (туффитами, туфоалевролитами). На заключительной стадии развития геосинклинали происходили как эксплозии игнимбритов и зернистых туфов кислого, липарит-дацитового состава, так и извержения пелийского типа, приводившие к накоплению также кислых по составу туфов, выпадавших воздушным путем.

ЛИТЕРАТУРА

- Котова Л. Н. Пепловые лапилли из девонской вулканогенно-осадочной серии хр. Тарбагатай. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 2.
Щербакова М. Н. Комплексы вулканического шельфа на примере среднепалеозойских отложений Северного Прибалхашья. — Литол. и полезн. ископ., 1968, № 3.
Щербакова М. Н. К вопросу о ритмичности геосинклинальных вулканогенно-осадочных отложений. — Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1.
Moore J. Y., Peck D. L. Accretionary lapilli in volcanic rocks of the Western Continental United States. J. Geol., 1962, v. 70, No. 2.

Государственный университет
Москва

Дата поступления
16.III.1970

УДК 552.313(470.5)

АПОГИАЛОКЛАСТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

(Магнитогорский мегасинклиорий)

Т. А. ВОЗНЕСЕНСКАЯ

За последнее время возрос интерес к гиалокластическим образованиям базальтового состава, которые встречаются в геосинклинальных отложениях и осадках современных океанов. Количество находок этих пород непрерывно растет. Генетически они связаны с разными типами вулканической деятельности, что очень важно при палеовулканологических и палеогеографических реконструкциях.

Гиалокластические образования распространены на Южном Урале. Они обнаружены в эффузивно-туфово-карбонатном комплексе пород березовской свиты (верхний турне — нижний визе), широко развитом в Магнитогорском мегасинклиории, восточнее его приосевой части, и принадлежат трем генетическим типам отложений.

Один из типов гиалокластических накоплений приурочен к лавовым потокам основного состава. Т. А. Смирнова (1966), изучавшая эффузивные образования березовской свиты, отмечает наличие довольно мощных шлаковых слоев (2—2,5, иногда до 4 м) в кровле и гораздо реже маломощных шлаковых накоплений в подошве некоторых лавовых потоков микродиабазов. Она дает петрографическую характеристику шлаков, которые связаны с эффузивной вулканической деятельностью.

Другой тип гиалокластических образований — основная составная часть пирокластических накоплений, иногда нацело слагающая последние; это результат эксплозивной вулканической деятельности, характеризующейся выбросами обрывков лав или шлаков.

Особое место в ряду гиалокластических накоплений занимают породы, сформировавшиеся в результате эксплозивно-эффузивных явлений,

происходящих на дне моря; обломочная структура таких стекловатых пород образуется главным образом вследствие грануляции и фрагментации магматического расплава при быстром охлаждении. А. Ритман предложил для обломочных стекловатых пород, образованных таким способом, использовать термин «гиалокластит», а Д. Карлайл (Carlisle, 1963) — «аквагенный туф».

Здесь рассматриваются гиалокластические образования двух генетических типов: шлаковые туфы и аквагенные гиалокластиты — их стратификация, петрографический состав и вторичные изменения.

Шлаковые туфы. Эти породы встречаются на разных стратиграфических уровнях березовской свиты. Они образуют отдельные линзы среди лавовых потоков и прослои в толще вулканогенно-осадочных пород. Их мощность варьирует от нескольких до 50, а иногда до 200 м. По характеру стратификации, некоторым петрографическим особенностям и условиям формирования можно выделить две разновидности шлаковых накоплений.

Первая разновидность. Шлаковые туфы характеризуются крупной и неясно выраженной горизонтальной слоистостью. Им свойственна скорлуповато-эллипсоидальная отдельность. Среди них присутствуют линзы туфов галечно-гравийной размерности с обилием резургентного материала. Такого типа отложения встречаются на левобережье р. Урала, в 1 км выше устья р. Худолаза. Здесь выше серии основных лав после высыпок черных и серых известняков (ширина выхода 2 м) залегают (снизу вверх):

1. Зеленые туфы с характерной скорлуповато-эллипсоидальной отдельностью; в низах пачки преобладают крупно-среднезернистые разновидности с линзами более грубого материала, причем в последнем большая роль принадлежит резургентным обломкам диабазов и диабазовых порфиритов и единичным обломкам кислых пород с трахитоидной основной массой. Постепенно вверх по разрезу происходит утонение пирокластического материала 20

2. Темно-лиловые шлаковые туфы резко отличаются по характеру выходов от вмещающих их зеленых туфов; они имеют среднелитчатую отдельность с линзовидными прослоями тонколитчатых разновидностей. В верхней части пачки обнаружен пепловый град. В латеральном направлении лиловые туфы переходят в зеленые и приобретают скорлуповато-эллипсоидальную отдельность 15

3. Зеленые туфы, аналогичные слою 1 6

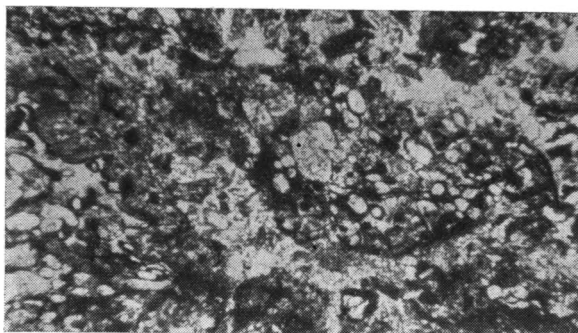
4. Темно-серые шлаковые туфы, плохо сортированные 1

Эта же пачка туфов обнажается в 1 км южнее, по правобережью р. Худолаза; мощность ее здесь более 200 м.

Главенствующая роль в этих накоплениях принадлежит зеленым шлаковым туфам. Они состоят преимущественно из обломков вулканического стекла разнообразной формы: изометричной, уплощенной и лентовидной (фиг. 1). Почти все обломки имеют тонкопористую либо шлаковую текстуру, часто наблюдается флюидальность, подчеркиваемая субпараллельным расположением кристаллов плагиоклаза и уплощенных миндалин. Стекло раскристаллизовано в разной степени, в нем присутствуют плагиоклазы и моноклинные пироксены; структура основной массы обломков гиалопилитовая и витрофировая. Для пород характерна эпидотизация. Она проявляется неравномерно, но вполне закономерно: центральная часть обломков выполнена криптокристаллическими выделениями, вероятно, цоизита, ближе к периферии развиты буровато-желтые мелкокристаллические агрегаты эпидота. Внешняя оболочка обогащена окислами железа. Следовательно, в шлаках происходил процесс перераспределения железа и обогащения им периферических частей обломков. Миндалины имеют моно- или полиминеральное выполнение: это либо мелкокристаллический альбит, либо хлорит, либо минералы группы эпидота

(иногда пумпеллиит), либо сочетание перечисленных выше минералов. Цемент представлен новообразованным альбитом, минералами эпидотовой группы и крупнокристаллическим кальцитом.

В отличие от зеленых шлаковых туфов лиловые наиболее обогащены окислами железа, которые образуют гематитовые корки по периферии обломков стекла и которыми насыщен цемент; кроме того, в цементе лиловых туфов полностью отсутствует кальцит. Обнаруженный в них пепловый град, сформированный в эруптивной туче, позволяет говорить об



Фиг. 1. Шлаковый туф, состоящий из обломков сильно-пузырчатого вулканического стекла
Шлиф, николь один, $\times 50$

субаэральном характере эксплозивной вулканической деятельности, а обогащение туфов окислами железа, вероятно, связано с процессом окисления обломков, которому могло содействовать выделение газов, способствующих быстрому окислению шлаков даже при небольших температурах (Влодавец, Флоренский, 1964).

Вторая разновидность. Хорошо стратифицированные шлаковые туфы характеризуются мелкой горизонтальной слоистостью. Им подчинены прослои неслоистых туфов, имеющих мелко- и среднеплитчатую отдельность. Примером могут служить отложения, развитые в низах разреза березовской свиты на правобережье р. Урала, ниже пос. Грязнушинского.

В этом разрезе Г. А. Смирновым и Т. А. Смирновой (1967) выделено около 60 потоков микродиабазов общей мощностью примерно 350 м. Потоки либо непосредственно налегают один на другой, либо разделены прослоями и линзами туфов, туффитов и известняков. Рассматриваемые шлаковые туфы залегают в нижней части указанного разреза над известняками, контакт с которыми не обнажен; разрез туфовой пачки имеет трехчленное строение (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Светло-зеленые шлаковые туфы алевро-пелитовой структуры с четко выраженной горизонтальной слоистостью (мощность слоев 1 мм — 1 см), обусловленной изменением гранулометрии	1,5
Не обнажено 2 м.	

2. Серовато-зеленые мелко-, среднезернистые шлаковые туфы, имеющие среднеплитчатую отдельность. Разный гранулометрический состав обуславливает горизонтальную слоистость. Верхние 0,5 м сложены пестроокрашенными горизонтальнослоистыми шлаками. Темно-лиловый цвет преобладает над серовато-зеленым	2,5
---	-----

3. Серовато-зеленые шлаковые туфы алевро-песчаной размерности. Видна четкая градационная слоистость в нижней трети пачки. Вверх по разрезу в породах появляются тонкие (1 мм) лиловые слойки, и постепенно лиловый цвет сменяет зеленый. Венчается пачка темно-лиловыми шлаковыми туфами алевро-пелитовой размерности	1,2
---	-----

Зеленые туфы алевритовой и песчаной размерности состоят из обломков хлоритизированного стекла, обладающих микропористой и флюидальной текстурами, причем последняя присуща не всем обломкам. В стекле видны лейсты альбитизированных плагиоклазов, в единичных обломках — вкрапленники альбита, очень редко встречаются кристаллы титанистого авгита. Хлориты, развитые по стеклу, представлены двумя разновидностями: буровато-желтым, слабо интерферирующим и синевато-зеленым пеннином. Контуры обломков и пор подчеркиваются тонкораспыленными окислами железа. Поры выполнены хлоритами, иногда альбитом, а в центральной части изредка встречается тонкозернистый эпидот. Цемент туфов составляет около 25% общего объема породы; он состоит из мелкокристаллического альбита, изотропного хлорита и минералов группы эпидота. Некоторые туфы карбонатизированы; крипто- и мелкокристаллический кальцит рассеян по всей породе; он развит по обломкам и в цементе.

Как и в породах первой разновидности, здесь цвет лиловых туфов обусловлен развитием окислов железа по периферии обломков, причем часто железистые корки соседних обломков находятся в соприкосновении друг с другом (фиг. 2); некоторые обломки нацело ожелезнены. В цементе таких туфов присутствует крупнокристаллический карбонат.

В тонких разностях пород обломки стекла имеют рогульчатую и остроугольную формы. По мере увеличения размеров обломков возрастает роль шлаков, и крупно-, грубозернистые туфы нацело сложены ими.

При сравнении двух разновидностей шлаковых накоплений четко выступает их различие в мощности, характере слоистости, гранулометрии и сортировке материала. Для первой разновидности характерны большие мощности (до первых сотен метров), крупная горизонтальная слоистость или массивность, присутствие линз агломератовых туфов с обилием резургентных фрагментов, средняя или плохая сортировка материала; для второй — небольшие мощности (первые десятки метров), мелкая правильная горизонтальная слоистость, обилие тонких разностей туфов, хорошая сортировка материала в отдельных слоях.

В рассматриваемом районе очень часто любым шлаковым накоплением предшествовало отложение известковых осадков, происходившее в периоды затухания вулканической деятельности. Возобновление вулканизма в ряде случаев начиналось с формирования шлаково-туфовых конусов (первая разновидность рассмотренных здесь шлаковых накоплений). Эксплозии происходили преимущественно в подводных условиях. В отдельных случаях можно говорить о субаэральном характере взрывной вулканической деятельности в связи с тем, что в некоторых шлаковых накоплениях был обнаружен пепловый град, который по петрографическому составу сходен с вмещающими его туфами. Формирование пеплового града, как известно, происходит в эруптивной туче. Пепловый град, генетически связанный со шлаковыми накоплениями, обнаружен в трех местах: на левобережье р. Урала, выше устья р. Худолаза и ниже

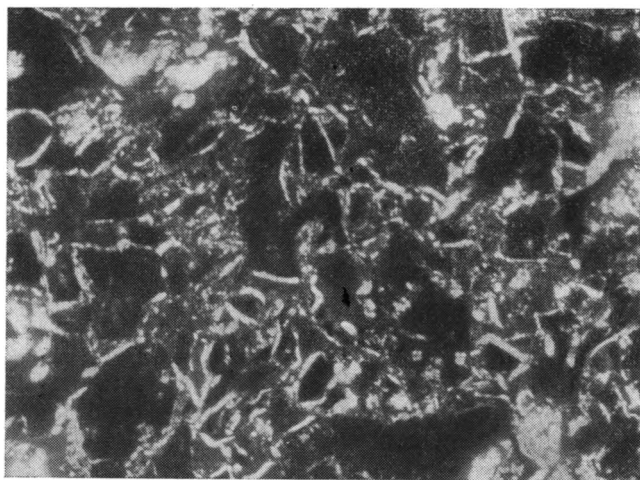


Фиг. 2. Шлаковый туф, по периферии обломков развиты гематитовые корки
Шлиф, николь один, $\times 50$

устья р. Верхней Гусихи; на правом берегу р. Средней Гусихи; в ее нижнем течении.

Отложение шлаков происходило и вдали от мест извержения; они попадали в морской водоем, где формировали слоистые шлаковые накопления (вторая разновидность).

Аквагенные гиалокластиты. Своеобразны гиалокластические образования, развитые на левобережье ручья Греховка. Плохая обнаженность и широкое представительство здесь субвулканических тел трахитовых порфиров и диабазов не позволяют дать характеристику всей толщи гиалокластитов; они обнажаются фрагментарно на протяжении 450 м,



Фиг. 3. Аквагенный гиалокластит, обломочная структура подчеркивается развитием сильно интерферирующего хлорита вдоль контуров некоторых фрагментов стекла

Шлиф, николи скрещены, $\times 50$

залегая выше органогенно-детритовых известняков, и перекрываются горизонтальнослоистыми туфами базальтового состава, в которых роль гиалокластических обломков значительна. Выше залегает серия основных лав.

Внешне гиалокластиты буровато-зеленые с нечетко видимой обломочной структурой, неслоистые, лишь в верхней части разреза местами видна тонкая неправильная слоистость. Поверхность выходов довольно специфична: гиалокластиты сильно трещиноваты и имеют неправильную шаровидную и лепешковидную отдельность. Ширина выходов не превышает 50 м.

Гиалокластиты состоят из обломков преимущественно пузыристого стекла разнообразной формы и одинакового состава. Обломки отличаются один от другого лишь количеством, размером и формой пор. Часто в шлифе при одном николе видна сплошная пузыристая масса, а контуры обломков едва различимы. В стекле встречаются фенокристаллы плагиоклазов, по которым развит анальцим, хлорит, ломонтит. Стекло замещено хлоритами: буровато-зеленым, изотропным и желтовато-зеленым, слабо интерферирующим, развитым в виде мелкочешуйчатых агрегатов. Промежутки между хлоритизированными фрагментами и часть пор заполнены анальцимом, в котором развиты мелкие шарики синевато-зеленого хлорита; этот же хлорит развит по тонким трещинкам между обломками стекла, замещенными изотропным хлоритом, благодаря чему

при скрещенных николях «обломочная» структура породы видна хорошо (фиг. 3). В виде неправильных выделений по всей породе развит карбонат. Тонкозернистый карбонат выполняет тонкие секущие жилки.

Поры разнобразной формы и величины имеют полиминеральное наполнение, причем часто в очень крупных порах присутствуют почти все отмеченные выше минералы; это позволяет проследить в общих чертах порядок постседиментационных преобразований гиадокластитов. Хлоритизация стекла и заполнение пор начинались с формирования буровато-зеленого изотропного хлорита, затем шло образование желтовато-зеленого, слабо интерферирующего хлорита; вслед за хлоритизацией происходила цеолитизация (ломонтит, анальцит), эпидотизация (эпидот, пумпеллит), пренитизация и карбонатизация гиадокластитов, причем карбонаты выделялись до и после образования пренита. В одну из заключительных стадий преобразования породы формировался синевато-зеленый хлорит.

Вопрос о хлоритизации гиадокластитов неоднократно рассматривался в геологической литературе. Хлоритизация и часто ей предшествующая палагонитизация развивается по богатому водой вулканическому стеклу — сидеромелану, образование которого связано с определенным типом вулканической деятельности. Сидеромелан формируется при быстром охлаждении основного магматического расплава и потому характерен для подводных (и подледниковых) излияний. Специфика извержения заключается в том, что расплав поступает к поверхности под большим давлением и при извержении его образуются капли и глобулы стекла, которые, соприкасаясь с водой, застывают и растрескиваются. Такой механизм образования гиадокластитов, вероятно, имел место и для стекловатых пород березовской свиты.

Следует отметить, что хлоритизация вулканического стекла базальтового состава довольно широко развита в породах березовской свиты. Вероятно, одна из первостепенных причин этого процесса заключается в подводном характере вулканической деятельности и связана с гидратацией вулканического стекла при быстром застывании магматического расплава.

Рассмотренные гиадокластические образования, имеющие разный генезис, формировались в результате различных типов вулканической деятельности, а находки аквагенных гиадокластитов дают дополнительную информацию о вулканизме на заключительном этапе развития Уральской эвгеосинклинали.

ЛИТЕРАТУРА

- Влодавец В. И., Флоренский К. П. О процессе окисления шлаков и лав.— В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, Дальневосточное книжное издательство, 1964.
- Смирнова Т. А. Особенности строения потоков лав базальтового состава верхнетурнейского возраста в Магнитогорском синклинии. Тр. II Уральского петрографич. совещ. Свердловск, 1966.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала, очерк IV. Свердловск, УФАН СССР, 1967.
- Carlisle D. Pillow breccias and their aquegene tuff. Quadra Island, British Columbia. J. Geol., v. 71, No. 1, 1963.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
5.IV.1971

НЕКОТОРЫЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РАСЧЛЕНЕНИЯ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В. И. РОЗАНОВ, Г. М. НЕМЦОВА

Выделение казанского яруса в разрезе верхней перми Московской синеклизы для большинства исследований этого региона не составляет больших затруднений. Его отложения фиксировались по литологическим (сероцветная пачка среди двух пестроцветных) и палеонтологическим (слой с обилием фауны среди двух практически немых толщ) признакам. При более детальном изучении этих отложений выяснилось, что границы казанского яруса весьма нечетки. Как отмечает В. А. Молин (Плотников, Молин, 1969), всюду существует переходная зона небольшой мощности.

Большинство исследователей северной части Московской синеклизы (данные А. И. Зоричевой; Воллосович, 1940; и др.) пестроцветные отложения уфимского и татарского ярусов верхней перми трактуют как континентальные или лагунно-континентальные. Ряд исследователей (Игнатьев, 1962; Молин, Муравьева, 1967; Плотников, Молин, 1969; др.) на основании детального изучения разрезов уфимского и татарского ярусов высказали сомнение относительно континентального генезиса пестроцветов верхней перми. Так, М. А. Плотников и В. А. Молин считают уфимские и татарские отложения морскими или остаточно-морскими. При этом делается вывод о синхронности образования татарских отложений и казанских сероцветов и отсутствии татарских отложений на севере Московской синеклизы.

С 1963 г. на севере Московской синеклизы, главным образом в бассейнах рек Вычегды и Мезени, были проведены геолого-съёмочные работы с применением метода ВЭЗ. Проблема проведения четких границ маркирующих горизонтов и особенно границ между уфимским и казанским ярусами встала очень остро, главным образом в связи с тем, что в ряде случаев уфимский ярус является опорным геоэлектрическим горизонтом, а расхождение в границах и мощность переходной зоны между казанским и уфимским ярусами находятся в пределах максимально допустимой ошибки для применявшегося метода ВЭЗ.

С целью уточнения границ казанского яруса геологи наряду с другими методами (петрографическим, палеонтологическим, химическим, геофизическим и др.) применили минералогический метод исследования тяжелой фракции. При этом были изучены терригенные и карбонатные части разрезов уфимского, казанского и татарского ярусов.

Уфимский ярус представлен пачкой мощностью до 150 м пестроцветных, часто огипсованных или гипссодержащих алевролитов, песчаников и аргиллитов с прослоями доломитов и известняков. Казанский ярус сложен «пачкой переслаивания» серных известняков, мергелей, известковистых песчаников, содержащих в основании (нижнеказанский подъярус) прослой песчаников, аргиллитов и алевролитов. Мощность казанского яруса 100—130 м. Татарский ярус имеет мощность 300—350 м и сложен пестроокрашенными (серыми, кирпично-красными, красновато-коричневыми, зеленовато-серыми, малиновыми и т. п.) мергелями, пересланяющимися с глинами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками и доломитами.

Минералогическим анализом исследовали разрезы всех структурно-картировочных скважин, пробуренных Мезенской партией в бассейнах рек Лузы, Вычегды, Мезени. Была проанализирована фракция 0,25—

0,05 мм. Выход тяжелой фракции при этом составил 0,1—0,3% в уфимских и татарских отложениях и до 2% в казанских.

В качестве примера минералогической характеристики разрезов верхней перми приводится минералогическая диаграмма отложений, вскрытых скв. 017, пробуренной в пос. Елькиб (р. Мезень). Скважина вскрыла практически полный разрез татарского, казанского и уфимского ярусов. В приведенной диаграмме (фигура) рассматриваются только группы руководящих акцессорных и аутигенных минералов. Здесь отчетливо видно, что акцессорные минералы присутствуют главным образом среди пестроцветов уфимского и татарского ярусов, а для сероцветных отложений казанского яруса характерно наличие аутигенных минералов. Содержание черных рудных минералов (магнетит, ильменит, хромит) в уфимских отложениях составляет в среднем 20—25%, в татарских 25—30%; циркона 14—16% в уфимских и 10—12% в татарских; эпидот-цоизита 3% в уфимских и 5% в татарских отложениях. В отложениях казанского яруса тяжелая фракция представлена аутигенными пиритом и баритом, содержание которых до 100%. Резкие пики барита в нижней части разреза татарских отложений соответствуют прослоям известняка среди пестроцветов этого яруса и отвечают, по-видимому, лагунным условиям осадкообразования при переходе от лагунно-морских отложений казанского яруса к континентальным пестроцветам татарского яруса.

В других скважинах также отмечаются акцессории в уфимских и татарских отложениях и почти полное их отсутствие в казанских, где резко преобладают аутигенные минералы (пирит, барит). Акцессории в отложениях казанского яруса появляются лишь в частях разреза, наиболее обогащенных терригенными компонентами.

Так, уфимские отложения в скв. 0,3 (ж. д. ст. Пилес) характеризуются следующим составом акцессориев, %: черные рудные 30—35, гранат 30—100, циркон 9—17, эпидот-цоизит 0—5; а в скв. 0,14 (р. Очя) содержание основных групп акцессорных минералов среди уфимских пестроцветов составляет, %: черные рудные 31, гранат 36, циркон 4, эпидот-цоизит 0.

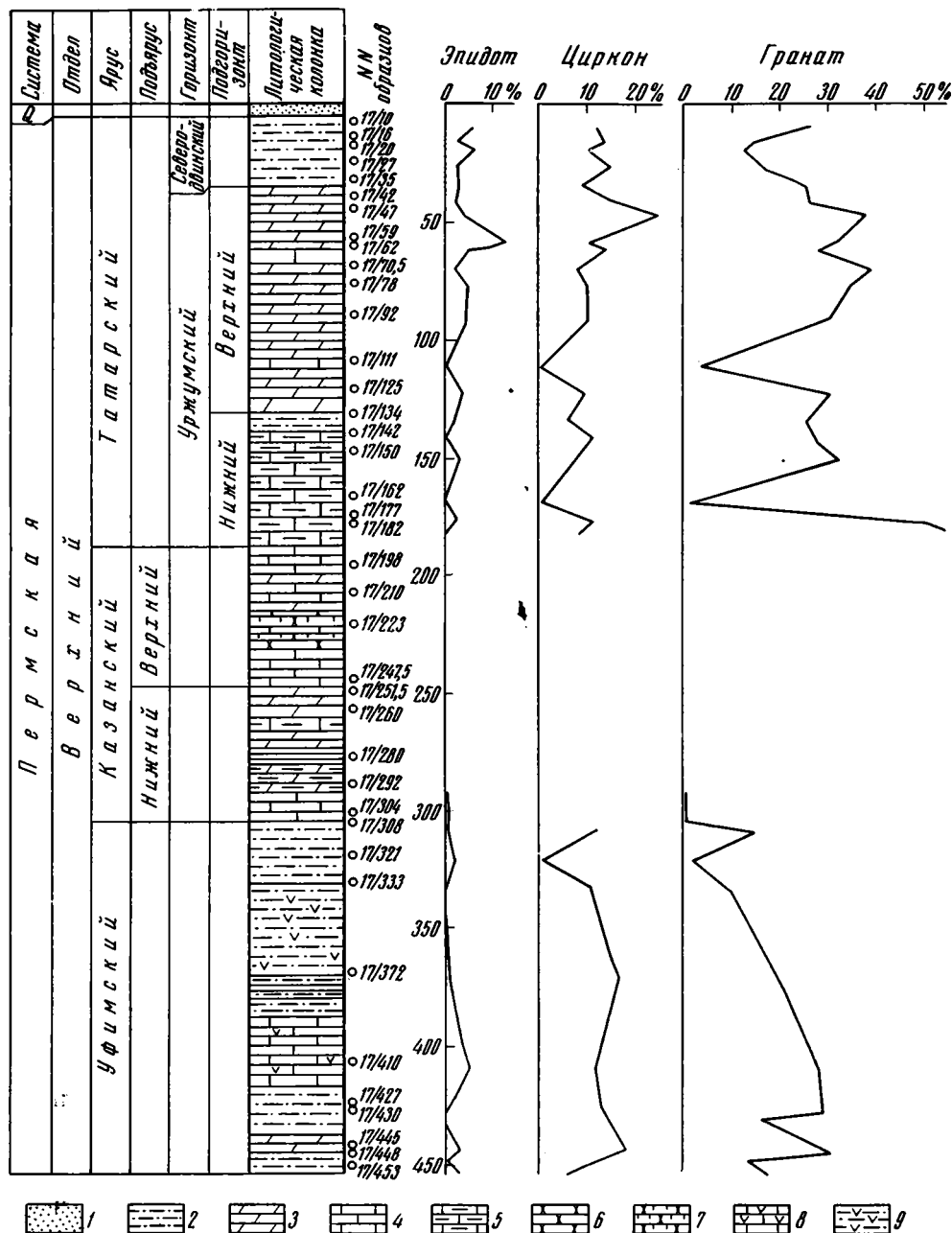
Для отложений казанского яруса, вскрытых скв. 020 (ж.-д. ст. Весляна) характерен следующий состав руководящих акцессориев (приводятся средние содержания для прослоев, обогащенных терригенным материалом), %: черные рудные 25—30, гранат 20—30, циркон 5—10, эпидот-цоизит 5—10.

Терригенные отложения казанского яруса в скв. 05 (р. Нилодзь) характеризуются следующим содержанием акцессориев, %: черные рудные 25—35, гранат 30—35, циркон 7—10, эпидот-цоизит 6—11.

По скважинам 03 (ж. д. ст. Пилес), 021 (пос. Тракт), 012 (пос. Ягвель) казанские отложения представлены в основном карбонатными фациями и, как и в скв. 017, характеризуются резким преобладанием аутигенных минералов (пирита и барита) в тяжелой фракции.

В отложениях татарского яруса отмечаются следующие содержания руководящих акцессорных минералов, %: по скв. 020 (ж. д. ст. Весляна) — черные рудные 25, гранат 15, циркон 5, эпидот-цоизит 15—20; по скв. 014 (р. Очя) — черные рудные 30, гранат 20, циркон 10, эпидот-цоизит 5; по скв. 03 (ж. д. ст. Пилес) — черные рудные 35—40, гранат 25—30, циркон 12, эпидот-цоизит 10.

Приведенные данные показывают, что в отличие от залегающих выше и ниже пестроцветов отложения казанского яруса характеризуются высоким содержанием аутигенных минералов (пирит, барит), и лишь незначительная часть разреза, наиболее обогащенная терригенными компонентами, характеризуется некоторым содержанием акцессорных минералов ильменит—магнетит—гранат—циркон—эпидотового комплекса. Содержание аутигенных пирита и барита в отложениях казанского яруса в ряде случаев 90—100%. Содержание акцессориев в отложениях казан-

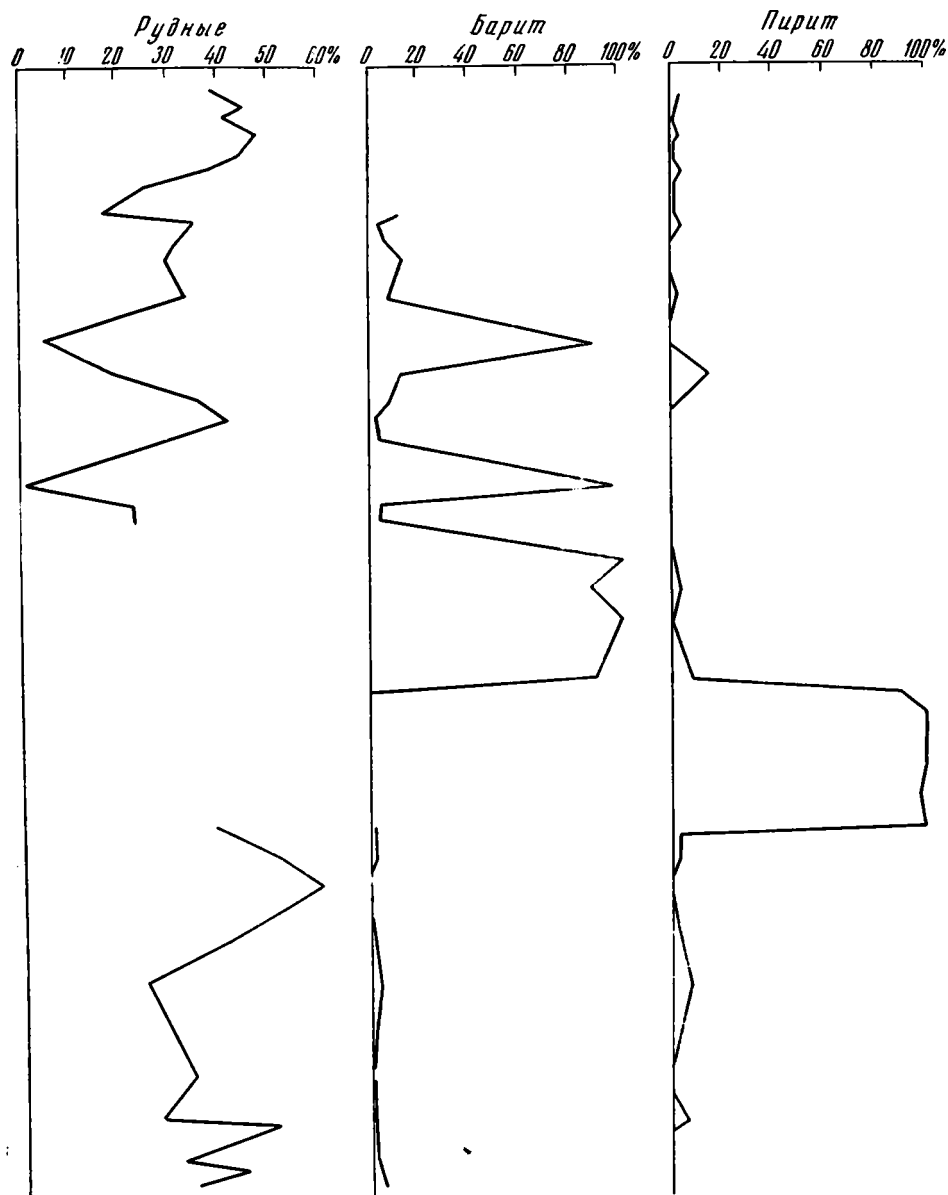


Минералогическая диаграмма отложений, вскрытых скв. № 017

1 — песок; 2 — алевролит; 3 — мергель; 4 — известняк; 5 — глинистый известняк; 6 — песчаник; 7 — известково-

ского яруса, обогащенных терригенными компонентами, в целом составляет, %: черные рудные (ильменит, магнетит, хромит) 20—60 (среднее 30), гранат до 30, циркон 5—15 (среднее 10) эпидот-цоизит 5—12 (среднее 8).

В отложениях уфимского яруса резко преобладают акцессорные минералы ильменит—магнетит—гранат—циркон—эпидотового комплекса. При этом содержание их следующее; %: черные рудные 30—70 (среднее 35), гранат 30—100 (среднее 35), циркон 5—18 (среднее 14), эпидот-цоизит 0—8 (среднее 3).



(содержание минералов (%) в 500 зернах тяжелой фракции)

вистый песчаник; 8—известняк с гипсом и ангидритом; 9—алевролит с гипсом и ангидритом

Для отложений татарского яруса, как и для уфимского, характерно существенное преобладание акцессорных минералов над аутигенными. В татарских пестроцветах увеличивается содержание эпидота и несколько уменьшается содержание циркона в черных рудных.

В целом следует отметить, что снизу вверх по разрезу верхней перми севера Московской синеклизы среди акцессорных минералов наблюдается понижение содержания устойчивых минералов и повышение неустойчивых. Очевидно, на протяжении всей верхнепермской эпохи для север-

ной части Московской синеклизы существовал единый источник сноса.

Вопрос о морских условиях образования пестроцветных отложений татарского и уфимского ярусов требует дополнительного изучения.

Отложения казанского яруса характеризуются практически полным отсутствием акцессорных минералов. Этот признак позволяет, на наш взгляд, более определенно говорить о границах казанского яруса. Таким образом, возможно использовать минералогический анализ для уточнения границ казанского яруса. Эффективность применяемого метода во многом зависит от количества отобранных образцов. При этом в случае нечетких контактов и постепенного перехода уфимских отложений в казанские и казанских в татарские частота отбора проб на минералогический анализ в переходной зоне должна быть увеличена. Только в этом случае возможно четкое проведение возрастных границ, а следовательно, и более точная привязка опорных геоэлектрических горизонтов, что в свою очередь даст возможность точнее обосновать выделенные локальные положительные структуры.

ЛИТЕРАТУРА

- Воллосович К. К. К стратиграфии цехштейна Юго-Западного Тимана. Материалы по геологии пермской системы Европейской части СССР. М., 1940.
- Игнатьев В. И. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы, ч. 1. Изд-во Казанского ун-та, 1962.
- Молин В. А., Муравьева М. Н. Палеонтологическая характеристика уфимских отложений в Западном Притиманье. Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, Сыктывкар, 1967, вып. 6.
- Плотников М. А., Молин В. А. Верхнепермские и триасовые отложения Западного Притиманья. Л. «Недра», 1969.

Всесоюзный аэрогеологический трест
Москва

Дата поступления
29.VI.1970

МЕТОДИКА

УДК 553.12 : 549

РЕНТГЕНОВСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ДИОКТАЭДРИЧЕСКОГО ХЛОРИТА

Б. А. САХАРОВ, В. В. ХЛЫБОВ

Обычно хлориты — это триоктаэдрические минералы, состоящие из упорядоченно переслаивающихся талькоподобных и бруситоподобных слоев. Исследования последних лет показывают, что в природе существуют и диоктаэдрические разновидности хлоритов (Müller, 1961₁, 1961₂; Engelgardt u. a., 1962; Власов, Дрис, 1967). По структурным особенностям диоктаэдрические хлориты могут быть разделены на три группы (Eggleston, Baily, 1967): 1) хлориты с двумя диоктаэдрическими слоями; 2) хлориты с одним диоктаэдрическим и одним триоктаэдрическим слоем; 3) хлориты первой и второй групп с «несовершенными» слоями. Хлориты последней группы встречаются довольно редко, и в литературе отсутствуют данные об их структурных особенностях.

Таблица 1

Химический состав (вес. %) фракции <0,001 мм

Компоненты	Образцы		
	71-79 ^и	154-40	154-32
SiO ₂	39,97*	43,76	45,96
TiO ₂	1,71	1,67	1,51
Al ₂ O ₃	32,86	25,88	25,58
Fe ₂ O ₃	3,92	4,95	5,36
FeO	2,32	1,69	1,12
MnO	—	—	—
MgO	1,22	0,63	2,04
CaO	0,32	0,49	0,89
Na ₂ O	0,28	0,26	0,45
K ₂ O	1,00	1,02	0,53
H ₃ O ⁺	2,32	3,05	2,98
H ₂ O ⁺	12,83	12,68	12,21
CO ₂	—	0,51	—
P ₂ O ₅	—	—	—
П.п.п.	15,60	15,73	15,19
Сумма	98,45	96,59	98,63

Таблица 2

Значения экспериментальных и рассчитанных структурных факторов $F/001$ для различных моделей структуры

	$F_{\text{экс обр.}}$ 71=79 ^и	$F_{\text{рас. модель}}$ фиг. 2	$F_{\text{рас. диоктаэдрический хлорит}}$	$F_{\text{рас. диоктаэдрический вермикулит}}$
001				
001	34,0	31,9	23,4	53,8
002	35,9	34,8	23,8	— 2,3
003	38,8	—35,9	—57,6	—37,1
004	42,7	50,7	66,1	51,3
005	26,6	30,3	54,1	64,2
006	23,1	—18,3	—25,7	—32,9
007	33,2	—38,2	—40,7	—34,5
008	21,4	—15,7	—33,3	—39,8
009	10,9	10,1	19,3	27,0
0010	21,9	37,3	33,9	24,6
0011	14,8	8,5	—	—
0012	21,6	33,2	—	—
0013	0	— 3,3	—	—
0014	13,9	32,0	—	—

* Результат получен после количественного определения примеси кварца.

В настоящей работе изучены образцы (71-79^и, 154-32, 154-40)¹ из триаса Печорского Приуралья, представляющие собой диоктаэдрические хлориты с «несовершенными» трехэтажными и одноэтажными слоями. Образец 71—79^и встречен в алевролитах среднего триаса по р. Большая Сыня, ранее описан (Хлыбов, 1970) как смешанно-слоистый хлорит-вермикулит. Образцы 154-32, 154-40 найдены в алевролитах верхнего триаса и по р. Малый Аранец.

¹ Номера образцов даны по В. И. Чалышеву и Л. М. Варюхиной (1966).

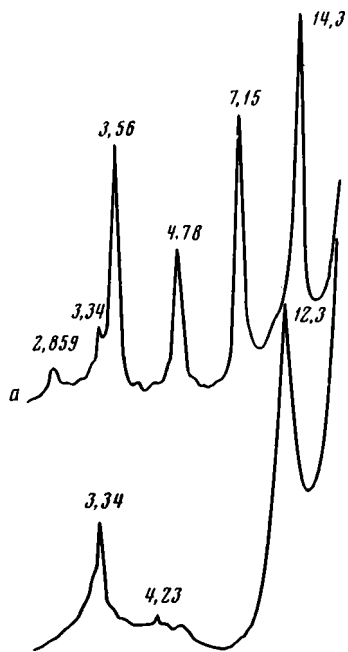
Глинистая фракция с размером частиц <0.01 мм выделена отмучиванием и исследована с помощью рентгеновского и химического анализов. Рентгеновское изучение порошковых агрегатов указывает на диоктаэдрический характер заселения октаэдрического слоя в структуре минералов. Об этом же свидетельствует значительное содержание в структуре исследуемых минералов трехвалентных катионов (табл. 1). На всех дифрактограммах от ориентированных агрегатов естественных образцов (фиг. 1) наблюдается целочисленная серия базальных отражений от межплоскостного расстояния с $d(001)=14.3$ Å. Тщательное исследование малоугловой области показало отсутствие субпериодов с $d=24-28$ Å. Характерная особенность дифракционных картин — слабая интенсивность пятого порядка отражения с $d(005)=2.859$ Å у исследуемых природных образцов. Для выяснения природы межслоевых промежутков было принято рентгеновское изучение образцов, подвергнутых различным обработкам. В частности, исследовались образцы, насыщенные глицирином, различными катионами, прокипяченные в растворах соляной кислоты и прогретые при различных температурах.

Результаты изучения показали, что насыщенные препараты глицирином не вызывает заметного нарушения периодичности слоев в 14 Å, что указывает на отсутствие межслоевых промежутков монтмориллонитового типа.

Кипячение образцов в разбавленной и концентрированной HCl не привело к разрушению структуры, в то время как разложение триоктаэдрических хлоритов легко осуществляется при их обработке слабым раствором теплой соляной кислоты.

Прокаливание образцов при разных температурах приводит к тому, что значение $d(001)$ постепенно уменьшается с увеличением температуры. При этом происходит ослабление интенсивности $d(001)$ и его уширение. Оба эти явления — уменьшение значения первого базального рефлекса и снижение его интенсивности — не характерны для хлоритов.

Кипячение препаратов в растворах LiCl, Na_2CO_3 , KCl и NH_4OH с целью выявления межслоевых промежутков вермикулитового типа не привело к заметному изменению дифракционных картин исследуемых образцов. Прокаливание препаратов при 550° уменьшает значение $d(001)$ лишь до 12,3 Å (см. фиг. 1), что также не свойственно слоистым силикатам, содержащим только вермикулитовые межслоевые промежутки. Известно (Brown, 1953), что диоктаэдрические вермикулиты, в межслоевых промежутках которых содержатся ионы Al, с трудом поддаются насыщению обменными катионами и молекулами органических веществ. Удаление Al из межслоевых промежутков предпринято по методике, предложенной Т. Тамурой (Тамура, 1956). Образец 71-79^а кипятился



Фиг. 1. Дифрактограммы обр. 71-79^а

а — природный; б — прокаленный при 550°

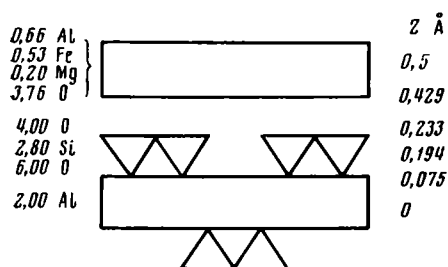
в 20%-ном растворе лимоннокислого натрия с последующим 30-минутным кипячением в 1 N растворе KOH. Значение $d(001)$ не изменилось и в этом случае. Таким образом, 14 Å минерал не содержит и вермикулитовых Al-межслоевых промежутков, так как в противном случае указанная выше обработка привела бы к появлению смешанно-слоистой фазы на дифракционной кривой.

Довольно часто хлориты встречаются совместно с каолиновыми минералами. В силу того, что базальные межплоскостные расстояния этих минералов очень близки, методы их диагностики в смеси обычно сводятся к выделению, разложению или переводу в другую фазу одного из компонентов. Для выявления примеси каолинита в исследуемых образцах в данной работе использовалась методика взаимодействия глинистых минералов со щелочами, описанная В. В. Власовым и В. И. Ремизниковой (1967). Они показали, что в первую очередь разложению подвергаются только те минералы, у которых октаэдрический слой не закрыт с обеих сторон тетраэдрическими сетками. Обработка обр. 71-79^а 30%-ным раствором NaOH с последующим высушиванием при $t=115-117^\circ$ показала на порошковой диаграмме, помимо рефлексов 14 Å фазы, линии гидросодалита, являющегося продуктом разложения каолинита. Таким образом, исследованные препараты — это смесь 14 Å минерала и каолинита.

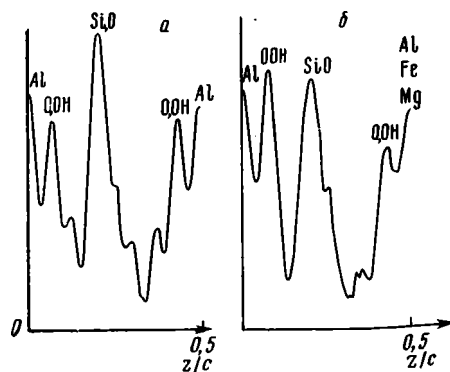
Приведенные выше результаты дают возможность сделать некоторые выводы относительно структуры 14 Å минерала. Пакет состоит из трехэтажных — пиррофиллитовых и одноэтажных — гидраргиллитовых слоев. Отсутствие вермикулитовых межслоевых промежутков — доказательство своеобразной хлоритовой, а не смешанно-слоистой хлорит-вермикулитовой структуры. Уменьшение значения $d(001)$ до 12,3 Å после про-

каливания препаратов при 550° вызвано, по-видимому, «дефектностью» гидраргиллитовых слоев, которая может состоять в уменьшении числа октаэдрических катионов и частичной их обводненности.

Выше упоминалось, что на дифракционных картинах исследуемых образцов отражение (005) имеет аномально низкую интенсивность. Действительно, расчет структурных факторов $F(001)$, проведенный для диоктаэдрического хлорита, вермикулита и смешанно-слоистых структур с различным соотношением хлоритовых и вермикулитовых межслоевых промежутков, а также для диоктаэдрических хлоритов с дефицитом катионов Al и групп OH в гидраргиллитовом слое, показал, что во всех случаях $F(005)$ имеет относительно большую величину (табл. 2). Оказалось, что только уменьшением содержания ионов Si и O в тетраэдрической сетке можно существенно понизить значение структурной амплитуды $F(005)$. Таким образом, необходимо предположить «несовершенство» трехэтажного слоя, заключающееся в том, что к непрерывной октаэдрической сетке пиррофиллитового слоя примыкают с обеих сторон прерывные тетраэ-



Фиг. 2. Схематическое изображение модели предполагаемой структуры хлорита с дефектными одноэтажными и трехэтажными слоями



Фиг. 3. Кривые распределения электронной плотности (в произвольных единицах) вдоль нормали к слоям

а — для нормального диоктаэдрического хлорита; б — для исследуемого обр. 71-79^а

рические сетки. Модели и описание структур с «дефектными» одноэтажными и трехэтажными слоями были даны В. А. Дрицем (1966).

Подтверждением высказанных выше предположений могут служить результаты химических анализов обр. 71-79^а, пересчитанные на кристаллохимическую формулу минерала. Из общего химического состава (см. табл. 1) вычиталось 30% содержащегося в образце каолинита. Полученная в результате структурная формула 14 Å минерала имеет следующий вид: $(Al_{2,66}Fe_{0,322}Fe_{0,208}Mg_{0,201})Si_{2,8}O_{7,2}[OH]_{6,56}$.

На основании кристаллохимической формулы была построена модель структуры исследуемого минерала (фиг. 2), для которой затем были рассчитаны теоретические значения структурных амплитуд $F(001)$. Сравнение экспериментальных и рассчитанных структурных амплитуд вполне удовлетворительное, что говорит о возможном соответствии структуры 14 Å минерала полученной модели (см. табл. 2). Экспериментальные структурные амплитуды, которым были приписаны соответствующие знаки рассчитанных структурных амплитуд, использовались затем для построения распределения электронной плотности вдоль нормали к слоям (фиг. 3). На этом же чертеже приведена кривая распределения электронной плотности для нормального диоктаэдрического хлорита (Дриц, Лазаренко, 1967). Как видно из кривой распределения электронной плотности для 14 Å минерала, величины максимумов, соответствующие тетраэдрическим катионам и ионам O в основании тетраэдрической сетки трехэтажного слоя, а также катионам и анионам в одноэтажном слое, существенно ниже соответствующих максимумов нормального диоктаэдрического хлорита. Это обстоятельство подтверждает существование «дефектных» одноэтажных и трехэтажных слоев в структуре 14 Å минерала.

Таким образом, в результате проведенного исследования образцов установлено, что уменьшение значения $d(001)$ до 12,3 Å при прокаливании препаратов при 550° связано с «дефектностью» гидраргиллитовых слоев, а низкая интенсивность пятого порядка базального отражения у природных образцов — с «несовершенством» пиррофиллитовых слоев. Последнее обстоятельство, по-видимому, может служить диагностическим критерием для диоктаэдрических хлоритов, у которых тетраэдрические сетки имеют ост-
роговую структуру.

ЛИТЕРАТУРА

- В л а с о в В. В., Д р и ц В. А. Изучение эндогенного диоктаэдрического хлорита.— В сб.: Рентгенография минерального сырья, вып. 6. М., «Недра», 1967.
- В л а с о в В. В., Р е м и з н и к о в а В. И. О взаимодействии глинистых минералов и некоторых слоистых силикатов со щелочами.— В сб.: Рентгенография минерального сырья, вып. 6. М., «Недра», 1967.
- Д р и ц В. А. О некоторых структурных особенностях слоистых минералов с большим периодом повторяемости.— В кн.: Физические методы исследований минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Д р и ц В. А., Л а з а р е н к о Е. К. Структурная характеристика донбасситов.— Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, 21, вып. 1, 1967.
- Х л ы б о в В. В. Глинистые минералы триаса бассейна реки Большая Сыня (Печорское Приуралье).— Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 10. Сыктывкар, 1970.
- Ч а л ы ш е в В. И., В а р ь х и н а Л. М. Биостратиграфия триаса Печорской области. Л., «Наука», 1966.
- B r o w n G. The dioctahedral analogue of vermiculite. Clay Mineral Bull., 1953, v. 2, No. 10.
- E g g l e s t o n R., B a i l y S. Structural aspects of dioctahedral chlorite. Amer. Mineralogist, 1967, v. 52, No. 5—6.
- E n g e l g a r d t W., M ü l l e r J., K r o n n e r H. Dioktaedrischer chlorite («Sudoit»). Naturwissenschaften, 1962, B. 49, No. 9.
- M ü l l e r J. Vorläufige mitteilung über ein neues dioktaedrisches phyllosilikat der chlorit — gruppe. Neues Jahrb. Mineral. Monatsh, 1961, No. 5.
- M ü l l e r J. Zur kenntnisse dioktaedrisches vierschicht phyllosillikate (Sudoit reine der sudoit — chlorit gruppe). Intern. Clay Conf. Stockholm.; 1961, v. 1.
- Т а м у р а Т. Mixed — layer clays in soils. Clay and clays minerals, publ. 456, 1956.

Геологический институт АН СССР
Институт геологии Коми филиала
Москва, Сыктывкар

Дата поступления
7.II.1971

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Названия фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обращать на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п. и т. д., 1 м, 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.
10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например (Федоров, 1949) или так А. И. Федоров (1949).
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз); например, «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, а для фотографий, в случае необходимости, «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех основных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.
14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.
15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты ($\frac{3}{4}$ страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.
17. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),
В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHALOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),
V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

Москва, Ж-17, Пыжевский, пер., 7, ГИН АН СССР

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 1/XII-1971 г. Т-03630 Подписано к печати 2/II-1972 г. Тираж 1355 экз.
Зак. 4837. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 5¹/₂. Усл. печ. л. 15,4+2 вкл. Уч.-изд. листов 17,2

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Готовится к печати книга:

Зеленов К. К. ВУЛКАНЫ КАК ИСТОЧНИК РУДООБРАЗУЮЩИХ КОМПОНЕНТОВ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ. 19 л. 2 р. 10 к.

Монография посвящена изучению условий мобилизации и перемещения основных рудообразующих компонентов осадочных толщ (алюминия, железа и марганца) в ходе современных поствулканических процессов. В работе изложены результаты исследований, проведенных на действующих вулканах главным образом Курильских островов и Индонезии. Показаны различия механизмов мобилизации и концентрации рудных компонентов в конкретных условиях проявления вулканизма.

Книга рассчитана на вулканологов, литологов, геохимиков, а также на широкий круг геологов.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Кишинев, ул. Пушкина, 31; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, Менделеевская линия, 1; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Томск, наб. реки Ушайки, 18; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»