

# *Литология* *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1965

---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Г. И. БУШИНСКИЙ, Б. М. ГИММЕЛЬФАРБ, Т. Н. ДАВЫДОВА, А. Г. КОССОВСКАЯ,  
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. В. СИДОРЕНКО,  
Л. М. СИБИРКИНА (ответственный секретарь), И. В. ХВОРОВА,  
В. С. ЯБЛОКОВ (заместитель главного редактора)

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY, B. M. GIMMELFARB, T. N. DAVYDOVA, A. G. KOSSOVSKAJA,  
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. V. SIDORENKO,  
L. M. SIBIRKINA (Secretary), I. V. KHVOROVA,  
V. S. YABLOKOV (Assistant Chief Editor)

ЖУРНАЛ ВЫХОДИТ ШЕСТЬ РАЗ В ГОД

---

Адрес редакции: Москва, В-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

# ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 5, 1965 г.  
СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

## СОДЕРЖАНИЕ

А. И. Осипова, Т. Н. Бельская. О фациях и палеогеографиях серпуховского времени в Подмосковном бассейне . . . . .	3
М. В. Михайлова. Петрографические особенности карбонатных пород верхней юры Северного Кавказа и Предкавказья и выделение среди них типов коллекторов . . . . .	18
П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова. Закономерности образования гумусовых углей юрской эпохи угленакопления и их распределение на территории СССР . . . . .	31
Л. А. Богданова. Петрографические особенности термально-метаморфизованных углей Тунгусского бассейна . . . . .	43
Ю. А. Павлидис. Особенности распределения железа в прибрежных отложениях Курильских островов . . . . .	57

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

<u>А. В. Копелиович</u> . О некоторых аутигенных титанистых минералах в верхнешигровских известняках Подмосковья . . . . .	65
В. Н. Киркинская. Черные оолитовые известняки синия Байкало-Патомского нагорья и их битуминозность . . . . .	67
Д. П. Бобровник, Б. И. Сребродольский. Распределение барита и цестина в серных рудах Прикарпатья . . . . .	72
Б. И. Пирогов. О процессах минералообразования в железистых породах южного замыкания Криворожской синклинали . . . . .	75
Е. Ф. Шнюков, О. Е. Фесюнов. Геология и генезис баксинского железорудного месторождения (Керченский бассейн) . . . . .	81

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

В. П. Казаринов. Наши разногласия . . . . .	87
Т. И. Гурова, В. П. Казаринов, Н. И. Косолобов. Зачем нужна такая критика? . . . . .	96
В. И. Будников, Н. А. Лизалек. Критика, оторванная от фактов . . . . .	105
Ю. П. Казанский. Еще раз об осадочных формациях . . . . .	115
А. Г. Коссовская. Обзор работ школы геологического института Страсбургского университета по изучению глинистых минералов . . . . .	119

## МЕТОДИКА

И. Ф. Кашкаров, Ю. А. Полканов. К методике изучения распределения терригенных минералов по магнитной восприимчивости . . . . .	123
Библиография . . . . .	126

# LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 5, 1965  
SEPTEMBER — OCTOBER

## CONTENTS

A. I. Osipova, T. N. Belskaya. On facies and palaeogeography of the Serpukhov time in the Moscow Basin . . . . .	3
M. V. Mikhailova. Petrographic features of carbonate rocks of the Upper Jurassic period of the Northern and the Front Caucasus and distinguishing collecting types among them . . . . .	18
P. P. Timofeev, L. I. Bogolyubova. Some regularities of humus coal formation of the Jurassic period of coal accumulation and their distribution in the USSR . . . . .	31
L. A. Bogdanova. Petrographic features of thermometamorphic coals of the Tungus Basin . . . . .	43
Yu. A. Pavlidis. Peculiarities of iron distribution in the littoral deposits of Kurile Islands . . . . .	57

## SHORT NOTES

A. V. Kopeliovich. On some authigenic titaniferous minerals in Verkheshchigrovo limestones near Moscow . . . . .	65
V. N. Kirkinskaya. Black oolitic Sinian limestones of the Baikal — Patomsk elevation and their bitumen content . . . . .	67
D. P. Bobrovnik, B. I. Srebrodolsky. The distribution of baryte and celestite in sulphur ores of the Front Carpathians . . . . .	72
V. I. Pirogov. On mineral formation in ferruginous rocks of the southern and of the Krivoi Rog synclinal . . . . .	75
E. F. Shniukov, O. E. Fessunov. Geology and genesis of Baksinsk iron ore deposit (Kertch basin) . . . . .	81

## CRITIQUE and DISCUSSIONS

V. P. Kazarinov. Our disagreements . . . . .	87
T. I. Gurova, V. P. Kazarinov, N. I. Kosolobov. What good will such critique do . . . . .	96
V. I. Budnikov, N. A. Lizalek. Critique isolated from facts . . . . .	105
Yu. P. Kazansky. Once again on sedimentary formations . . . . .	115
A. G. Kossovskaja. A review of studies on argillaceous minerals by the Geological Institute School of the Strasburg University . . . . .	119

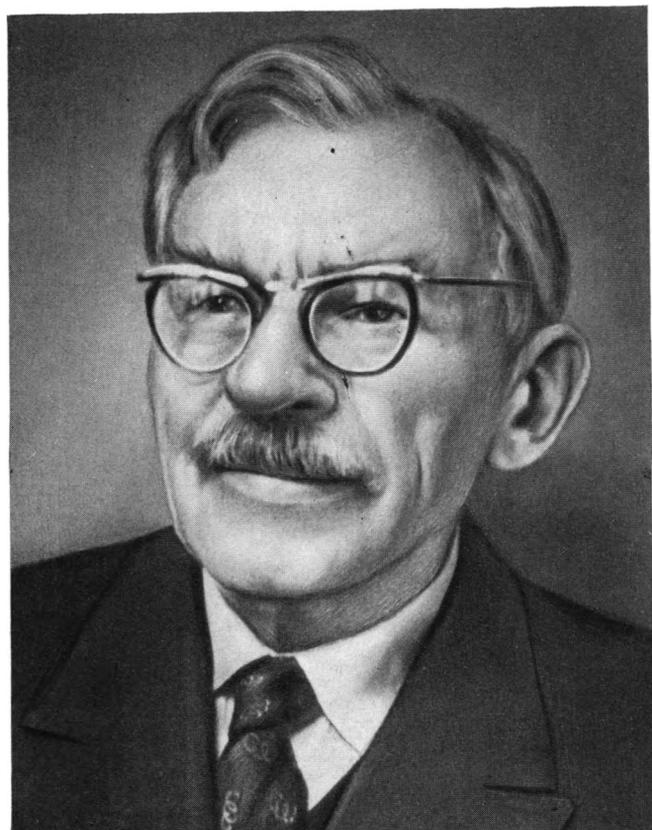
## METHODS of RESEARCH

I. F. Kashnikov, Yu. A. Polkanov. To the research method on the distribution of terrigenous minerals by magnetic susceptibility . . . . .	123
Bibliography . . . . .	126

Технический редактор *Е. И. Гришина*

T-13342                      Подписано к печати 30/IX-1965 г.                      Тираж 1250 экз.                      Зак. 5809  
Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.                      Печ. л. 11,2+2 вкл.                      Бум. л. 4.                      Уч.-изд. л. 14,0

**Глубокоуважаемому и дорогому**  
***МИХАИЛУ СЕРГЕЕВИЧУ ШВЕЦОВУ***  
**основоположнику петрографии осадочных пород в СССР,**  
**в связи с его восьмидесятилетием**  
**посвящается этот номер журнала**



**МИХАИЛ СЕРГЕЕВИЧ ШВЕЦОВ**

УДК 551.735.1(471.311)

## **О ФАЦИЯХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ СЕРПУХОВСКОГО ВРЕМЕНИ В ПОДМОСКОВНОМ БАССЕЙНЕ**

**А. И. ОСИПОВА, Т. Н. БЕЛЬСКАЯ**

Детальное изучение нижнекаменноугольных отложений в южном крыле Подмосквовного бассейна, начатое М. С. Швецовым в двадцатых годах, проводилось им и его учениками (В. С. Яблоковым, Т. Г. Сарычевой, Л. М. Бириной и др.) в течение ряда лет. Работы М. С. Швецова могут служить образцом глубоких и разносторонних исследований, сочетавших общегеологическое изучение с детальными петрографическим и палеонтологическим анализами.

Наибольшее внимание было уделено изучению окских отложений (алексинский, михайловский и веневский горизонты), породы которого М. С. Швецов и Л. М. Бириня очень детально описали и дали им яркую фаціальную характеристику (Швецов, 1932; Швецов и Бириня, 1935; Бириня, 1938, 1940). Отложения серпуховского надгоризонта (тарусский и стешевский горизонты) и намюра (протвинский горизонт) изучены ими значительно слабее, так как исследования М. С. Швецова были прерваны войной, и материал, собранный им в южном крыле Подмосквовного бассейна, был обработан не до конца (Швецов, 1940, 1948). Литология синхроничных отложений северо-западной части бассейна изучалась З. А. Богдановой (1929, 1940) и С. Г. Вишняковым (1955, 1956). Для выяснения фаціальных особенностей этой части раннекаменноугольного бассейна ценный материал дали палеоэкологические исследования Р. Ф. Геккера (1938, 1940), В. Н. Железковой (1938) и Н. Н. Форша (1935).

Особо следует отметить палеогеографические карты, составленные М. С. Швецовым для каждого горизонта визейских отложений: позже не было опубликовано карт, отвечающих таким коротким временным интервалам.

М. С. Швецовым и его учениками были собраны многочисленные остатки фауны, хорошо привязанные к стратиграфическим горизонтам. Брахиоподы частично изучались М. С. Швецовым и Т. Г. Сарычевой, затем большие коллекции были переданы другим палеонтологам и послужили основой для целой серии широко известных монографических исследований по разным группам брахиопод, кораллам и мшанкам (С. В. Семихатова, Т. Г. Сарычева, А. Н. Сокольская, Т. А. Добролюбова, Н. В. Кабакович, М. И. Шульга-Нестеренко и др.).

Фауна северо-западного крыла бассейна изучалась М. Э. Янишевским (1935), Б. С. Соколовым, А. В. Михайловым и др. В последующие годы много внимания было обращено на изучение микрофауны (исследования по фораминиферам Д. М. Раузер-Черноусовой, Е. А. Рейтлингер, Т. И. Шлыковой, Р. А. Ганелиной, Е. В. Фоминой, по остракодам — В. М. Познера, И. Е. Заниной, Г. И. Егорова, Р. Б. Самойловой,

Р. Ф. Смирновой). Палеонтологами были установлены большие различия в комплексах донных организмов, существовавших в южной и северо-западных частях единого моря, и появление в разное время в них одних и тех же видов, различная длительность существования видов и многие другие интересные особенности их развития. Вместе с тем все более очевидной становилась недостаточность прежних объяснений этих явлений, и многие палеонтологи пришли к выводу, что подойти к разрешению возникших вопросов можно только при палеоэкологическом изучении материала (Геккер, 1940; Семихатова, 1941; Сарычева, 1949; Добролюбова, 1948).

Подобные исследования проводятся сейчас в Палеонтологическом институте АН СССР под руководством Р. Ф. Геккера. Задачей авторов настоящей статьи является выяснение абиотических условий существования организмов и их изменений в течение визейского века и ранненамюрского времени (тульский — протвинский горизонты). Авторы провели также большую работу по корреляции основных разрезов южного и северо-западного крыла и промежуточного между ними разреза Верхнего Поволжья<sup>1</sup>.

Мы обращали большое внимание на связь различных комплексов организмов с типами осадков и особенно на фораминифер. Поэтому часть полевых исследований на южном крыле была проведена А. И. Осиповой совместно с микропалеонтологом С. Е. Розовской. В дальнейшем мы проверяли свои выводы и работали в тесном контакте с микропалеонтологом Е. В. Фоминой, которая располагала огромным фактическим материалом (скважины Геологического управления Центральных районов), и наряду со стратиграфической работой проводила палеоэкологические исследования, изучая связь комплексов фораминифер с различными типами известняков. Полученный нами материал позволяет значительно дополнить существующие представления о фациях и палеогеографии бассейна серпуховского времени. Для окского бассейна остается в силе характеристика, данная М. С. Швецовым (1938, 1948).

Как известно, М. С. Швецов установил, что отложения окского надгоризонта, представленные почти исключительно известняками, накопились в теплом морском бассейне. Они образовались в основном из скелетных остатков организмов (детрит, раковины фораминифер, обрывки известковой водоросли *Calcifolium okense*) и были населены брахиоподами, кораллами, губками и др. Особенно большое развитие имели крупные толстораковинные гигантопродуктусы. Терригенные осадки тяготели к западной и северо-западной окраинам бассейна, окаймляя сушу. Характерной особенностью морей окского времени были периодические обмеления, при которых на мелководье, удаленном от суши, возникали обширные низкие отмели, густо зараставшие растениями мангрового типа (ризоидные известняки по Швецову и Биринной, 1935). Чаще всего отмели появлялись в михайловское время, причем наиболее крупные из них образовались в самом конце его. Теперь мы знаем, что

<sup>1</sup> Палеонтологические обоснования принятого нами сопоставления изложены в других статьях. Здесь отметим только, что отложения тарусского горизонта южного крыла Подмосковского бассейна мы параллелизуем с пачкой известняков, подстилающей бенские слои Верхнего Поволжья. В районе оз. Волго к тарусскому горизонту мы относим верхнюю половину тех слоев, которые раньше считались веневскими, а на северо-западном крыле — толщу «b» З. А. Богдановой (1929). Отложения тарусского горизонта местами обнаружены нами в восточной части Подмосковского бассейна, где ранее они считались полностью уничтоженными доверейским размывом. Отложениям стешевского горизонта южного крыла соответствуют в Верхнем Поволжье не только стешевские, но и бенские слои В. Г. Хименкова (1934), а на северо-западном крыле — толща «с» З. А. Богдановой.

такие же отмели существовали и в конце веневского времени; их удастся проследить в южной части бассейна на протяжении более 300 км, что свидетельствует об очень выровненном дне окских морей.

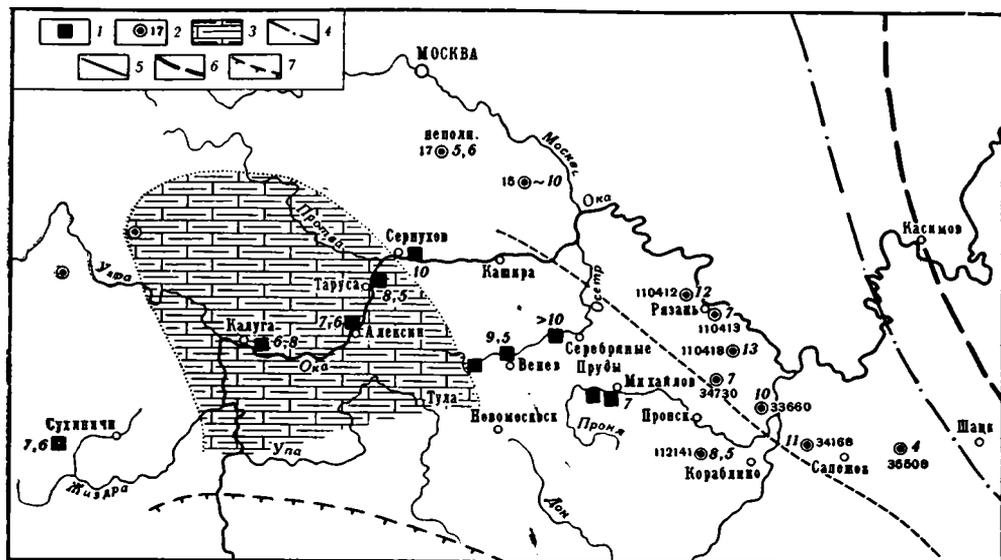
### ТАРУССКОЕ ВРЕМЯ

Известняки тарусского горизонта не обладают какими-либо яркими текстурными признаками, по которым можно было бы выяснить условия их образования, поэтому представления о генезисе осадков основывались преимущественно на палеонтологических данных. М. С. Швецов (1932, 1938) отмечал, что крупные толстостворчатые гигантопродуктусы в тарусское время исчезли и существовали в основном мелкие брахиоподы; фораминиферы близки к окским, но число индивидуумов и видов в тарусское время резко сократилось. Остатки водорослей *Calcifolium okense* лишь изредка встречаются в самых низах горизонта. Все эти данные, а также отсутствие ризоидных известняков и каких-либо следов осушения привели М. С. Швецова к выводу о том, что в тарусское время происходило углубление моря. В пользу этого как будто свидетельствовало и преобладание известняков, сходных с наиболее глубоководными разностями известняков алексинского горизонта (Швецов, 1938). В более поздней работе М. С. Швецов (1948) уже не считал возможным писать об углублении тарусского бассейна. Он отметил еще некоторые изменения в составе фауны (появление ранее почти отсутствовавших спириферов, увеличение числа мшанок и бедность коралловой фауны) и заключил, что «все особенности макро- и микрофауны указывают на существенные изменения по сравнению с окским временем условий морской среды, в то время как осадки не подверглись сколько-нибудь заметным изменениям» (стр. 130).

О резком изменении физико-географических условий на границе окского и серпуховского времени писала и Д. М. Раузер-Черноусова (1948), которая сделала этот вывод на основании сильного обеднения состава комплексов фораминифер, почти полного исчезновения водорослей *Calcifolium okense* и значительных изменений в строении стенки у некоторых фораминифер (эндотиры, палеотекстулярии).

Нами установлено, что строение тарусских отложений и состав пород, свойственных стратотипическому разрезу, вплоть до мельчайших деталей сохраняются только в пределах определенного района, границы которого уточнены по материалам из скважин (фиг. 1). Типы осадков веневского и тарусского горизонтов здесь значительно различаются. В первом преобладают отложения подвижных вод — фораминиферовые или детритово-фораминиферовые осадки с многочисленными *Calcifolium okense* и малым количеством тонкозернистого карбоната, со следами очень сильного волнения, известняковые морские брекчии (III тип по Швецову и Бириной, 1935). В тарусском горизонте развиты преимущественно тиховодные образования — мелкодетритовые или шламовые осадки, содержащие большое количество мелко- и тонкозернистого карбоната (до 70%), а местами — примесь глинистого материала и рассеянные ромбоэдри доломита. В них встречаются тонкие (1—3 см) глинистые прослойки, разделяющие известняки на слои мощностью 0,20—0,40 м. Об очень слабой подвижности воды свидетельствует и сохранение многочисленных ходов роющих животных: червей-грунтоедов *Taonurus*, вертикальных цилиндрических ходов (диаметр 1 см) и очень мелких ходов, видимых лишь в шлифах.

Некоторые отличия имеются и в химическом составе известняков рассматриваемых горизонтов. Известняки веневского горизонта (напри-



Фиг. 1. Расположение разрезов тарусского горизонта

1 — основные обозначения; 2 — скважины и их номера (цифры у обозначений и скважин — мощности тарусского горизонта); 3 — площадь распространения тарусских отложений в фациях стратотипического разреза; 4 — ось Рязано-Саратовского прогиба; 5 — граница Рязано-Саратовского прогиба; 6 — Окско-Цинцинская зона поднятий; 7 — северная граница Воронежской антеклизы

мер, в районе г. Алексина) характеризуются большой чистотой: сумма  $\text{SiO}_2$  и  $\text{R}_2\text{O}_3$  составляет в них в среднем 1,20,  $\text{CaO}$  55,2,  $\text{MgO}$  0,61%, что отвечает 2,79% доломита. Известняки такого же состава имеются и в тарусском горизонте этого же разреза, но наряду с ними появляются разности, в которых сумма  $\text{SiO}_2$  и  $\text{R}_2\text{O}_3$  составляет 4,60—7,86% и содержание  $\text{CaO}$  снижается до 50—52%, тогда как содержание  $\text{MgO}$  составляет 1,29% (5,90% доломита). В анализе тарусского известняка, приведенном М. С. Швецовым (1938), содержание  $\text{MgO}$  еще более высокое — 1,93%, что отвечает 8,82% доломита. Таким образом, здесь улавливается начало того процесса, который в следующее, стешевское, время выразился в отложении доломитовых осадков (Швецов, 1938).

При послойном изучении шлифов А. И. Осипова выяснила, что немногие сравнительно разнообразные комплексы фораминифер приурочены к осадкам, образовавшимся в относительно подвижной воде (мелкодетритовые известняки). Там, где подвижность была ослаблена и где в большом количестве селились различные роющие организмы, могли существовать лишь немногие фораминиферы (*Archaeodiscus krestovnikovi*, *A. parvus*, *Ammodiscus* ex. *gg. incertus*, *Loeblichia ukrainica* и др.). По данным Е. В. Фоминой, эти фораминиферы с мелкими тонкостенными, очень хрупкими и плоскими раковинами были приспособлены к обитанию на мягких грунтах, отлагавшихся в тиховодной зоне.

Такие условия не были оптимальными и для других донных организмов. Так, например, остатки брахиопод приурочены в основном к двум небольшим слоям, хорошо выдержанным на площади, и представлены почти исключительно мелкими формами: *Schizophoria resupinata*, *Schellwienella rotundata*, *Cancrinella undata*, *Antiquatonia khimenkovi*, *Avonia youngiana*, *Martinia glabra*, *Productus concinnus*, спирифериды и др.; крупные гигантопродуктусы единичны. Очень редки колониальные руго-

зы и хететиды; одиночные ругозы очень мелкие (до 3 см в высоту). Остатки криноидей представлены лишь члениками и небольшими кусками тонких стеблей; есть зубы рыб.

Между городами Тарусой и Серпуховым отложения тарусского горизонта существенно изменяются. Так, в карьере Заборье, находящемся в 18—20 км к северо-востоку от стратотипического разреза у дер. Бехова на р. Оке, они представлены известняками (тип I по Швецову и Биринной), заключающими разнообразные кишечнополостные (хететиды, ветвистые колонии ругоз и одиночные ругозы), множество наутилоидей, немногочисленные брахиоподы; среди них часто встречаются спирифериды и небольшие продуктиды, но гигантопродуктусы единичны. В одном из слоев много пеллеципод (Астафьева-Урбайтис, 1964), есть гастроподы, крупные членики криноидей, зубы рыб и ходы роющих животных (таонурус и вертикальные цилиндрические). Известняки здесь очень сходны с известняками веневского горизонта и также содержат многочисленные остатки водоросли *Calcifolium okense*, но только в нижней части разреза. Комплекс фораминифер несколько беднее, чем в веневском горизонте, хотя представлен видами, широко распространенными в окское время. Сильное обеднение комплекса и преобладание архедискусов, которое считалось характерным для всех тарусских отложений южного крыла, здесь отмечается лишь в верхней части разреза, в глинисто-карбонатных осадках с многочисленными ходами *Taonurus*.

Однако в районе г. Серпухова отложение тиховодных илов не было длительным; в конце тарусского времени здесь появился совершенно другой тип сообщества — крупное поселение одиночных кораллов *Dibulophyllum bipartitum* McCoy. Особенности их роста указывают на существование чрезвычайно беспокойных условий: подвижность воды была настолько сильной, что кораллы отрывались от субстрата и неоднократно перекачивались (Добролюбова и др., 1964). Наши наблюдения показывают, что при этом происходило размывание осадка и образование аутигенного глауконита (он заполняет мелкие полости в скелетных остатках мшанок и брахиопод, реже находится в виде крупных «лопастных» зерен размером до 0,4 мм). Мы полагаем, что здесь было сильное донное течение. С этим предположением согласуется и нахождение в известняках, подстилающих и покрывающих слой с кораллами, многочисленных и разнообразных остатков наутилоидей<sup>2</sup>. Как известно, массовые скопления раковин головоногих часто приурочены к зонам течений и потому с успехом используются при восстановлении древних морских течений (Kobayashi, 1954; Реймент, 1961; Хабаков, 1964). Длительно плававшие и выброшенные на мелководье раковины головоногих могли концентрироваться и в самой прибрежной зоне древних морей. Однако массовые скопления наутилоидей в отложениях тарусского и стешевского горизонтов находятся вдали от древних береговых линий, что и позволяет нам с большой долей уверенности говорить о приуроченности их именно к полосам течений.

Из изложенного видно, что гидродинамические условия в тарусском бассейне значительно варьировали и во многом определяли возможность существования того или иного сообщества донных организмов. Приведенный материал свидетельствует о «сколжении фации» во времени: тиховодные глинисто-карбонатные осадки с обедненным комплексом фораминифер появились в р-не г. Серпухова лишь в конце тарус-

<sup>2</sup> Здесь собрано более 80 остатков наутилоидей; из них определенными оказались 55 экземпляров, принадлежащих, по данным В. Н. Шиманского, к 11 родам и 17 видам.

ского времени, тогда как на соседнем, более южном участке бассейна, они отлагались в течение всего тарусского времени.

На обширную территорию восточнее городов Каширы и Венева глинисто-карбонатные илы не распространялись. Здесь лишь изредка отлагались глинистые осадки, образовавшие тонкие (1—3 см) прослойки зеленых глин среди известняков, или глинистый материал в небольшом количестве примешивался к мелкодетритовому известковому осадку. Преобладали чистые известковые осадки, сложенные в основном раковинами обитавших здесь же фораминифер, обломками известковых водорослей *Calcifolium okense*, а также мелким скелетным детритом. На твердом грунте с песчано-алевритовой размерностью частиц селились разнообразные, но немногочисленные кишечнополостные — хететиды, колониальные ругозы, реже одиночные ругозы и сирингопориды. Особенности их захоронения указывают на существование при умеренной подвижности воды, когда легкие колонии кораллов перевертывались, но не дробились. Здесь же селились редкие пелециподы и известковые губки. Местами были обильные рвущие животные, цилиндрические изогнутые ходы которых углублялись в осадок более чем на 0,25 м. Остатки брахиопод (разрозненные створки гигантопродуктусов и обломки тонкоракочных створок мелких брахиопод) перемещались сюда из более мелководной зоны.

О химическом составе известковых отложений этой части бассейна можно судить по следующим данным: сумма  $\text{SiO}_2$  и  $\text{R}_2\text{O}_3$  в среднем составляет здесь 1,3,  $\text{CaO}$  54,50,  $\text{MgO}$  0,61%, что отвечает 2,79% доломита. Таким образом, содержание доломита здесь в три раза меньше, чем в синхроничных отложениях в районе городов Алексина — Тарусы.

Если мы обратимся к тектонической схеме Русской платформы (Нечитайло и др., 1957), то увидим, что тарусские отложения местами сохранились от предверейского размыва в пределах глубокого древнего Рязано-Саратовского прогиба. Считалось, что этот прогиб не оказывал никакого влияния на мощности и фации отложений карбона (Шатский, 1955). Однако, имеющиеся данные позволяют выявить заметные отличия в фациях и некоторое увеличение мощности. В зоне прогиба как веневские, так и тарусские отложения представлены наиболее мористыми фациями — чистыми известковыми осадками с разнообразными фораминиферами, кораллами и сифонниковыми водорослями. Такие же осадки были развиты и в северо-западной части Рязано-Саратовского прогиба, где они вскрыты скважинами (см. фиг. 1, скв. 15 и 17). Мощность тарусских отложений в зоне прогиба достигает 13 м.

Наоборот, тиховодные глинисто-карбонатные отложения тарусского горизонта со специфическим комплексом фауны были приурочены к северному склону Воронежской антеклизы. Их мощность составляет 7,5—8 м. Такие соотношения мощностей и фациальных комплексов разновозрастных отложений определенно указывают на заметную дифференциацию дна тарусского бассейна (в окское время дно было очень плоским).

На западе тиховодные отложения также сменялись осадками, формировавшимися в более подвижных водах. Так, в тарусских отложениях близ г. Сухиничи широко развиты детрито-фораминиферовые известняки, содержащие разнообразный комплекс фораминифер, а также остатки водоросли *Calcifolium okense*. Заметно более разнообразными становятся и брахиоподы: наряду с частыми *Schizophoria resupinata*, распространенными в южной части бассейна, здесь появляются и крупные *Gigantoproductus striato-sulcatus* (Schw.). Этот вид в южном крыле после веневского времени не был известен и поэтому считался типичной

окской формой, хотя в северо-западной части бассейна он существовал как в окское, так и в серпуховское и протвинское время. Теперь несомненно, что этот вид, как и другие гигантопродуктусы, избегал селиться в области, занятой тиховодными глинисто-карбонатными отложениями, но существовал вблизи от нее на более твердых грунтах и в более подвижных, хорошо аэрируемых водах.

Сходные мелководные детритово-фораминиферовые известковые осадки были распространены по всей западной половине изученной территории: с юго-запада от района Сухиничей до г. Тихвина и севернее<sup>3</sup>. В крайней западной полосе они перемежались с глинистыми и алевроитовыми отложениями прибрежных лагун и озер, а на северо-западе даже с дельтовыми отложениями. Менее распространенными были мелкодетритовые (иногда криноидные) осадки с обильным цементирующим кальцитом, местами несколько глинистые, с примесью доломита (3—5%); обычно к таким осадкам приурочен обедненный комплекс фораминифер.

По мере движения на север комплекс донной фауны становился богаче, причем нередко селились вместе крупные массивные грубоскладчатые гигантопродуктусы окского облика и мелкие брахиоподы «серпуховского облика» (*Eomarginifera longispina*, *E. lobata*, *Phricodothyris lineata*, *Athyris ambigua* и др.). Массовые поселения гигантопродуктусов приурочены к участкам с сильной подвижностью воды, где детритовые осадки относительно крупны (частицы до 5 мм); здесь же обитали многочисленные кишечнополостные (одионочные и колониальные ругозы и хететиды), тогда как на тонкозернистых известковых илах с небольшой примесью детрита (тиховодные и относительно более глубоководные осадки) были широко распространены мелкие и тонкостворчатые брахиоподы (*Linoproductus tenuistriatus*, *Antiquatonia prikschiana*, *Eomarginifera longispina*, *Schuchertella rovnensis* и др.), тонкораковинные пелециподы, гастроподы и трилобиты; здесь же захоронялись остатки наутилоидей и единичные аммониты<sup>4</sup>.

Мощность карбонатных отложений в пределах Боровичского и Тихвинского районов составляет около 10 м; севернее, близ Онежского озера, мощность известковых осадков значительно уменьшается (до 4 м) за счет замещения их прибрежно-морскими глинистыми илами и песчано-алевритовыми дельтовыми(?) отложениями. Однако карбонатные осадки представлены и здесь детритовыми и фораминиферовыми разностями с *Calcifolium okense* и массой разнообразных кишечнополостных<sup>5</sup>; обильны гигантопродуктусы и стриатиферы. Существование такой фауны в непосредственной близости от терригенных накоплений, поступающих

<sup>3</sup> Характерной литологической особенностью известковых отложений тарусского горизонта на всей этой территории является присутствие в них кремневых конкреций, приуроченных к более глубоководным разностям — мелкодетритовым осадкам или тонкозернистым илам с примесью детрита.

<sup>4</sup> Различия между мелководными и относительно более глубоководными комплексами фауны некоторым исследователям казались настолько значительными, что они относили их к отложениям разных горизонтов: мелководные со стриатиферами и гигантопродуктусами — к веневскому, а более глубоководные — к тарусскому (Янишевский, 1935; Соколов, 1941, 1959; Ганелина, 1956). Другие исследователи на основании палеоэкологического изучения (по материалам из обнажений северо-западной части бассейна и по району оз. Волго) объяснили эти различия фациальными особенностями (Геккер, 1938; Железкова, 1938). Правильность этого взгляда подтвердилась при последующих работах, когда было доказано, что различные комплексы фауны заключены в одном карбонатном горизонте, прослеженном многочисленными буровыми скважинами и по обнажениям (Вишняков, 1955).

<sup>5</sup> Местами известняки сильно изменены поздней доломитизацией, развитой также и в Боровичско-Тихвинском районе (Вишняков, 1956).

с суши, возможно было только при постоянном проникновении вод, имевших соленость, близкую к нормальной морской.

Изложенное показывает, что в тарусское время на большей части Подмосковского моря продолжали отлагаться известковые осадки, сходные с осадками веневского моря, и существовал сходный комплекс донной фауны. Резкая смена донного населения, отмеченная ранее многими исследователями для начала тарусского времени, и считавшаяся повсеместной, связана с изменением фаций только в южном тиховодном, сравнительно небольшом районе. За его пределами у обитателей южной части бассейна заметные морфологические изменения обнаружены только у кораллов (Добролюбова, 1948).

### СТЕШЕВСКОЕ ВРЕМЯ

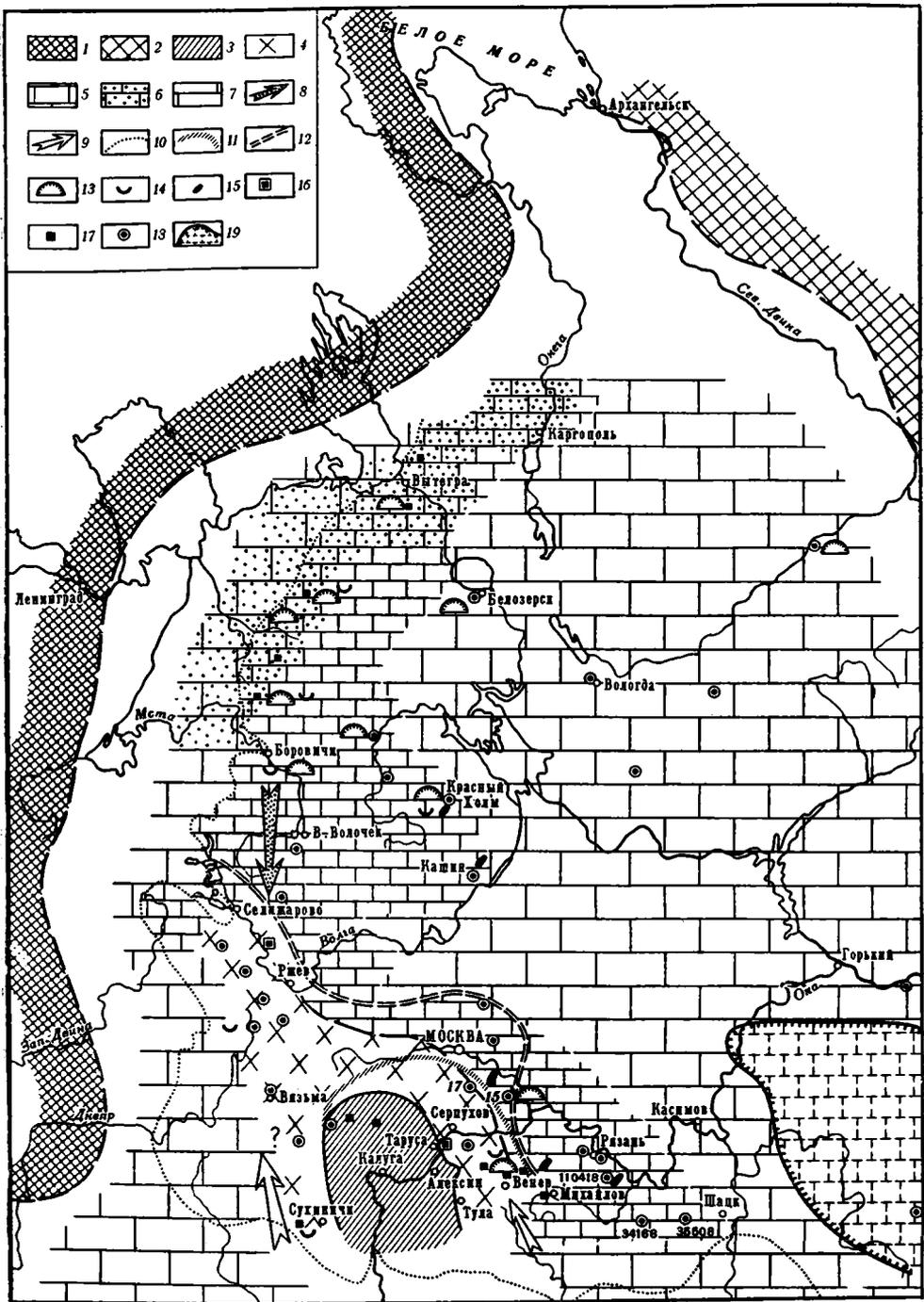
Как показали исследования М. С. Швецова (1932, 1938, 1948), отложения стешевского горизонта свойственна очень большая изменчивость как на площади, так и во времени. М. С. Швецов (1948) подробно охарактеризовал ряд фаций, отметил значительные изменения в составе фауны и основные особенности ее развития и пришел к выводу, что нельзя объяснить происшедшие перемены изменениями температуры, глубины, степени солености или аэрации или приносом глинистого материала. Они могли быть вызваны либо изменением рН, либо поступлением в бассейн растворов разных веществ (быть может, ничтожной концентрации) с суши или из замкнутого бассейна, ранее не сообщавшегося с Подмосковым бассейном.

Мы не будем останавливаться на рассмотрении отдельных фаций, а ограничимся лишь характеристикой основных фациальных комплексов, которые явно унаследованы от тарусского бассейна, но выражены резче и определеннее.

Так, в южной части, на месте обособленного тиховодного участка тарусского бассейна, куда в небольшом количестве поступал глинистый материал и в известковых илах была лишь примесь доломита, в стешевское время отлагались почти исключительно глинистые, реже доломитовые осадки (фиг. 2).

Для этого региона типичными являются разрезы (например, у г. Алексина), где нижняя часть стешевского горизонта, мощностью около 10 м, слагается темными, иногда почти черными пластичными глинами со стяжениями пирита. Остатки фауны в глинах немногочисленны, в довольно мощных пачках они совсем отсутствуют. В основании толщи глины переслаиваются с глинистыми известняками или известковыми доломитами; в этих породах, а местами и в глинах, есть ходы илоедов и остатки мелких брахиопод, то единичных, то многочисленных (*Eomarginifera lobata*, *Antiquatonia khimenkovi*, *Fluctuaria undata*, *Chonetes dalmanianus*, лингулы, спирифериды и др.). Верхняя часть разреза, мощностью около 6 м, представлена стально-серыми глинами, распадающимися при выветривании на тонкие картоноподобные пластины, содержащие прослойки серого или желтоватого доломита, иногда несколько глинистого. В глинах на некоторых уровнях много остатков мелких брахиопод (сходных по видовому составу с распространенными в нижней части, но здесь более часты спирифериды) и тончайших сетчатых мшанок, много остатков рыб (зубы, чешуи). Из крупных брахиопод единичны тонкостворчатые гигантопродуктусы.

Специфическими особенностями фауны глинистых фаций стешевского горизонта, по М. С. Швецову (1932), являются следующие: 1) отсутствие или крайняя редкость кораллов, фораминифер, головоногих, пеле-



Фиг. 2. Схема распределения осадков стешевского времени в Подмосковном бассейне

1 — суша; 2 — предполагаемая суша. Осадки: 3 — лагунные, глинистые и доломитовые (в течение всего стешевского времени); 4 — карбонатно-криноидные, перемежающиеся с лагунными глинистыми и доломитовыми; 5 — морские известковые (детритовые и фораминиферовые); 6 — морские известковые, перемежающиеся с терригенными прибрежно-морскими и дельтовыми отложениями; 7 — карбонатные (без уточнения фациальной принадлежности, а также их предполагаемое распространение); 8 — направление северного течения, несшего терригенный материал; 9 — направление течений с юга и юго-востока (?); 10 — контур современного распространения нижнекаменноугольных отложений; 11 — граница распространения лагунных глинистых осадков в первой половине стешевского времени; 12 — граница распространения лагунных глинистых и доломитовых осадков в конце стешевского времени; 13 — поселения колониальных ругоз; 14 — поселения крупных брахиопод; 15 — водоросли *Calcifolium okense*; 16 — стратотипические разрезы тарусского и стешевского горизонтов; 17 — основные обнажения; 18 — скважины; 19 — область Токмовского свода (возможно, подводное поднятие)

ципод и гастропод; 2) бедность видового состава брахиопод, иногда при обилии индивидуумов. Как известно, такие соотношения свойственны таким местообитаниям, где условия значительно отклоняются от оптимальных. Фауна обитала, по-видимому, в очень тиховодной лагуне, частично с застойными придонными водами и повышенной соленостью; в ней накапливались тончайшие глинистые илы, а временами, при ослабленном поступлении глинистого материала, осаждался хемогенный доломит. В конце стешевского времени местами (р. Шаня) в этой лагунедонное население так обеднело, что оставались лишь одни остракоды (Швецов, 1948).

Значительные изменения отложений стешевского горизонта отмечаются, как и для тарусского горизонта, между городами Тарусой и Серпуховым. Здесь темные глины нижней половины разреза часто переслаиваются с известняками, то мелкодетритовыми и несколько глинистыми, с многочисленными ходами таонурусов, то криноидными или коралловыми, а восточнее быстро замещаются ими. М. С. Швецов (1940) предполагал, что скопления обломков криноидей отражают пятнистое распространение их зарослей. Такое объяснение, как нам кажется, делает понятным частую и быструю смену криноидных известняков более тонкозернистыми, которые, вероятно, отлагались на более тиховодных участках между зарослями криноидей.

Вместе с криноидеями селился богатейший комплекс фауны; здесь было много брахиопод, прикреплявшихся ножкой, обрастающих мшанок и кораллов. Особенности роста и захоронения кораллов во многих местах (Лужки, Торопово на р. Беспуте и др.) указывают на сильное движение воды (Добролюбова, 1948). По-видимому, это были донные течения, и в местах их прохождения в массовом количестве селились и процветали (как и в современных морях) прикрепленные организмы. Это предположение подкрепляется нахождением многочисленных наutilusоидей в Заборье и аутигенного глауконита, обнаруженного во многих пунктах, а также приуроченностью большинства видов, переселявшихся из других морей, к полосе развития криноидных фаций (Сарычева, 1949).

До последнего времени криноидно-известковые отложения стешевского горизонта были известны только в южной части бассейна; следы их М. С. Швецов (1938) нашел в Верхнем Поволжье. Они обнаружены нами во многих скважинах — в Валищеве, Звенигороде, в районе Сычевки, Ржева и вплоть до Селижарова, а также в районе городов Вязьмы и Сухиничей. В районе Москвы, согласно данным М. С. Швецова (1948), эти фации отсутствовали. Получается, что криноидно-карбонатные фации как бы окаймляли лагуну с глинистыми и доломитовыми осадками с востока и с запада, а в области Верхнего Поволжья соединялись в одну полосу, уходящую на северо-запад (см. фиг. 2).

Обстановка образования криноидно-карбонатных фаций еще не ясна. Возможно, криноидеи массами селились на отмелях, отделявших лагуну от более открытой части моря, а течения (которые, как известно, в значительной мере контролируются подводным рельефом) следовали вдоль отмелей с мористой стороны. Постоянное нахождение морских осадков в районе Сухиничей дает основания предполагать, что здесь, в области Брянско-Рославльского тектонического прогиба, осуществлялось сообщение с Донецким морем. Это подтверждается появлением здесь в тарусское и стешевское время некоторых видов фораминифер и остракод, широко распространенных в южных морях (данные Е. В. Фоминой и Р. Б. Самойловой).

Отложения верхней части стешевского горизонта, представленные светлоокрашенными палыгорскитовыми глинами с прослоями доломита,

распространены на большей площади, чем нижние темные глины (см. фиг. 2) и фациально менее изменчивы; в Верхнем Поволжье значительная часть глин замещена глинисто-карбонатными и карбонатными породами. Здесь очень ярко выражена приуроченность разных комплексов организмов к осадкам различного химического состава, что отражает изменения донных сообществ, связанные с колебаниями соленостей. Так, в хемогенных осадках, отвечающих доломиту или глинистому доломиту (Самойлов и Пустовалов, 1926), встречаются только остракоды и остатки рыб; в известково-доломитовых мергелях и глинах присутствуют остатки брахиопод (обычно резко преобладает один какой-либо вид) и сетчатых мшанок. Единичные прослой известняка включают кораллы и хететиды, довольно разнообразные фораминиферы; появляются и редкие гигантопродуктусы. Таким образом, в Верхнем Поволжье осуществлялся переход от лагуны с повышенной соленостью к той части морского бассейна (территория от Верхнего Поволжья до Прионежья), где в течение почти всего стешевского времени отлагались морские, преимущественно известковые осадки<sup>6</sup> и обитала разнообразная фауна, включавшая как виды, свойственные серпуховскому горизонту, так и формы, известные на юге только в окском надгоризонте (некоторые гигантопродуктусы, стриаиферы и др.). Только в начале стешевского времени (в Прионежье и в середине этого времени), когда происходил усиленный снос с Балтийского щита, терригенный материал отлагался по западной окраине и, двигаясь на юг, достигал района г. Селижарова.

В этом районе М. С. Швецов (1938) по распространению терригенных осадков окского времени прослеживал течения, шедшие с севера. По-видимому, в стешевское время это течение тоже существовало.

Ю. В. Горянский, Г. И. Егоров, Я. Д. Зеккель (1958) отмечают для этого времени качественное и количественное обеднение фауны, которое они связывают с увеличением содержания в водах солей магния. Наши данные показывают, что действие этого фактора приводило к обеднению донных комплексов только при отчленении какой-либо части водоема. В некоторые моменты стешевского времени такая обстановка существовала и в рассматриваемой части бассейна, но большое распространение здесь имели донные комплексы, включавшие такие чувствительные к повышенной солености организмы, как многочисленные колониальные ругозы (Добролюбова, 1958), стриаиферы, крупные гигантопродуктусы, которые могли существовать только в тех частях раннекаменноугольного моря, где условия были близки к нормальным морским. Отметим также, что здесь не констатировано и того резкого обеднения комплекса фораминифер, которое свойственно синхроничным отложениям южного крыла (Раузер-Черноусова, 1948). На основании этих палеоэкологических данных мы наметили соединение Подмосквового бассейна с морем, находившимся на севере, через пролив в районе Онежского п-ова, где на всех опубликованных в последнее время картах была показана суша (Атлас..., 1960). Это предположение подтверждается тем, что нижнекаменноугольные отложения сохранились местами на Кольском п-ове (Кириченко, 1962).

Центральные части моря также были заняты известковыми осадками с довольно разнообразным населением (см. фиг. 2, скв. Белозерская, Вышневолоцкая, Красного Холма, Кувшинова, Кашина, Волоколамска,

<sup>6</sup> Общая мощность известняков составляет 16 м, песков и глин — 3,5—6 м. Доломитизация известняков была в основном очень поздней (Богданова, 1940; Вишняков, 1956).

Монина)<sup>7</sup>. Несколько южнее (скв. 17, к северу от г. Серпухова) обитал еще более богатый комплекс донных организмов: крупные фораминиферы, вполне сходные по видовому составу с существовавшими в окское время, многочисленные водоросли *Calcifolium okense*, колониальные кораллы и др. Очень чистые известковые осадки, населенные этим бентосом, ограничивали, как видно из фиг. 2, криноидно-известковую фацию с востока и протягивались дальше в область Рязано-Саратовского прогиба (скв. 110418). Эти «окскоподобные» фации стешевских отложений оставались до последнего времени неизвестными в Подмосковном бассейне, но они были обнаружены южнее, в районе Доно-Медведицких поднятий (Семихатова и Сытова, 1951). По распространению этих наиболее мористых фаций намечается связь Подмосковного моря с бассейном Прикаспийской впадины, из которого, как известно, полносолёные воды еще в девоне проникали в залив, занимавший центральные части Русской платформы (Страхов, 1962). Не исключено, что в области Окско-Цнинского вала и Токмовского свода, где стешевские отложения отсутствуют, находилось подводное поднятие.

Изложенное показывает, что в стешевское время продолжалась дифференциация дна, наметившаяся ранее. Вследствие этого лагуна заняла значительную площадь. Она была как бы уловителем материала, поступавшего, по-видимому, с Воронежского докембрийского выступа. Однако, большая часть территории была занята морем, в котором отлагались преимущественно известковые органогенные осадки и существовало разнообразное донное население.

Эти данные заставляют изменить ранее сложившееся представление (Швецов, 1954) об общей регрессии стешевского моря.

Следует отметить, что установление широкого распространения нормально-морских известковых осадков и значительной роли процессов поздней доломитизации не изменяют очень важного вывода о засушливом климате стешевского времени (Страхов, 1945; Швецов, 1954). Этот вывод подкрепляется сейчас геохимическими, минералогическими и палеонтологическими данными, причем удается установить изменения климата уже в самом начале тарусского времени.

Изучение распределения  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  и  $TiO_2$  в осадочных породах Русской платформы, проведенное А. Б. Роновым и А. А. Мигдисовым, выявило периодические изменения в их содержании, которые отражают смену климатических условий. Наиболее показательны данные по глинам: для глин нижнего карбона (эпоха гумидизации) были определены средние содержания  $Al_2O_3$  — 20,53 и  $TiO_2$  — 1,04%; для глин среднего карбона (эпоха аридного климата) соответственно 16,14 и 0,72%. (Ронов и Мигдисов, 1960; Мигдисов, 1960). А. С. Осипова установила, что содержание  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  и их соотношения не были одинаковы в течение раннекаменноугольной эпохи. Так, в глинах яснополянского и окского надгоризонтов содержание этих компонентов (по опубликованным анализам) близко к характерному для гумидных эпох, в то время как глины стешевского горизонта по этим показателям должны считаться типично аридными:  $Al_2O_3$  15,02% и  $TiO_2$  0,35%. Надежные анализы глин тарусского горизонта пока отсутствуют. Однако об аридности климата этого времени свидетельствует исчезновение в тарусских отложениях массовых следов зарастаний: растительность мангрового типа, в окское время покрывавшая обширные побережья и отмели, в тарусское время ютилась

<sup>7</sup> В наиболее погруженной части Московской синеклизы известняки претерпели позднюю доломитизацию, которая нами связывается с воздействием подземных вод. Для восточных районов платформы явно поздняя доломитизация отмечалась Л. М. Биринной (1953).

только в самой окраинной зоне, причем количество растительного вещества было слишком мало для образования углей (Геология месторождений угля..., 1962).

С изложенным материалом вполне согласуются также данные И. Д. Зхуса (1956), А. Г. Коссовской (1949) и М. А. Ратеева (1963) об изменении состава глинистых минералов: от преобладания каолинита в отложениях бобриковского горизонта до палыгорскита в стешевском. Подтверждается он и анализами С. Г. Вишнякова (1955) и М. Г. Гордон (1957), которые показывают значительное увеличение содержания полевых шпатов (7—25%) и малоустойчивых минералов в терригенных породах северо-западного крыла, начиная с тарусского времени.

Напомним, что палеонтологами при изучении разных групп фауны были выявлены глубокие изменения в развитии донных организмов, начавшиеся в тарусское и наиболее сильно проявившиеся в стешевское время. Несомненно, что они были связаны с сильными изменениями внешней среды (аридизация климата, значительная дифференциация дна водоема, ранее почти плоского, и др.). Вследствие изменения климата прежде всего должны были уменьшиться поступление в бассейн растительных остатков (что повлекло за собой перестройку пищевых связей), а также качественно и количественно измениться состав веществ, поступающих с суши, концентрация элементов в водах бассейна и т. п.

Максимальные изменения отмечаются у бентоса, населявшего зону, переходную от лагуны к морю (район Серпухова — Тулы — Венева), в которой происходило частое и быстрое изменение условий — от тихоокеанских с повышенной соленостью до морских с сильной подвижностью воды. Во то же время в более открытой части моря, где условия были относительно стабильны, обитали многие виды, ранее существовавшие в окском бассейне.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Астафьева-Урбайтис К. А. Род *Allorisma* из нижнего карбона Подмосковной котловины. Палеонтол. ж., № 1, 1964.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Часть I. Поздний докембрий и палеозой. Госгеолтехиздат, 1960.
- Бирина Л. М. К петрографической характеристике алексинской, михайловской и веневской толщ окской свиты южного крыла Подмосковского бассейна и некоторые данные по западному крылу. В сб. «Петрография углей и известняков Подмосковского бассейна». Тр. Всес. н.-и. ин-та минеральн. сырья, вып. 119, 1938.
- Бирина Л. М. Описание некоторых типов слоистости в породах окской свиты южного крыла Подмосковского бассейна. В сб. «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация». Тр. Всес. н.-и. ин-та минеральн. сырья, вып. 163, 1940.
- Бирина Л. М. Нижнекаменноугольные отложения центральной части Московской синеклизы (строение, залегание и условия образования). Гостоптехиздат, 1953.
- Богданова З. А. О разрезе нижнего карбона западного и северо-западного крыла Подмосковского бассейна. Изв. Геол. ком-та, т. XLVIII, № 10, 1929.
- Богданова З. А. К литологии карбонатных пород нижнего карбона Подмосковского бассейна. Литол. сб. памяти проф. С. Ф. Малявкина, вып. 1. Госгеолиздат, 1940.
- Вишняков С. Г. Литология карбонатных и залегающих между ними песчано-глинистых пород нижнего карбона северо-западной окраины Подмосковского бассейна. Тр. геол. ф-та Воронежск. гос. ун-та, т. XXXIX, 1955.
- Вишняков С. Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы. В сб. «Типы доломитовых пород и их генезис». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4, 1956.
- Ганелина Р. А. Фораминиферы визейских отложений северо-западных районов Подмосковной котловины. Микрофауна СССР, сб. VIII. Гостоптехиздат, 1956.
- Геккер Р. Ф. К постановке палеоэкологического изучения нижнего карбона Ленинградской области. Материалы по регион. и прикл. геологии Ленингр. обл. и Карельской АССР, сб. 2, 1938.

- Геккер Р. Ф. Палеоэкология нижнего карбона. Работы карбоновой палеоэкологической экспедиции 1934—1936 гг. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. IX, вып. 4, 1940.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, том. 2. Подмосковский бассейн и другие месторождения угля центральных и восточных областей европейской части СССР. Госгеолтехиздат, 1962.
- Гордон М. Г. Минералого-петрографические коррелятивы нижнекаменноугольных отложений северо-западного крыла Подмосковной котловины. Докл. АН СССР, т. 113, № 5, 1957.
- Горянский В. Ю., Егоров Г. И., Зеккель Я. Д. Палеогеография и стратиграфия нижнего карбона северо-западного крыла Подмосковной котловины. Сов. геология, № 6, 1958.
- Добролюбова Т. А. Изменчивость кораллов филогенетического ряда *Dibunophyllum bipartitum* (McCoy) — *Caninia okensis* Stuck. Изв. АН СССР. Сер. биол., № 12, 1948.
- Добролюбова Т. А. Нижнекаменноугольные колониальные четырехлучевые кораллы Русской платформы. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 70, 1958.
- Добролюбова Т. А., Кабакович Н. В., Чудинова И. И. Наставление по сбору и изучению ископаемых органических остатков. Изд. «Наука», 1964.
- Железкова В. Н. К вопросу о фауне брахиопод и стратиграфическом положении толщи «в» нижнекаменноугольных отложений в пределах Ленинградской области. Материалы по регион. и прикл. геол. Ленинградской области и Карельск. АССР, сб. 2, 1938.
- Зхус И. Д. Пальгорскит из стешевского горизонта Подмосковского бассейна. Докл. АН СССР, т. 107, № 5, 1956.
- Кириченко Л. А. О палеозойских осадочных и эффузивных породах Кольского п-ова. Материалы по геол. и полезн. ископ. северо-запада РСФСР, вып. 3, 1962.
- Коссовская А. Г. О распределении каолиновых и монотермитовых глин в нижнекаменноугольных отложениях Подмосковского бассейна. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 24, вып. 1, 1949.
- Мигдисов А. А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. Геохимия, № 2, 1960.
- Нечитайло С. К., Хохлов П. С. и др. Геологические строения центральных областей Русской платформы в связи с оценкой перспектив их нефтеносности. Госгостехиздат, 1957.
- Ратеев М. А. Минералогия и генезис пальгорскитов и сепнолитов в морских отложениях карбона Русской платформы. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1963.
- Раузер-Черноусова Д. М. Стратиграфия визейского яруса южного крыла Подмосковского бассейна по фауне фораминифер. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 62, сер. геол., № 19, 1948.
- Реймент Р. А. Факторы, определявшие распространение раковин головоногих в геологическом прошлом. Палеонтол. ж., № 4, 1961.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Соотношение кларковых и рудных концентраций алюминия в осадочном цикле. МГК XXI сес., докл. сов. геологов. Проблема 1, геохимические циклы. Госгеолтехиздат, 1960.
- Самойлов Я. В., Пустовалов Л. В. К литологии карбонатных осадочных пород. Известия и мергели Поволжья Тверской губернии. Тр. Ин-та прикл. минерал. и металлургии, вып. 26, (№ 139), 1926.
- Сарычева Т. Г. Морфология, экология и эволюция подмосковных каменноугольных продуктид (роды *Dictyoclostus*, *Pugilis*, *Antiquatonia*). Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. XVIII, 1949.
- Семихатова С. В. Группа *Spirifer trigonalis* Martin в надугленосных слоях нижнего карбона Подмосковского бассейна. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. XII, вып. 3, 1941.
- Семихатова С. В., Сытова В. А. К стратиграфии и геологической истории девона и карбона на Русской платформе. Госгостехиздат, 1951.
- Соколов Б. С. Стратиграфическая схема северного крыла Подмосковского бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1941.
- Соколов Б. С. Материалы к стратиграфии и палеогеографии тихвинского карбона. Уч. зап. ЛГУ, № 268. Сер. геол. наук, вып. 10, 1959.
- Страхов Н. М. Климатическая зональность в верхнем палеозое на северо-западе Евразии. Сов. геология, об. 6, 1945.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд. АН СССР, 1962.
- Форш Н. Н. Новые данные о строении окской толщи Боровичского и Тихвинского районов и значение этого вопроса для проблемы С. Изв. Ленингр. геол.-гидрогеод. треста, № 2—3 (7—8), 1935.
- Жабаков А. В. Упорядоченное залегание раковин эндоцератитов в аренинских слоях кунда в Прибалтике и некоторые проблемы динамической палеогеографии ордовика. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 39, вып. 5, 1964.

- Хименков В. Г. Общая геологическая карта европейской части СССР. Лист 43. Тр. Моск. геол.-гидро-геодез. треста, вып. 7, 1934.
- Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 5. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 30, вып. 5, 1955.
- Швецов М. С. Общая геологическая карта европейской части СССР, лист 58, северо-западная четверть листа. Тр. ВГРО, вып. 83, ОНТИ, 1932.
- Швецов М. С. История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху. Тр. Геолого-разв. ин-та, т. XII, 1938.
- Швецов М. С. Литология серпуховской свиты как показатель среды обитания серпуховской фауны и флоры. Рефераты работ учреждений отделения биол. наук АН СССР за 1940 г. Изд. АН СССР, 1940.
- Швецов М. С. Каменноугольная система. Нижний карбон. В кн. «Геология СССР», т. IV, ч. I. Госгеоллиздат, 1948.
- Швецов М. С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпохи. Госполтехиздат, 1954.
- Швецов М. С., Бирина Л. М. К вопросу о петрографии и происхождении окских известняков района Михайлов — Алексин. Тр. Моск. геол. треста, вып. 10, 1935.
- Янишевский М. Э. К вопросу о стратиграфии нижнего карбона Ленинградской области. Изв. Ленингр. геол.-гидро-геодез. треста, № 2—3 (7—8), 1935.
- Кобаяши Т. A contribution towards paleoflumenology, science of the oceanic currents of the past, with the description of a new *Micene Aturia* from Central Japan. Japan. J. Geol. and Geogr., v. 25, No. 1, 1954.

Палеонтологический институт АН СССР  
Москва

Дата поступления  
21.VI.1965

УДК 551.762.3(471.6)

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД  
ВЕРХНЕЙ ЮРЫ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ  
И ВЫДЕЛЕНИЕ СРЕДИ НИХ ТИПОВ КОЛЛЕКТОРОВ**

***М. В. МИХАЙЛОВА***

В последние годы в некоторых районах Предкавказья и Северного Кавказа была выявлена нефтегазоносность верхнеюрских отложений, представленных мощной толщей разнообразных карбонатных пород. Возможная связь нефтегазопроявлений с крупными биогермными массивами, широко развитыми в этом районе (Михайлова, Соловьев, 1961), вызывает необходимость детального петрографического изучения этих отложений с целью определения их коллекторских свойств.

Верхнеюрские отложения рассматриваемого района изучались многими исследователями главным образом при геологических съемках. В результате накоплен богатый материал по их стратиграфии и тектонике. Однако петрографическому изучению верхнеюрских отложений уделялось мало внимания. Известны работы В. А. Сермягина (1929), М. Н. Пламеневского (1929), М. Г. Барковской (1937) и др. Лишь в последнее десятилетие в связи с выяснением перспектив нефтеносности мезозойских отложений начали проводиться их детальные петрографические исследования.

В Предкавказье верхнеюрская нефтегазоносная толща залегает на большой глубине и перекрыта мощной толщей молодых отложений. Непосредственно в обнажениях изучить ее можно лишь в южных горных районах Северного Кавказа, где верхнеюрские отложения, представленные всеми четырьмя ярусами, протягиваются почти непрерывной полосой обрывистых скалистых хребтов.

**1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ**

Келловейский ярус от бассейна р. Терека до бассейна р. Белой, представлен сравнительно маломощной (5—100 м) толщей терригенных пород, в основании и кровле которых участками развиты прослои (0,5—5 м) органогенно-обломочных ожелезненных известняков, реже пачки (5—20 м) темных микрозернистых известняков с кремнями.

Отложения оксфордского, кимериджского и титонского ярусов наиболее полно представлены в пределах Восточно-Кавказской зоны<sup>1</sup> северного склона Кавказа (река Андрийское Койсу — Баксан). Здесь они сложены исключительно карбонатными породами — известняками и доломитами, характеризующимися непостоянным составом и сложными фациальными переходами.

<sup>1</sup> В статье используется принятое сотрудниками Кавказской геологической экспедиции МГУ деление Северного Кавказа на три структурно-фациальные зоны: Восточную, Центральную и Западную (здесь рассматривается лишь Лагонажская часть последней).

Особенностью всей толщи является широкое развитие разнообразных органогенных образований от крупнейших биогермных массивов до небольших устричных банок. Мощность ее от 800 до 1500 м. Резкие колебания мощностей, иногда наблюдаемые на очень коротком расстоянии, в большинстве случаев объясняются раздуванием и выклиниванием рифогенных образований, а не эрозионными понижениями (И. Г. Кузнецов, 1928 г.) и перерывами в осадконакоплении.

В пределах Центрально-Кавказской зоны (р. Баксан — р. Курджипс), мощность верхнеюрских отложений резко уменьшается; карбонатные, сильно песчанистые породы слагают лишь среднюю часть разреза (оксфорд и кимеридж); в верхней же — широко развиты красноцветные терригенные отложения с линзами сульфатных пород, среди которых изредка встречаются известняковые брекчии небольшой мощности. Местами средняя часть разреза сильно сокращена (реки Кума — Уруп) или даже полностью отсутствует (река Эшкакон, Аликановка).

Из органогенных образований здесь встречаются единичные устричные банки, небольшие линзы корковых водорослей, обособленные колонии кораллов (до  $1,5 \times 0,5$  м) и только по р. Большой Зеленчук и западнее, в бассейнах рек Урупа и Белой, снова появляются кораллово-водорослевые и водорослево-губковые биогермные массивы.

К западу от р. Курджипс в пределах Лагонакской подзоны Северо-Западного Кавказа мощности верхнеюрских отложений снова резко возрастают (800—850 м) и широкое развитие приобретают карбонатные породы. Оксфордский, кимериджский и титонский ярусы представлены здесь, как и в Восточно-Кавказской зоне, исключительно карбонатными породами, главным образом, разнообразными рифогенными известняками.

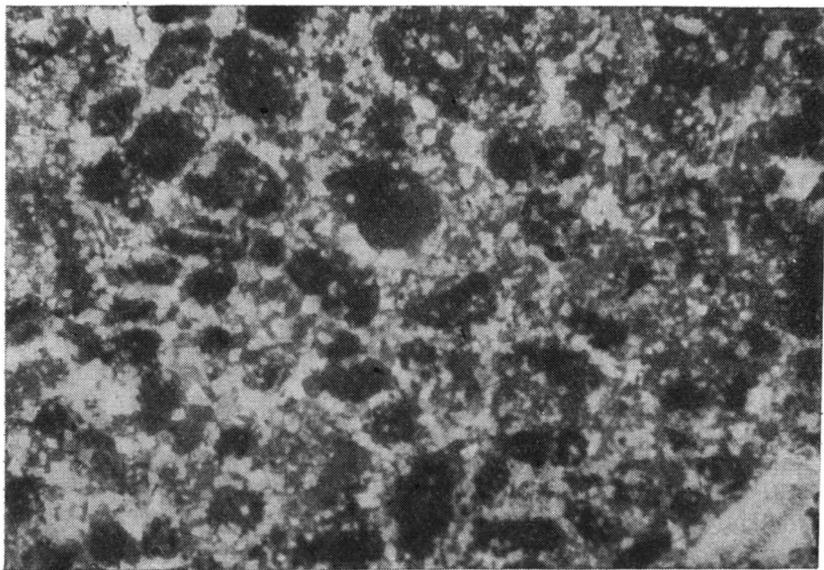
## 2. ТИПЫ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Карбонатные породы верхней юры Северного Кавказа и Предкавказья по вещественному составу подразделяются на известняки, известняки с терригенной примесью, известняки измененные и доломиты. В первых трех группах по генетическому признаку, согласно классификации М. С. Швецова (1958), выделяются известняки: 1) органогенные — биогермные, желваковые, ракушечниковые, органогенно-детритусовые; 2) биохеогенные, — оолитовые с детритом, онколито-оолитовые, микрозернистые с микродетритом, сгустковые; 3) обломочные — с окатанными обломками; с неокатанными обломками; 4) неизвестного происхождения.

Органогенные известняки особенно широко распространены. Они образуют пласты, линзы и толщи большой мощности.

Биогермные известняки сложены остатками рифостроящих организмов — кораллов, известковых губок, водорослей и гидроидных полипов, захороненных в прижизненном положении или в положении роста и образующих основной костяк биогерма. В изученном районе встречены кораллово-губково-водорослевые, коралловые, водорослевые и губковые разновидности этих известняков. Все они очень крепкие, массивные, с неясной слоистостью. Промежутки между ветвистыми или корковыми образованиями кораллов, между наслоениями губок и водорослей, ячеек и полости внутри них выполнены детритом самих рифостроителей и разнообразных сопутствующих им организмов; иногда часть этих промежутков заполнена вторичными крупнокристаллическими выделениями кальцита. Все биогермные известняки в значительной степени перекристаллизованы, лишь местами на их выветрелой поверхности или в шли-

фе можно различить реликты биогермного строения. В шлифе они представляют собой сплошной агрегат разномерного кальцита, иногда с узорчатой или лучистой текстурой и редкими остатками организмов. Последние удается обнаружить лишь благодаря характерному расположению зерен вторичного кальцита, скоплениям органического вещества, повторяющим контуры скелета, или инкрустации его кристалликами пирита.



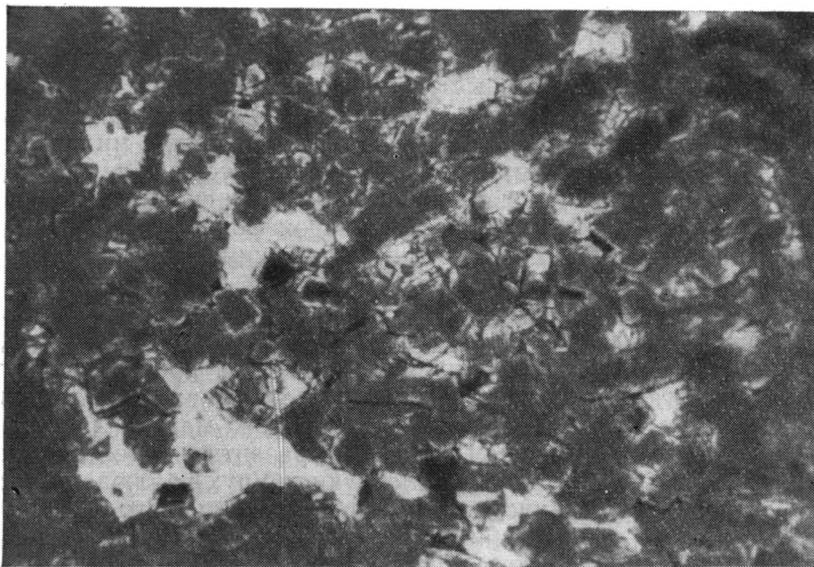
Фиг. 1. Петлевидная текстура в доломитизированном известняке, увел. 20

Кораллово-губково-водорослевые и коралловые известняки (реки Урух, Фиагдон, Курджипс и др.) пористые, часто кавернозные и трещиноватые. Трещины, поры и каверны зияющие, иногда по стенкам окружены корочками кристаллического кальцита или выполнены битумом. Водорослевые известняки слабо трещиноваты, местами в них наблюдаются небольшие зияющие каверны и пористые зоны, но чаще поры и каверны выполнены крупнокристаллическим кальцитом. Водорослевые известняки встречаются по всему разрезу.

Для биогермных известняков характерны почти полное отсутствие терригенной примеси и широкое развитие доломитизации. Центральные части биогермных тел часто полностью превращены в доломиты (реки Урух, Черек Балкарский). Можно выделить несколько разновидностей доломитизированных известняков. В начальной стадии хорошо видно развитие доломитизации в стороны от трещин, пор или пустотелых раковин, в первую очередь в участках с мелко- или микрозернистым строением. В сильно доломитизированных кавернозных и пористых биогермных известняках благодаря избирательному характеру процесса образуются узорчатые, петлевидные текстуры (фиг. 1). Порода становится яснозернистой с характерным кристаллическим блеском на сколе. За счет разрастания кристалликов доломита в сторону пустотного пространства сокращается размер первичных органогенных пор и резко меняется их форма с круглой на извилисто-угловатую, повторяющую очертания кристаллов (фиг. 2). Процент пористости породы значительно возра-

стает благодаря развитию сети вторичных пор и микротрещинок, образующихся при доломитизации между отдельными кристаллами.

Доломитизированные разновидности биогермных известняков широко развиты в отложениях верхнего оксфорда и кимеридж-титона в бассейнах рек Урух, Черек, Чегем и др. Местами известняки полностью



Фиг. 2. Доломит со вторичной межкристаллической пористостью, увел. 40

превращены в доломиты, первичное органическое происхождение их может быть установлено только при детальном прослеживании фациальных изменений в толще, по их залеганию внутри биогермных массивов и по находкам в шлифах остатков органического вещества, подчеркивающего следы фауны.

Желваковые — онколитовые известняки от темно- до светло-серых, состоят из водорослевых и водорослево-губковых желвачков размером от 0,2 до 5 см, сцементированных микро- и мелкозернистым кальцитом, пористые, с большим количеством сутуровых швов, параллельных и наклонных к напластованию. Встречаются как в виде хорошо выдерживающихся по простиранию пластов, так и в виде крупных линз (до 50 м мощности). Развиты в бассейнах рек Уруха, Курджипса, на Лагонакском плато.

Ракушечниковые известняки — брахиоподовые и смешанного состава (брахиоподы, пелециподы, фораминиферы, иглокожие и др.) — образованы тесно соприкасающимися раковинами и их детритом, сцементированными микрозернистым кальцитом, местами с алевритовой примесью (до 10—15%). Породы пористы и слабо трещиноваты. Существенной роли в отложениях верхней юры они не играют; встречаются в виде мало мощных (0,2—0,8 м) линз и быстро выклинивающихся пластов в отложениях келловоя (р. Ардон), верхнего оксфорда (р. Гизельдон) и титона (реки Урух, Курджипс).

Среди органично-детритусовых известняков выделяются: полидетритовые, брахиоподовые, криноидные и спикуловые. Полидетритовые встречаются по всему разрезу верхней юры. Это светлые, коричневатые

или темно-серые известняки, плитчатые, довольно крепкие с шершавым неровным сколом, неравномернозернистые (от крупно- до микрозернистых). Состоят из разнообразных органических остатков: брахиопод, иглокожих, мшанок, пелеципод, фораминифер, известковых губок, кораллов и водорослей (синезеленых, зеленых, реже багряных). Размер обломков от 0,04—0,06 мм до 1—2 см, форма угловатая. В отдельных прослоях заметна сортировка материала по размеру, создающая ясно выраженную слоистость, чаще же текстура породы беспорядочная. Крупнодетритусовые разности более пористы и более трещиноваты. Поры первичные — органогенные (полости раковин, ячеи кораллов и губок) и вторичные, образованные при выщелачивании. Форма пор округлая или неправильно извилистая; размер — от долей миллиметра до 5—6 мм. Микро- и мелкодетритусовые разности, если количество детрита в них превышает 40%, слабо пористые, часто сильно рассланцеванные. Полидетритовые известняки в нижнеоксфордских и верхнетитонских отложениях содержат характерные желваки кремней. Описываемые известняки слабо перекристаллизованы.

Во многих случаях широко развита вторичная кальцитизация, в результате которой полости и ячеи в скелетных остатках организмов, поры и трещинки выполняются крупнокристаллическим прозрачным кальцитом. Местами органогенно-детритусовые известняки слабо доломитизированы (реки Урух, Чегем). Примесь терригенного материала обычно не превышает 4%, за исключением разностей, развитых в Центрально-Кавказской зоне. По рекам Кубань, Зеленчуки и Урух наблюдаются песчанистые и алевроитово-глинистые полидетритовые пористые известняки.

Брахиоподовые органогенно-детритусовые известняки встречаются редко и только вблизи линз брахиоподовых ракушечников. Состоят они из разновеликих и беспорядочно расположенных обломков брахиопод; довольно пористые, слабо трещиноватые.

Криноидные известняки светло-серые некрепкие, крупнозернистые, с характерным сверкающим неровным сколом и шершавой поверхностью. Состоят из округлых и многоугольных члеников криноидей, сцементированных (5—30%) мелко- и микрозернистым кальцитом; пористые. Пористость первичная, типа гранулярной и, частично, вторичная, возникшая в результате выщелачивания, реже доломитизации. Порода сильно трещиноватая. Трещины открытые или выполненные кальцитом. Криноидные известняки встречаются в основании разреза оксфорда в виде маломощной (0,5 м) пачки в бассейнах рек Урух и Чегем.

Спикуловые известняки образованы на 30—40% скелетными остатками и спикулами кремнистых губок, сцементированных микро- и мелкозернистым кальцитом. Спикулы губок выполнены микрозернистым халцедоном, а местами кальцитизированы. Известняки очень крепкие с гладким ступенчатым или раковистым сколом, почти непористые, слабо трещиноватые. Развиты в низах оксфордских и в верхах титонских отложений по рекам Гизельдон, Чегем, Баксан и др. Мощность их 10—80 м.

Биохемогенные известняки представлены оолитовыми с детритом, оолитово-онколитовыми, микрозернистыми с тонкораздробленным детритом и сгустковыми известняками.

Оолитовые известняки — серые, коричневатые-серые массивные или косослоистые, крепкие, разнозернистые, пористые, трещиноватые; содержат примесь (1—30%) органогенного детрита. Оолиты округлой и удлиненно-овальной формы, концентрические, реже радиальнолучистые; размер их от 0,2 до 2—3 мм. Цементом служит микрозернистый кальцит с примесью микродетрита. Цементация типа пор или соприкосновения, несплошная. Местами первичный цемент отсутствует, промежутки меж-

ду оолитами открыты или частично выполнены вторичным прозрачно-зернистым кальцитом, реже крустифицированы им. Кроме первичной гранулярной пористости, в оолитовых известняках широко распространена вторичная пористость, образующаяся в результате перекристаллизации или выщелачивания. Общая пористость породы высокая. Оолитовые известняки слабо перекристаллизованы, в отдельных прослоях доломитизированы (до 30—35%), терригенная примесь составляет 0,5—2%. Оолитовые известняки наиболее характерны для отложений верхнего оксфорда и верхнего титона; отдельные прослои и линзы их встречаются по всему разрезу (реки Терек, Урух, Курджипис и др.).

Онколито-оолитовые известняки — порода смешанного типа, переходная между оолитовыми и онколитовыми разновидностями; встречается в зоне их фациального замещения, часто приурочена к периферийным частям биогермных образований.

Микрозернистые известняки с тонко раздробленным детритом — битуминозные, темно-серые, черные или темно-коричневые, очень крепкие, массивные, с раковистым изломом. Содержат кремнистые включения в виде небольших (1—5 см) уплощенных желваков. В шлифах видно, что основная часть породы слагается микрозернистым темным кальцитом в котором рассеян тонко раздробленный детрит: встречаются прослои с более крупными обломками раковин брахиопод или спикул губок и прослои, лишенные детрита. Последние иногда отличаются повышенной битуминозностью. Битуминозное вещество или равномерно рассеяно в породе или встречается в виде нитевидных прослоев, иногда частично заполняет микротрещинки и микростилолитовые швы. И. Г. Кузнецов (1928 г.) отмечает прослои с содержанием органического вещества до 25%. Местами много включений пирита, часто окисленных. Известняки непористые, слабо трещиноватые. Трещины чаще закрытые. Перекристаллизованные разновидности описываемых известняков имеют более светлую окраску, ясную зернистость и повышенную пористость. По трещинкам и стенкам пор в них наблюдаются примазки органического вещества. Доломитизация довольно широко развита в бездетритусовых разновидностях. Можно выделить несколько разновидностей от слабо до почти полностью доломитизированных, в которых микрозернистый кальцит наблюдается лишь в виде небольших остатков. В этой же толще встречаются яснозернистые доломиты, полностью лишенные реликтов первоначальной структуры породы, по-видимому, также образовавшиеся за счет микрозернистых известняков. Терригенная примесь или отсутствует, или не превышает 5%, и только в Центрально-Кавказской зоне (реки Кубань, Зеленчуки) встречаются алеврито-глинистые и глинистые небитуминозные разновидности этих известняков.

Микрозернистые известняки с тонко раздробленным детритом слагают большую часть разреза нижнего оксфорда (реки Терек, Урух и др.) и встречаются в виде пачек значительной мощности (до 40 м) в толще кимеридж-титона. Сильно битуминозная разновидность их, отличающаяся почти полным отсутствием детрита, развита в нижних частях оксфордских и кимериджских отложений по рекам Фиагдон, Урух, Черек. Доломитизированные разновидности этих известняков отмечаются по всему разрезу района.

Стутовые известняки встречаются в виде редких прослоев и линз среди органогенных и хемогенных известняков, местами фациально замещают их. Это светлые, или коричневато-серые, массивные, крепкие, микрозернистые известняки, иногда значительно трещиноватые. Под микроскопом видно, что они сложены микрозернистыми темными стутовыми образованиями округлой или расплывчатой формы, сцементирован-

ванными микрозернистым или перекристаллизованным прозрачным мелкозернистым кальцитом. Участками попадаются обломки или небольшие скопления органогенного детрита, иногда значительное количество фораминифер (до 30%). Сгустковые известняки не содержат терригенной примеси и практически не доломитизированы. Слабая доломитизация отмечается лишь в местах фациального замещения ими доломитизированных разновидностей органогенных известняков.

Обломочные известняки, состоящие из продуктов разрушения и перемыва карбонатных пород и остатков организмов, представлены разнообразными известняковыми брекчиями и известняковыми песчаниками.

Известняковые брекчии — крепкие, массивные породы. Могут быть выделены крупно- (20—30 см), мелко- (до 0,5 см) и разнообломочные. В составе обломков — известняки и скелетные остатки организмов из нижележащих и, чаще, вмещающих толщ. Цементом служит микро- и разнозернистый карбонат, иногда со значительной (до 30%) глинистой примесью. Цементация типа заполнения пор или соприкосновения, реже базальная необильная; текстура беспорядочная. Известняковые брекчии трещиноватые, местами сильно пористые. Развиты в отложениях оксфорда (реки Гизельдон, Курджибд) в виде прослоев и линз, реже слагают толщи значительной мощности (100—150 м, р. Черек Безингийский).

Известняковые песчаники состоят из хорошо окатанных обломков известняков и скелетных остатков организмов, сцементированных микрозернистым карбонатом с примесью микродетрита или вторичным прозрачным кальцитом. Цементация базальная, типа выполнения пор или соприкосновения, а в случае с вторичной цементацией, часто крустификационная. Порода сильно пористая; пористость, главным образом, вторичная, развившаяся в результате выщелачивания первичного цемента и отдельных обломков, иногда первичная гранулярного типа, трещиноватость слабая, трещины обычно выполнены кальцитом. Текстура породы слоистой, косослоистой или беспорядочная. В пределах Центрально-Кавказской зоны отмечаются сильно пористые разновидности этих известняков с более высокой степенью пористости. Известняковые песчаники развиты в виде линз, прослоев и пачек мощностью до 25 м в отложениях верхнего оксфорда и кимеридж-титона. Они связаны тесными фациальными переходами с органогенно-детритусовыми, оолитово-детритусовыми и онколитовыми известняками (горы Оштейн, Медвежья, Лха и др.).

Довольно большую группу составляют известняки неизвестного происхождения. Это перекристаллизованные, разнозернистые (от 0,03 до 0,8 мм) крепкие, с характерным кристаллическим изломом, массивные, иногда с глыбовой отдельностью породы. Состоят из массы тесно сросшихся кальцитовых зерен неправильной лапчатой формы; в ней попадаются небольшие участки с микрозернистым строением. Местами отмечается присутствие нитевидных прожилков, пятен и налетов на стенках пор органического вещества. Перекристаллизованные известняки обычно мало пористы, но встречаются зоны со значительной пористостью типа перекристаллизации и выщелачивания. Трещиноватость слабая, большинство трещинок выполнено молочно-белым кристаллическим кальцитом. Терригенная примесь обычно незначительна и только в районе Минеральных Вод (реки Малка, Подкумок) встречается песчаная разновидность известняков. Перекристаллизованные известняки во многих частях разреза в различной степени доломитизированы, а местами и полностью замещены доломитом.

В доломитизированных разновидностях перекристаллизованных известняков широко развиты извилистые микротрещины, иногда сплошной сетью пронизывающие породу. В них количество пор и пустот, развившихся в результате доломитизации и выщелачивания, увеличивается. Описываемые известняки встречаются по всему разрезу верхней юры, особенно широко — в верхах оксфордских и кимеридж-титонских отложений.

Доломиты значительно меньше распространены, чем известняки, хотя местами они развиты довольно широко. Выделяются два типа доломитов: пластовые первичные и метасоматические пятнистые.

Пластовые доломиты — желтовато- и светло-серые, яснозернистые, с неровным сверкающим изломом, массивные. Представлены двумя разновидностями — сахаровидными доломитами очень крепкими, средне- и мелкозернистыми, слабо пористыми и песчаниковидными доломитами некрепкими, крупно- и среднезернистыми сильно пористыми, местами кавернозными. Поры и пустоты имеют характерные извилистые межкристаллические очертания, рассеяны спорадически; местами выполнены вторичным кальцитом или битумом (реки Фиагдон, Черек). Пластовые доломиты встречаются в виде пластов небольшой мощности в верхах оксфорда и в толще кимеридж-титона и рассматриваются нами как первично-доломитовые осадки.

Метасоматические доломиты тесно связаны с известняками, в толще которых они образуют пятна и линзы, иногда значительной мощности. Местами доломиты полностью замещают мощные толщи органогенных известняков (верхи оксфорда, реки Урух, Черек Балкарский). Можно проследить все стадии перехода: в различной степени доломитизированные разности известняков, доломиты с реликтами первоначальной структуры, порфиroidные доломиты и зернистые мозаичные доломиты, без первичных структурных признаков. Первые два вида описаны вместе с соответствующим типом известняков как их разновидности.

Порфиroidные доломиты крепкие, разнозернистые, с неровным сколом, пятнистые, иногда псевдобрекчиевые. На выветрелой поверхности отчетливо выступают угловатые, округлые и неправильно извилистые более светлые пятна с мелко- или микрозернистым строением и повышенной известковистостью. Они сложены ромбоэдрическими кристаллами доломита, в массе которого наблюдаются пятна микрозернистого кальцита. В осветленных участках таких пятен значительно больше. Порфиroidные доломиты слабо пористые, поры мелкие редко рассеяны в породе. Доломиты встречаются в отложениях кимеридж-титона по рекам Урух, Псыган-Су, Черек и др.

Зернистые мозаичные доломиты крепкие, пористые и кавернозно-пористые, участками сильнотрещиноватые. Каверны и поры заполнены черным блестящим, хрупким битуминозным веществом, по трещинам и стенкам пор наблюдаются налеты порошкообразного, пачкающего руки битумного вещества (р. Черек Балкарский). Эта разновидность доломитов широко развита в оксфордских отложениях и встречается в кимеридж-титонских по всему району.

### 3. КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД

Среди карбонатных пород верхней юры по степени кавернозности, пористости и трещиноватости можно выделить четыре группы коллекторов: 1) кавернозные; 2) преимущественно пористые; 3) пористо-трещиноватые; 4) преимущественно трещиноватые. В каждой из этих групп, в свою очередь, могут быть выделены разновидности.

Пористость карбонатных пород изменяется от долей процента до 30—40%. Породы, пористость которых превышает 6% уже могут являться коллекторами. Поры и каверны разнообразны по размерам и форме, что определяется прежде всего и структурно-текстурными особенностями пород. Выделяются три вида пористости (кавернозности) — первичная, пористость изменения, пористость растворения и выщелачивания. Первичная пористость представлена двумя разновидностями — органогенной (рифогенная, ракушечниковая) и гранулярной.

К коллекторам первой и второй групп с первичной рифогенной пористостью прежде всего относятся биогермные известняки отложений оксфорда и кимеридж-титона рек Фиагдон, Гизельдон, Урух и др. Общая пористость их колеблется от 0,3 до 10%. К коллекторам первых двух групп, имеющим гранулярную пористость, относятся оолитовые, онколитовые и разнообразные обломочные известняки. Пористость их значительно изменяется в зависимости от количества и типа цемента в породе. В разновидностях, почти лишенных цемента, пористость составляет 9—11%; в тех же породах, но с крустификационным несплошным цементом 3—1,5%, а с микрозернистым кальцитовым цементом типа пор и соприкосновения — всего 0,2—0,8%.

Пористости изменения особенно широко развиты в верхнеюрских карбонатных породах. Это пористости перекристаллизации и доломитизации, накладывающиеся на первичную пористость и уменьшающие или значительно увеличивающие ее процент. К группам кавернозных и пористых коллекторов этого типа могут быть отнесены перекристаллизованные и в различной степени доломитизированные известняки и метасоматические доломиты отложений верхнего оксфорда и кимеридж-титона бассейна рек Фиагдон—Баксан. Пористость их достигает 15%, но может составлять и всего 1—3% (при закрытом характере пор или заполнении их). К этим же группам коллекторов (пористость 8—12%) должны быть отнесены пластовые рыхлые доломиты отложений кимериджа по рекам Уруху, Псыган-су, Череху и др.

Пористость растворения и выщелачивания встречается вместе с двумя предыдущими видами пористости и часто развивается по ним. Самостоятельную роль она играет редко. Обычно же эта пористость накладываается на другие виды пористости и в совокупности с ними и с трещиноватостью создает наиболее перспективные с точки зрения коллекторских свойств разновидности карбонатных пород. К группам кавернозных и преимущественно пористых коллекторов, обладающих всеми тремя видами пористости, относятся доломитизированные биогермные, оолитовые и обломочные известняки, кавернозные и пористые доломиты с реликтами первоначальной структуры и яснозернистые мозаичные доломиты. Трещиноватые их разновидности относятся к группе пористо-трещинных коллекторов. В образцах этих пород с р. Черек Балкарский пористость составляет 15%. К трещинно-пористым коллекторам относятся мелко- и микродетритусовые известняки (пористость 4,6%), мелко- и микрозернистые известняки с детритом и без него (пористость 0,6—11%).

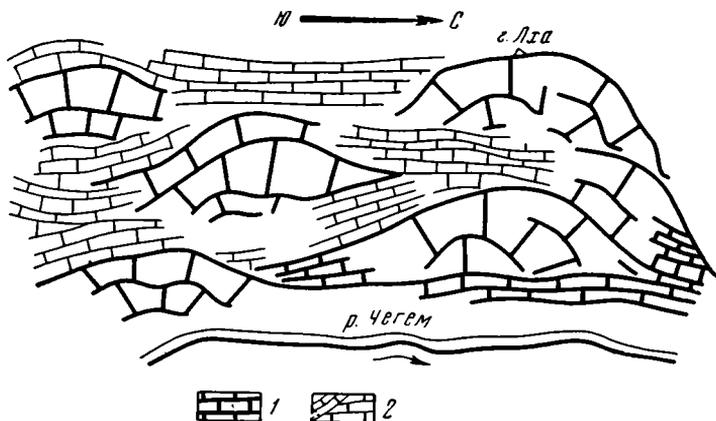
К преимущественно трещинным коллекторам относятся микрозернистые известняки, известняковые брекчии, сгустковые известняки. Каждому из приведенных типов карбонатных пород свойственна индивидуальная комбинация систем трещин, обусловленная литологическим составом пород. Породы разного литологического состава значительно отличаются по интенсивности развития в них трещин и стилолитовых швов. Однако наблюдаются трещины, пронизывающие всю толщу карбонатных пород. Они явно тектонического происхождения, но играют в об-

шем балансе трещинной емкости коллекторов далеко не главную роль (Михайлова и Соловьев, 1961).

Наиболее перспективными коллекторами в верхнеюрских отложениях описываемого района являются кавернозные, преимущественно пористые и пористо-трещиноватые доломитизированные органогенные, оолитовые и обломочные известняки и метасоматические доломиты, слагающие биогермные массивы.

#### 4. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ БИОГЕРМНЫХ МАССИВОВ

Среди верхнеюрских отложений Северного Кавказа и Предкавказья биогермные массивы развиты довольно широко. Они встречаются в верхнеюрских отложениях по рекам Тереку, Фиагдону, Гизельдону, Ардону, Уруху, Череку, Чегему, Баксану, Малой Лабе, в верховьях рек Курд-

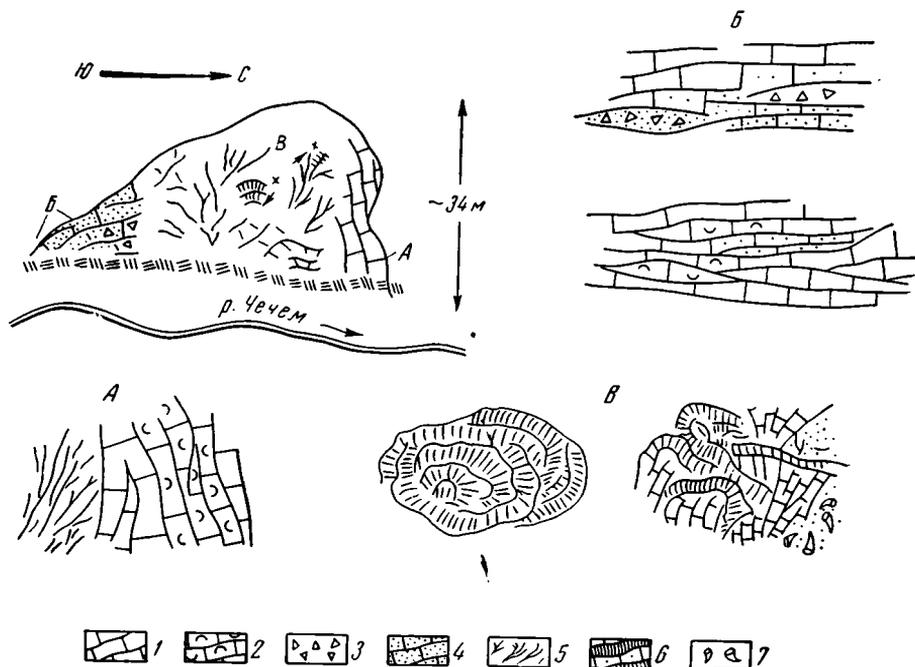


Фиг. 3. Схематическая зарисовка обнажения рифогенной толщи на левом берегу р. Чегем

1 — массивные известняки с реликтами рифостроящих организмов;  
2 — плитчатые микрозернистые и детритусовые известняки

жилса, Белой и Пшехе. Биогермные массивы представлены небольшими конусовидными, караваеобразными и крупными многовершинными телами.

Несмотря на значительное развитие вторичных процессов, в большинстве случаев в биогермных массивах хорошо выделяется характерное массивное тело собственно биогерма, сложенное сильно перекристаллизованными или доломитизированными известняками с отдельными реликтами первичного органогенного происхождения. Реликты обычно сохраняются в виде специфических рифогенных текстур на выветрелой поверхности. В некоторых случаях центральные и привершинные части биогермов целиком доломитизированы и сильно разрушены (р. Урух). Особенно хорошо тела собственно биогермов выделяются в крупных рифовых толщах на фоне разнообразных обломочных и детритовых известняков, всегда значительно слабее подвергающихся процессам изменения (фиг. 3). Между телами собственно биогермов, по их краевым частям, и в виде линз и карманов внутри них обычно широко развиты скопления детритового материала, часто сменяющиеся к краям массива настоящими известняковыми песчаниками с косою слоистостью (реки Терек, Пшеха и др.). В биогермном массиве по р. Чегем, в 1,5 км севернее входа в ущелье, пологий южный склон сложен линзовидно-переслаи-



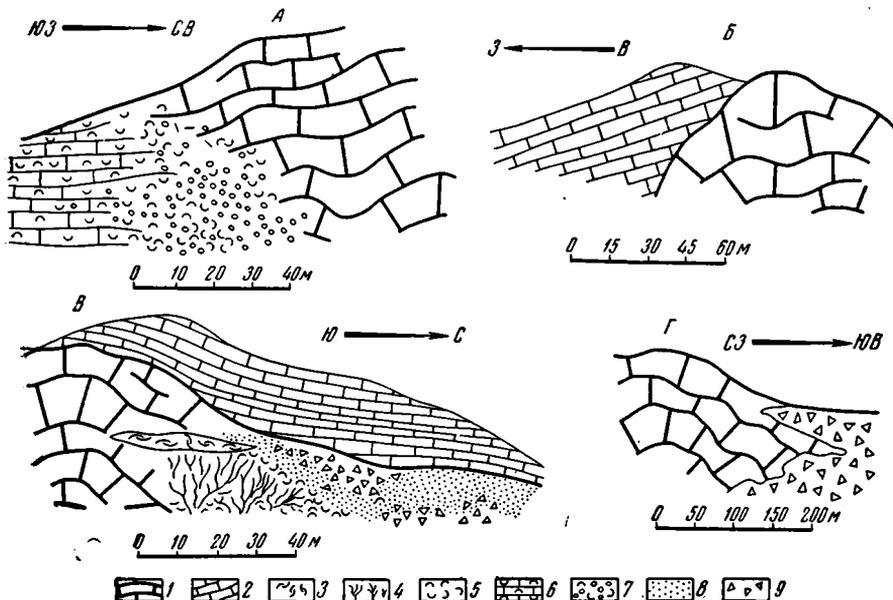
Фиг. 4. Схематическая зарисовка биогермного массива на левом берегу р. Чегем (ниже устья)

А — северо-восточный склон; Б — южный склон; В — центральная часть массива; 1 — биогермный известняк; 2 — детритусовый известняк; 3 — органогенная брекчия; 4 — известняковый песчаник; 5 — колонии кораллов; 6 — водоросли; 7 — обломки кораллов

вающимися известняковыми брекчиями и известняковыми песчаниками, крутой северный склон — детритовыми известняками (фиг. 4).

На склонах некоторых биогермных массивов наблюдается широкое развитие онколитовых (р. Урух, гора Оштейн), оолитовых (р. Фиэгдон) и смешанных косослойных оолитово-детритовых (р. Терек) известняков с маломощными прослоями и линзами обломочных известняков. На горе Оштейн онколитовые и оолитово-онколитовые образования слагают толщу мощностью более 150 м на протяжении 1,5 км.

Если на склонах массивов развиты органогенно-детритусовые известняки, переслаивающиеся с известняковыми песчаниками, оолитовыми известняками и другими породами, то контакты этих массивов с вмещающими породами постепенные или постепенно выклинивающиеся с последовательным замещением известняков, типичных для биогермных образований, обычными слоистыми плитчатыми известняками (фиг. 5). Резкие контакты биогермных массивов с вмещающими их породами встречаются на р. Ардон, на горах Фишт и Медвежья, в районе Церик-Геля. По типу они могут быть отнесены к так называемому контакту «вклин» (Маслов, 1946). При резком контакте с вмещающими породами в биогермных массивах нередко весь шлейф представлен грубыми разностями детритовых и особенно обломочных известняков — очень крупнодетритовыми известняками, крупно- и разнообломочными брекчиями, иногда с линзами известковых гравелитов и даже известковых конгломератов (гора Фишт). На реках Черек и Белой наблюдаются контакты облекания. При этом более поздние по времени образования породы создают пологие складки над биогермными массивами. По рекам Гизельдон и Фиэгдон и в некоторых других местах были встре-



Фиг. 5. Типы контактов биогермных массивов с вмещающими толщами

А — постепенный контакт (р. Терек, выше сел. Редант); Б — контакт притыкания (правый берег р. Фиагдон); В — контакт облекания (левый берег р. Гизельдон); Г — контакт «вклин» (гора Оштейн).

1 — биогермные известняки; 2 — микрозернистые плитчатые известняки; 3 — брахиоподовые ракушечники; 4 — колонии кораллов; 5 — скопления детрита; 6 — органогенно-детритусовые известняки; 7 — линзовидное переслаивание оолитовых, онколитовых и органогенно-детритусовых известняков; 8 — известняковые песчаники; 9 — известняковые брекчии

ченые контакты притыкания более молодых пород к биогермному массиву.

Характерными для периферийных частей биогермных массивов, особенно для их шлейфов, является значительная пористость и кавернозность. К этим же зонам приурочено широкое развитие процессов вторичной доломитизации, местами с разрушением известняков до доломитовой муки. Доломитизация пород, слагающих биогермные массивы имеет неравномерный, пятнистый характер и захватывает не только тело биогерма и его шлейф, но и вмещающие породы (р. Урух). В зоне доломитизации породы сильно кавернозны, трещиноваты, изобилуют пещерами, понорами и т. д. По рекам Череку и Уруху к участкам интенсивной доломитизации пород биогермных массивов приурочено насыщение пород битумом, заполняющим поры и каверны в рыхлой мучнистой породе.

Сопоставление полевых материалов с данными разведочного бурения на площади Церик-Гель в районе Голубых озер позволяет считать, что разведочные скважины вскрыли не антиклинальную складку в верхнеюрских отложениях, а биогермный массив в зоне его шлейфа, сложенного типичными рифогенными брекчиями с линзами известковых песчаников. Пропластки ангидритов и гипсов, вскрытые разведочными скважинами на Церик-Геле, являются в одних случаях вторичными образованиями, возникшими при интенсивной сульфатизации пород биогермного массива, в других (титон) — свидетельствуют об обмелении бассейна и образовании лагунных условий на локальных участках. Нефтепроявления приурочены к породам, расположенным ниже прослоев ангидрита; зерна из них не получено. Можно предполагать, что скопления нефти в погребенном биогермном массиве по рекам Череку и Уруху, приурочены к разрушенной до доломитовой муки породе.

На Безводненско-Ширванской площади геофизическими методами под чехлом более молодых отложений были оконтурены холмовидные массивы известняков верхней юры. Керн из нескольких скважин, прошедших эти массивы, показал, что последние, несомненно, представляют собой крупные органогенные сооружения, которые явились прекрасными ловушками для нефти и газа.

Немалый интерес в пределах Западного Предкавказья вызывает субширотная полоса развития разнообразных рифогенных (органогенных и обломочных) известняков титонского возраста, протягивающаяся ст междуречья Белой и Пшехи на востоке вплоть до Крымского п-ова на западе.

Исследования по рекам Тереку, Фиагдону, Ардону, Череку и др., показали, что биогермы встречаются не только на сводах локальных структур, осложняющих моноклиналь Северного Кавказа, но и на их крыльях и периклиналях. В некоторых случаях (Церик-Гель и р. Черек) биогермы не связаны с локальными складчатыми структурами и расположены на моноклинали, будучи приурочены, возможно, к поперечным разрывам. Вышележащие слои при этом нередко образуют пологую структуру облекания. Развитию поперечного разрыва, очевидно, обязаны своим возникновением и биогермы р. Чегем. Здесь в естественном обрыве наблюдается их «ярусное» расположение (см. фиг. 3). Общая мощность рифогенной толщи превышает 1000 м. Севернее основного массива известняков примерно на одной с ним линии развиты более мелкие массивы.

Для Западного Кавказа характерна приуроченность биогермных массивов к поперечным конседиментационным разломам (Хаин и Ломидзе, 1960). Гряда крупных биогермных массивов протягивается от горы Фишт к горе Оштейн и затем далее на север, вдоль верхнего течения р. Цице, следуя направлению Цицинского разлома. К западу от р. Цице биогермные известняки сменяются известковыми брекчиями, состоящими в значительной части из обломков рифогенных известняков и представляющими, по-видимому, шлейфовую зону меридиональной полосы биогермов.

Широкое развитие крупных биогермных массивов в описываемой области представляет значительный интерес с точки зрения перспективности их как ловушек нефти и газа. Необходима постановка детальных работ по выявлению зон их развития и изучению закономерностей строения и размещения массивов в структурном плане региона.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Барковская М. Г. Материалы к петрографии верхнеюрских и нижнемеловых отложений р. Белой (Сев. Кавказ). Зап. Всерос. мин. о-ва, 2 сер. LXVI, № 3, 1937.
- Михайлова М. В., Соловьев А. В. К вопросу о типах карбонатных коллекторов Северного Кавказа и Предкавказья. Тр. ВНИГНИ, вып. 34. Гостоптехиздат, 1961.
- Маслов В. П. О способах захоронения биогермов на примере артинских образований р. Сылвы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1946.
- Пламеневский М. Н. Оолитовые известняки горы Известковая в Ингушетии. Изд. Ингуш. н.-и. краеведч. музея, Владикавказ, 1929.
- Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. ВГРО, вып. 148, 1932.
- Сермягин В. А. Материалы к петрографии осадочных пород Северного Кавказа. Изв. Геол. ком-та, т. 48, № 10, 1929.
- Хаин В. Е., Ломидзе М. Г. Основные черты тектонического строения области. Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа. Тр. Кавказ. эксп. ВАГТ и МГУ за 1957 г., т. 2, Ставрополь, 1960.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, 1958.

Всесоюзный н.-и. геолого-разведочный  
нефтяной институт  
Москва

Дата поступления  
12.III.1965

УДК 553.94(551.762)

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ГУМУСОВЫХ УГЛЕЙ  
ЮРСКОЙ ЭПОХИ УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ И ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ  
НА ТЕРРИТОРИИ СССР**

***П. П. ТИМОФЕЕВ, Л. И. БОГОЛЮБОВА***

**1. ВВЕДЕНИЕ**

Успехи в комплексном изучении углей и угленосных формаций за последнее десятилетие позволяют пересмотреть некоторые частные и общие вопросы угольной геологии и с иных методических позиций подойти к их решению. Одним из таких вопросов является установление особенностей вещественного состава гумусовых углей различных эпох угленакопления и закономерностей его изменения в истории развития Земли.

В настоящее время вещественный состав гумусовых углей уже не рассматривается только с точки зрения количественного соотношения трех типов вещества — гелефицированного, фюзенизированного и лейптинитового, так как качественные различия (в пределах типов вещества) проявляются петрографически еще и в степени сохранности структуры и измельчении лигнино-целлюлозных тканей. Последние, как выяснилось, являются решающими при определении генетического типа угля и оказывают существенное влияние на его технологические свойства, как, например, спекаемость (Боголюбова и др., 1951; Тимофеев, 1952, 1964; Жемчужников, 1954; Боголюбова, 1959; Тимофеев и др., 1962а, 1962б, 1962в, 1964б, 1965; Нестеров, 1963; Румянцева, 1965).

Не осталось прежним также и понимание фюзенизированного вещества. Последнее расчленено на три типа — собственно фюзенизированное, гелефюзенизированное и гелефюзеноподобное (Тимофеев и др., 1964). Это также представляет не только теоретический смысл, но и имеет вполне определенное практическое значение. Детализация вещественного состава углей в значительной мере проведена и по определению исходной природы тканей (Вальц, 1956). Подчеркнуты особенности вещества углей, возникшего из листовой паренхимы, древесины стеблей, пробковых и механических тканей, а также из крупной и мелкой древесной и травянистой растительности.

В связи с более дифференцированным пониманием вещественного состава углей и их связи с условиями накопления осадков угленосных формаций впервые разработаны принципы генетической классификации гумусовых углей (Тимофеев, 1952, 1956, 1960; Тимофеев и др., 1962б, 1964б), в основу которой положены парагенезы типов углей, объединяемых единством структуры, возникшей в процессе гелефикации, гелефюзенизации и фюзенизации исходного растительного материала. В результате этого все многообразие генетических типов углей в природе, которое ранее вкладывалось в рамки вещественно-петрографических классификаций (кларены, дюрены и т. п.), теряя при этом специфику своего выражения, получило право на существование.

В свете изложенного и в развитие идей Ю. А. Жемчужникова (1955), касающихся эволюции угленакопления в геологической истории, появилась необходимость вновь проанализировать вещественный состав углей по эпохам угленакопления в соответствии с современным уровнем наших знаний об угле.

В настоящей статье мы остановимся на своеобразии черт вещественного состава углей юрской эпохи угленакопления на территории СССР и тех факторов, которыми они обусловлены. Вслед за Ю. А. Жемчужниковым, к юрской эпохе угленакопления мы относим также отложения рэт-лейаса и верхней юры — нижнего мела, которые с ней генетически связаны.

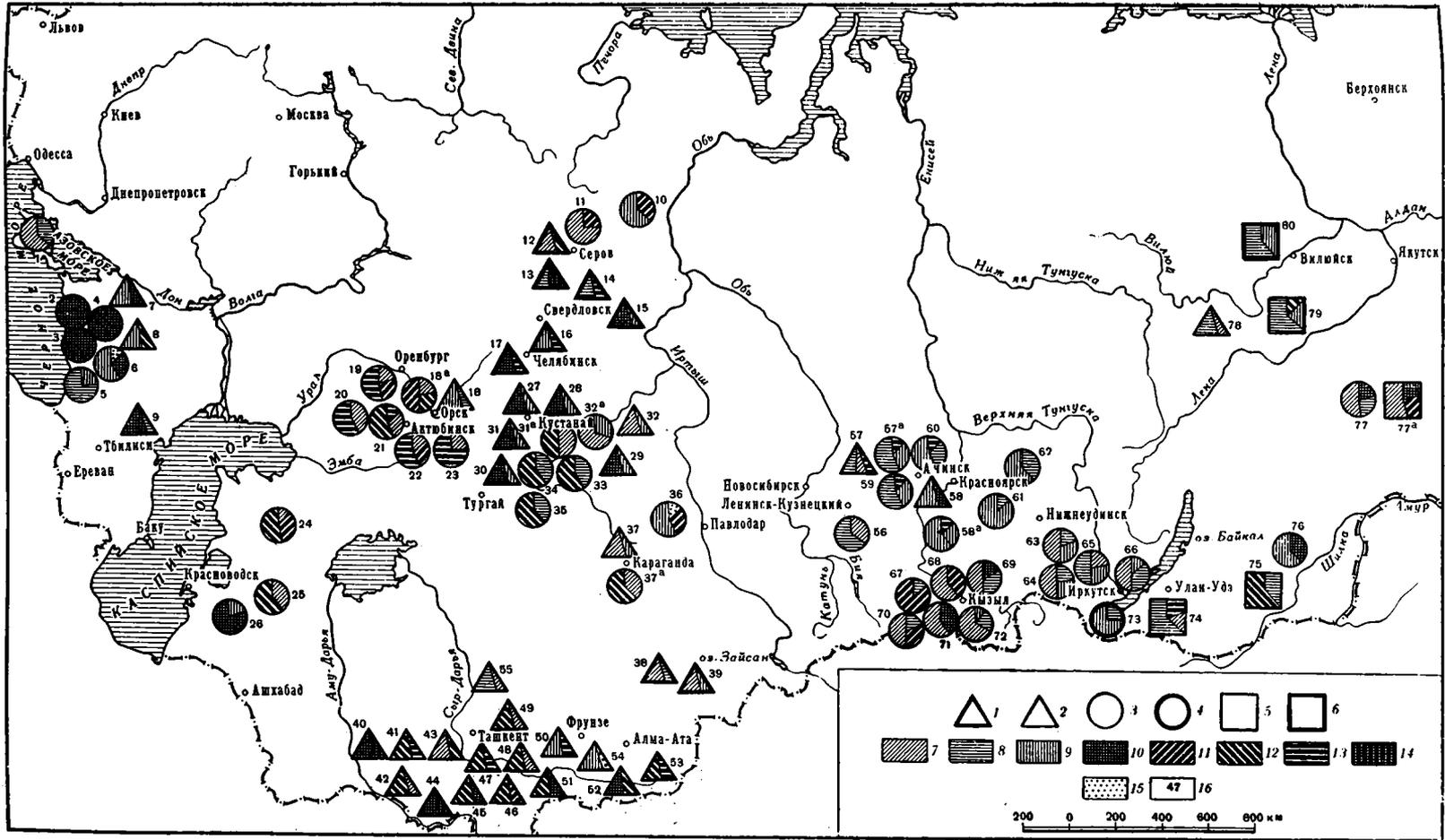
Предлагаемая работа основана на материале собственных исследований, проведенных в большинстве угольных бассейнов и месторождений Советского Союза, а также на литературных данных различных авторов — Ю. А. Жемчужникова, Б. И. Гуджеджиани, Б. К. Чичуа, А. И. Гинзбург, И. Б. Волковой, Е. И. Таракановой, О. Д. Русановой, Л. П. Нефедьевой, И. Э. Вальц, А. С. Стругова и многих других.

## 2. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ПОДГРУПП ГУМУСОВЫХ УГЛЕЙ

Вещественный состав углей в угленосных формациях рассматривается применительно к разработанной нами номенклатуре и генетической классификации гумусовых углей (Тимофеев и др., 1964, 1965). В данной статье допущены обобщения типов углей, близких по структуре и составу углеобразующего и второстепенного типов вещества. Так, например, гелинито-коллинитовые угли со спорами и пылью или кутикулой, или гелифюзинитом и т. п., каждого из которых в угле менее 25%, объединены в один тип гелинито-коллинитового угля. В типах угля с бимацеральными названиями, как, например, в гелифюзинито-гелинито-телинитовом угле, гелинито-телинитовое вещество составляет не менее 50%, а на долю гелефюзенизированного вещества приходится от 25 до 50%. В результате такого объединения в сложении угольных пластов юрской эпохи угленакопления принимают участие 44 генетических типа угля, отвечающие 9 подгруппам, распределение которых по угольным бассейнам и месторождениям показано на фигурах 1, 2 и 3. В каждом треугольнике, кружке и квадрате (фиг. 1) суммировано процентное содержание основных подгрупп углей, встречающихся в угленосных толщах тех или иных месторождений и бассейнов.

*Гелинито-телинитовая подгруппа углей* включает типы углей, которые более чем на 50% состоят из гелинито-телинитового вещества, представленного крупными гелефицированными фрагментами тканей с четкими контурами то с более, то с менее сохранившейся клеточной структурой. Разнообразие типов углей определяется различиями в составе второстепенных микрокомпонентов, которыми являются семигелефюзенизированные, гелефюзенизированные, лейптинитовые и др., а также микрокомпоненты, возникающие из паренхимных и перидермальных тканей.

*Гелинито-коллинитовая подгруппа углей* состоит из типов, в которых преобладает гелинито-коллинитовое вещество, являющееся результатом сильного разложения лигнино-целлюлозных тканей в процессе гелефикации. Оно бесструктурно, иногда комковатое или хлопьевидное. Гелефицированные фрагменты тканей почти отсутствуют. Особенности второстепенного микрокомпонентного состава определяют тип гелинито-коллинитового угля.



Фиг. 1. Схематическая карта распределения генетических типов углей основных бассейнов и месторождений юрской эпохи угленакопления на территории СССР

Возраст угольных месторождений и бассейнов: 1 — верхний триас — нижняя юра, 2 — нижняя юра, 3 — средняя юра, 4 — средняя — верхняя юра, 5 — верхняя юра, 6 — верхняя юра — нижний мел. Генетические типы углей: 7 — гелинито-теллинитовые, 8 — гелинито-посттеллинитовые, 9 — гелинито-преколлинитовые, 10 — гелинито-коллинитовые, 11 — гелифузинито-теллинитовые, 12 — семигелифузинито-теллинитовые, 13 — гелифузинито-посттеллинитовые, 14 — гелифузинито-коллинитовые, 15 — лейптинитовые; 16 — порядковый номер угольного месторождения или бассейна

*Гелинито-посттелинитовая и гелинито-преколлинитовая подгруппы углей* по степени разложения и измельчения лигнито-целлюлозных тканей занимают промежуточное положение между гелинито-телинитовыми и гелинито-коллинитовыми углями. Второстепенный микрокомпонентный состав их близок соответственно то к тем, то к другим углям.

*Семигелифюзинито-телинитовая подгруппа углей* характеризуется типами, в которых преобладают (более 50%) коричневые в проходящем свете растительные остатки с сохранившейся клеточной структурой и четкими контурами. Типы углей этой подгруппы определяются присутствием большего или меньшего количества гелефицированных и гелефузенизированных микрокомпонентов с различной степенью сохранности структуры. Лейптинитовые компоненты в семигелифюзинито-телинитовых углях существенного значения не имеют.

*Гелифюзинито-телинитовая подгруппа* включает типы углей, в составе которых преобладают гелефузенизированные фрагменты тканей то с более, то с менее сохранившейся клеточной структурой. В качестве второстепенных микрокомпонентов в одних типах присутствуют семигелифюзенизированные, в других — гелефицированные или те и другие вместе.

*Гелифюзинито-посттелинитовая подгруппа углей* характеризуется более измельченным и более предварительно остудневшим растительным материалом, чем гелифюзинито-телинитовые угли.

*Гелифюзинито-коллинитовая подгруппа углей* объединяет типы углей, характеризующиеся бесструктурным или слегка комковатым черным, иногда черно-бурым веществом гелифюзинито-коллинита, являющегося результатом окисления предварительно сильно остудневшего растительного материала. Обычно гелифюзинито-коллинитовое вещество цементирует лейптинитовые микрокомпоненты, количество которых варьирует от небольшого до значительного. Нередки случаи присутствия гелефицированного вещества, представленного всеми формами превращения растительных тканей. Соотношение лейптинитовых и гелефицированных второстепенных микрокомпонентов определяет тип гелифюзинито-коллинитового угля.

*Лейптинитовая подгруппа* включает типы, представленные стойкими к разложению растительными элементами, то более, то менее сохранившими специфику своего первоначального строения. По составу этих элементов угли подразделяются на споринитовые, кутинитовые, суберинитовые и резинитовые типы. Цементирующее вещество в них разнообразно: гелинито-коллинитовое, семигелифюзинито-коллинитовое, гелифюзинито-коллинитовое или смешанное. Характерно, что оно всегда бесструктурно или имеет слабо выраженную комковатость или хлопьевидность. Среди лейптинитовых типов углей встречаются также и такие, в которых даже стойкие элементы остуднели и превратились в коллинитовое вещество. К ним относятся кутинито-коллинитовые и лейптинито-коллинитовые типы углей. В последних остудневали и стойкие форменные элементы (споры, пыльца, пробковые ткани) растительного вещества.

Кроме охарактеризованных подгрупп углей и их генетических типов, в небольшом количестве встречаются гелифюзинитоподобные посттелинитовые, преколлинитовые и коллинитовые типы углей, обогащенные значительным количеством терригенной минеральной примеси. Угли этих типов имеют относительно подчиненное развитие, сопутствуют гелифюзинитовым углям и условно включены нами в соответствующие подгруппы<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Гелифюзинитоподобные преколлиниты включены в подгруппу гелифюзинито-коллинитовых углей.

Все типы углей перечисленных подгрупп могут содержать то или иное количество минеральной примеси; коллинитовые угли имеют, как правило, включения глинистого материала, а телинитовые — примесь песчано-алевролитовой размерности и часто содержат пирит. Гелинитовые и гелифюзинитоподобные зольные типы углей обычно характерны для окраинных частей областей торфонакопления.

### 3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ПОДГРУПП ГУМУСОВЫХ УГЛЕЙ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Распределение генетических подгрупп углей в различные отрезки времени юрской эпохи угленакопления на территории СССР показано на фиг. 1.

В рэт-лейасе и нижней юре (фиг. 2) на территории СССР преимущественное развитие имели гелинитовые угли, от телинитовых до коллинитовых включительно, кроме большинства месторождений Средней Азии, где основная роль принадлежит гелифюзинитовым и семигелифюзинитовым углям с телинитовой структурой в широком смысле слова.

В среднеюрское время (фиг. 3) гелинитовые угли были характерны для Кузнецкого, Канско-Ачинского, Иркутского, Улугхемского бассейнов, Южно-Якутской площади, месторождений Закавказья и Забайкалья. Они представлены всеми структурными типами, количественные соотношения между которыми в различных бассейнах и месторождениях неодинаковы. Преобладающее развитие гелифюзинитовых и семигелифюзинитовых углей свойственно Урало-Каспийскому, Орскому, Убаганскому, отчасти Улугхемскому бассейнам и некоторым месторождениям Закаспийского района: все они, как правило, имеют телинитовую и посттелинитовую структуры. Для некоторых месторождений (Соль-Илецкое, Жиллярское, Сукайтинское, Оби-Равноуское и др.) характерны гелифюзинитоподобные угли посттелинитовой и коллинитовой структуры.

В верхней юре, а также в верхней юре — нижнем мелу (фиг. 3): угленакопление известно только в восточных районах СССР. Так, в Забайкалье встречаются гелинито-телинитовые и гелинито-посттелинитовые, отчасти семигелифюзинито-телинитовые (Черновское месторождение) типы углей. В Вилюйском бассейне пласты слагаются, в основном, гелинитовыми углями с посттелинитовой и телинитовой структурой; к ним в небольшом количестве примешаны гелифюзинитовые угли.

Из сопоставления схем распределения генетических подгрупп углей в разрезе и на площади юрской эпохи угленакопления можно констатировать, что какой-либо приуроченности тех или иных подгрупп на территории СССР к определенным отрезкам юрского времени не устанавливается, хотя количественное соотношение между гелинитовыми и гелифюзинитовыми подгруппами углей в юре закономерно изменяется. При преобладающем развитии гелинитовых углей на протяжении всей юрской эпохи в целом их роль постепенно уменьшается от рэт-лейаса к средней юре и затем снова увеличивается в верхней юре и мелу. Соответственно гелифюзинитовые подгруппы углей в рэт-лейасе представлены незначительным количеством; распространение их в нижней юре становится более широким, в средней юре достигает максимума и затем снова снижается в позднеюрское и позднеюрско — меловое время.

Если проследить особенности второстепенного микрокомпонентного состава гелинитовых подгрупп углей в смысле соотношения в них лейптинитовых и гелефюзенизированных элементов, то оказывается, что на любом этапе юрской углеобразовательной эпохи обнаруживаются гелинитовые угли с преобладанием среди второстепенных микрокомпонентов то гелефюзенизированных — Богословское месторождение ( $T_3 - J_1$ ),

Канско-Ачинский бассейн ( $J_2$ ), Улугхемский бассейн ( $J_2$ ), Южно-Якутский бассейн ( $J_3$ ), то лейптинитовых при почти полном отсутствии фюзена — Алакульское месторождение ( $T_3 - J_1$ ), месторождения Южного Дагестана ( $J_1$ ) и Закавказья ( $J_2$ ), Иркутский бассейн ( $J_2$ ), Баянгольское месторождение ( $J_3$ ) и др.

При рассмотрении распределения подгрупп углей с точки зрения территориального принципа обнаруживается довольно четко выраженная избирательная локализация или, иначе говоря, зональность одних по отношению к другим. Основные запасы гелифюзинитовых подгрупп углей для всей юры сосредоточиваются главным образом на западе Азиатской части СССР. При этом следует отметить, что локальные участки с повышенной концентрацией гелифюзинитовых подгрупп углей не совмещаются в разные отрезки времени юрской углеобразовательной эпохи. Если в раннеюрское время центром концентрации гелифюзинитовых углей была Средняя Азия, то в среднюю юру этот центр перемещается севернее, и угли данных подгрупп становятся характерными для месторождения Урало-Каспийского и Закаспийского районов, а также для территории Северного и частично Центрального Казахстана. Следует отметить, что в раннеюрское время в указанных районах были развиты не гелифюзинитовые угли, как в Средней Азии, а гелинитовые. Следовательно, по мере движения с юга на север и вверх по разрезу — от нижней юры и средней в этих регионах наблюдается смена одних подгрупп углей другими.

К востоку от территории с наибольшим развитием гелифюзинитовых подгрупп углей в ранне- и среднеюрское время выделяется полоса с преобладанием гелинитовых углей, среди которых то в большем, то в меньшем количестве обнаруживаются гелифюзинитовые подгруппы углей — Майкюбенский ( $J_2$ ), Канско-Ачинский ( $J_1$  и  $J_2$ ), Улугхемский бассейны ( $J_2$ ). Самая восточная и самая западная части территории нижней и среднеюрского угленакпления, включающие месторождения Иркутского ( $J_2$ ) и Вилюйского ( $J_2$ ) бассейнов, Южно-Якутской площади ( $J_2$ ), месторождения Забайкалья ( $J_2$ ), Закавказья ( $J_2$ ) и Южного Дагестана ( $J_1$ ), характеризуются развитием исключительно гелинитовых подгрупп углей, вещество которых является практически стерильным в смысле содержания гелифюзинита. Но в позднеюрское и позднеюрско-меловое время примерно в этих же районах (кроме месторождений Закавказья и Северного Кавказа где вообще не известны угленосные отложения этого возраста) среди преобладающих гелинитовых подгрупп углей снова появляются гелифюзинитовые угли и даже обнаруживаются пласты, почти полностью сложенные последними (Черновское месторождение —  $J_3$ ).

Следует подчеркнуть, что структурные особенности гелинитовых и гелифюзинитовых подгрупп углей не связаны ни с региональными, ни с временными подразделениями юрской углеобразовательной эпохи. Однако среди гелинитовых углей распространены все структурные типы от телинитовых до коллинитовых, в то время как гелифюзинитовые угли представлены в основном телинитовыми и посттелинитовыми типами.

Таким образом, в различные этапы юрской эпохи угленакпления устанавливается приуроченность гелинитовых и гелифюзинитовых, в том числе и семигелифюзинитовых подгрупп углей, к определенным областям торфонакопления, т. е. наблюдается зональность вещественного состава углей. На это в свое время указывали И. Э. Вальц и И. Б. Волкова (1962). Однако распределение углей по структуре углеобразующего вещества не подчиняется какой-либо закономерности.

Группа	Подгруппа	Месторождения и бассейны																																
		Генетические типы углей																																
		Генетические типы углей																																
Телинитовые	Гелинито-телинитовые	Гелинито-телинитовый																																
		Гелифюзинито-гелинито-телинитовый																																
		Семигелифюзинито-гелинито-телинитовый																																
		Липоидо-гелинито-телинитовый																																
		Максто-гелинито-телинитовый																																
		Гелинито-телинитовый паренхимный																																
		Гелинито-телинитовый суберинитовый																																
		Семигелифюзинито-телинитовый																																
		Гелифюзинито-семигелифюзинито-телинитовый																																
		Гелинито-семигелифюзинито-телинитовый																																
		Миксто-семигелифюзинито-телинитовый																																
		Гелифюзинито-телинитовый																																
		Семигелифюзинито-гелифюзинито-телинитовый																																
		Гелинито-гелифюзинито-телинитовый																																
		Миксто-гелифюзинито-телинитовый																																
		Посттелинитовые	Гелинито-посттелинитовые	Гелинито-посттелинитовый																														
				Гелифюзинито-гелинито-посттелинитовый																														
Семигелифюзинито-гелинито-посттелинитовый																																		
Липоидо-гелинито-посттелинитовый																																		
Миксто-гелинито-посттелинитовый																																		
Гелинито-посттелинитовый паренхимный																																		
Гелинито-посттелинитовый суберинитовый																																		
Семигелифюзинито-посттелинитовый																																		
Гелифюзинито-посттелинитовый																																		
Семигелифюзинито-гелифюзинито-посттелинитовый																																		
Гелинито-гелифюзинито-посттелинитовый																																		
Миксто-гелифюзинито-посттелинитовый																																		
Преколлинитовые	Гелинито-преколлинитовые			Гелинито-преколлинитовый																														
				Гелифюзинито-гелинито-преколлинитовый																														
				Семигелифюзинито-преколлинитовый																														
				Липоидо-гелинито-преколлинитовый																														
				Миксто-гелинито-преколлинитовый																														
		Коллинитовые	Гелинито-коллинитовые	Гелинито-коллинитовый																														
				Гелифюзинито-гелинито-коллинитовый																														
				Семигелифюзинито-гелинито-коллинитовый																														
				Липоидо-гелинито-коллинитовый																														
				Миксто-гелинито-коллинитовый																														
				Гелифюзинито-коллинитовый																														
				Липоидо-гелифюзинито-коллинитовый																														
				Гелинито-гелифюзинито-коллинитовый																														
				Лейтмитовые	Сторинитовые	Сторинитовый																												
						Кутинитовый																												
						Суберинитовый																												
						Резинитовый																												

\*) Номера месторождений и бассейнов, показанных на карте

● 1 ▲ 2 + 3

Фиг. 2. Вещественный состав рэт-лейасовых и нижнеюрских углей основных месторождений и бассейнов СССР  
Генетические типы углей: 1 — преобладают (> 50%), 2 — в подчиненном количестве (50—25%), 3 — в небольшом количестве (<25%)

Группа	Подгруппа	Месторождения и бассейны																																																																												
		Генетические типы углей																																																																												
		Генетические типы углей																																																																												
Телинитовые	Гелинито-телинитовые	Гелинито-телинитовый																																																																												
		Гелифюзинито-гелинито-телинитовый																																																																												
		Семигелифюзинито-гелинито-телинитовый																																																																												
		Липоидо-гелинито-телинитовый																																																																												
		Миксто-гелинито-телинитовый																																																																												
		Гелинито-телинитовый паренхимный																																																																												
		Гелинито-телинитовый суберинитовый																																																																												
		Семигелифюзинито-телинитовый																																																																												
		Гелифюзинито-семигелифюзинито-телинитовый																																																																												
		Гелинито-семигелифюзинито-телинитовый																																																																												
		Миксто-семигелифюзинито-телинитовый																																																																												
		Гелифюзинито-телинитовый																																																																												
		Семигелифюзинито-гелифюзинито-телинитовый																																																																												
		Гелинито-гелифюзинито-телинитовый																																																																												
		Миксто-гелифюзинито-телинитовый																																																																												
		Посттелинитовые	Гелинито-посттелинитовые	Гелинито-посттелинитовый																																																																										
				Гелифюзинито-гелинито-посттелинитовый																																																																										
Семигелифюзинито-гелинито-посттелинитовый																																																																														
Липоидо-гелинито-посттелинитовый																																																																														
Миксто-гелинито-посттелинитовый																																																																														
Гелинито-посттелинитовый паренхимный																																																																														
Гелинито-посттелинитовый суберинитовый																																																																														
Семигелифюзинито-посттелинитовый																																																																														
Гелифюзинито-посттелинитовый																																																																														
Семигелифюзинито-гелифюзинито-посттелинитовый																																																																														
Гелинито-гелифюзинито-посттелинитовый																																																																														
Миксто-гелифюзинито-посттелинитовый																																																																														
Преколлинитовые	Гелинито-преколлинитовые			Гелинито-преколлинитовый																																																																										
				Гелифюзинито-гелинито-преколлинитовый																																																																										
				Семигелифюзинито-преколлинитовый																																																																										
				Липоидо-гелинито-преколлинитовый																																																																										
				Миксто-гелинито-преколлинитовый																																																																										
		Коллинитовые	Гелинито-коллинитовые	Гелинито-коллинитовый																																																																										
				Гелифюзинито-гелинито-коллинитовый																																																																										
				Семигелифюзинито-гелинито-коллинитовый																																																																										
				Липоидо-гелинито-коллинитовый																																																																										
				Миксто-гелинито-коллинитовый																																																																										
				Гелифюзинито-коллинитовый																																																																										
				Липоидо-гелифюзинито-коллинитовый																																																																										
				Гелинито-гелифюзинито-коллинитовый																																																																										
				Лейтмитовые	Споринитовые	Споринитовый																																																																								
						Кутинитовый																																																																								
						Суберинитовый																																																																								
						Резинитовый																																																																								

\*) Номера месторождений и бассейнов, показанных на карте

● 1 ▲ 2 + 3

Фиг. 3. Вещественный состав средне- и верхнеюрских углей основных месторождений и бассейнов СССР  
Генетические типы углей: 1 — преобладают (> 50%), 2 — в подчиненном количестве (50—25%), 3 — в небольшом количестве (<25%)

Чем же это можно объяснить? Встает вопрос о предпосылках и факторах, которыми регулируется направленность процесса превращения растительного вещества, ведущего к гелефикации или гелефюзенизации последнего. Под этим углом зрения рассмотрим влияние исходного растительного материала, климата, геотектонического режима, фациальных и палеогеографических особенностей осадко- и торфонакопления на образование гелинитовых и гелифюзинитовых углей.

**Исходный растительный материал.** Под исходным растительным материалом обычно понимают не только группы растений-углеобразователей, но и их отдельные части, а также ткани растений, которые могут избирательно накапливаться в той или иной форме в процессе превращения при соответствующих условиях торфонакопления.

Если сопоставить площади преобладания гелифюзинитовых или гелинитовых подгрупп углей с ботанико-географическими зонами и провинциями (Вархамеев, 1964; Маркович и др., 1962), характеризующимися определенным составом систематических групп растений, то оказывается, что между ними нет никакой связи. В пределах одной и той же ботанико-географической провинции обнаружены области с преобладанием то гелинитовых, то гелифюзинитовых подгрупп углей. Примерами могут служить Каспийско-Черноморская провинция в среднюю юру, включающая области гелинитовых (Ткварчельское, Ткибульское, Ягманское месторождения) и гелифюзинитовых подгрупп углей (Мангышлакское и Туаркырское месторождения). С другой стороны, в различных ботанико-географических провинциях одного и даже разного возраста наблюдаются одинаковые подгруппы углей. Так, гелифюзинитовые подгруппы углей характерны и для среднеазиатской провинции нижнеюрского возраста, где максимально развиты цикадофиты, и для провинции хвойно-гинкговых лесов среднеюрских месторождений Убаганского бассейна. Равным образом гелинитовые подгруппы углей свойственны как Каспийско-Черноморской провинции (месторождения Закавказья), так и Сибирской (месторождения Иркутского бассейна). Следовательно, дело не в ботанико-географических провинциях и не в различии и сходстве в связи с этим систематических групп растительных ассоциаций при образовании гелинитовых и гелифюзинитовых подгрупп углей.

Данные углепетрографического изучения показывают, что обогащение угля гелефюзенизированными растительными остатками тесно связано, во-первых, с наличием в исходном веществе угля крупных обрывков древесины, имеющих годовые кольца и смоляные ходы, а также крупноклеточных пробковых и механических тканей и, во-вторых, с почти полным отсутствием кутикул, что исключает присутствие молодых побегов, зеленых веток, трав и листьев в исходном материале гелифюзинитовых подгрупп углей. Весь облик сохранившихся растительных остатков гелифюзинитовых подгрупп углей указывает на происхождение их из растительности лесного типа независимо от систематических групп, входящих в этот тип. Ткани данных растений обладают достаточной способностью противостоять полному распаденю и исчезновению в процессе окисления при образовании гелифюзинитовых подгрупп углей. Поэтому, очевидно, нежная гелефюзенизированная листовая паранхима встречается в углях как исключение. Не обнаружены также угольные пласти с гелифюзинитовыми подгруппами, возникшими из мелких кустарниковых и травянистых растительных ассоциаций. Известно, что в условиях аэробного разложения уже через три месяца остается всего лишь  $\frac{1}{3}$ , а через четыре месяца — лишь 8% зеленой массы от исходного количества травянистого вещества.

Следовательно, для накопления гелефюзенизированного органического материала и формирования гелифюзинитовых подгрупп углей оказывается не безразличным состав исходного растительного вещества в смысле его устойчивости к процессу окисления. Только при соответствующих фациальных условиях лесной тип растительности предопределяет возникновение гелифюзинитовых углей.

При образовании гелинитовых подгрупп углей не происходит избирательного накопления исходного растительного материала. В гелефицированном типе углей обнаруживаются фрагменты любых частей и тканей, как крупных древесных и кустарниковых, так и травянистых растительных ассоциаций. В гелинитовых углях (например, Канско-Ачинский бассейн —  $J_1$  и  $J_2$ , месторождения Закавказья —  $J_2$ , Восточно-Уральские —  $T_3$  —  $J_1$  и др.) участвуют главным образом растения лесного типа; в связи с этим в их составе обнаруживается тот же комплекс исходных тканей, что и в гелифюзинитовых углях, но представленных в гелефицированной форме. Гелефюзенизированные фрагменты в таких случаях, нередко в качестве второстепенных микрокомпонентов (Улугхемский бассейн —  $J_2$ , Канско-Ачинский —  $J_1$  и  $J_2$ , месторождения Восточно-Уральские —  $T_3$  —  $J_1$ ), но могут и практически отсутствовать (Закавказье —  $J_2$ , Южный Дагестан —  $J_1$ ). В месторождениях Иркутского бассейна ( $J_2$ ), Алакульском ( $T_3$  —  $J_1$ ), Кендерлыкском ( $T_3$  —  $J_1$ ), Букачачинском ( $J_2$ ) и в других исходным материалом для образования гелинитовых углей послужили ветки и молодые побеги мелкой древесной и кустарниковой растительности, стебли различных трав и в значительном количестве листовая паренхима. С таким типом исходного материала обычно ассоциирует в значительном количестве кутикула, то большая, то меньшая примесь экзинита, иногда водоросли, остатки тканей мелкоклеточной коры и характерно полное отсутствие компонентов гелифюзинита.

**Климат.** Климат юрской эпохи угленакопления, как показали работы различных исследователей (Вахрамеев, 1964; Криштофович, 1957; Маркович и др., 1962), является зональным и обосновывается экологическими особенностями различных систематических групп растений. Если не обнаруживается зависимость между распределением различных подгрупп углей и ботанико-географической зональностью юрской эпохи, то, следовательно, их распределение не зависит и от климатической зональности. И действительно, в условиях жаркого климата Средней Азии, соответствующей зоне максимального развития цикадофидов, при торфонакоплении отмечается интенсивное образование гелифюзинитовых подгрупп углей. Но здесь же оказываются «не запрещенными» и гелинитовые подгруппы углей (месторождения Сукайтинское, Оби-Равноуское, Фан-Ягнобское и др.). То же можно констатировать и для зон с тепло-умеренным (Узгенский, Каратаусский, Орский, Урало-Каспийский бассейны) и умеренным (Убаганский и Иркутский бассейны) климатами. Даже близлежащие географические области торфонакопления и находящиеся на одних и тех же абсолютных отметках в прошлом могут характеризоваться противоположными подгруппами углей (Ягманское и Туаркырское месторождения; Чаданское и Меджигейское месторождения Улугхемского бассейна).

Следовательно, климат не оказывал решающего влияния на направленность процесса превращения исходного растительного материала в период торфонакопления, т. е. он не являлся определяющим фактором в возникновении гелифюзинитовых и гелинитовых подгрупп углей и их концентрации в определенных регионах. Он, как было показано ранее в наших работах, также не является и причиной, обуславливающей структуру углеобразующего вещества.

**Тектонический режим и палеогеография области торфонакопления.** Прежде чем перейти к рассмотрению этих факторов, следует отметить, что, по нашим представлениям, область торфонакопления и тектоническая структура не одно и то же; первая, как правило, есть часть второй. Поэтому и тектонический режим области торфонакопления характеризует только ту часть тектонической структуры, к которой она приурочивается. Когда говорят о тектоническом режиме структуры в целом, то имеют в виду его общий характер (геосинклинальный режим, платформенный режим и т. п.), являющийся неодинаковым в различных частях структуры и в различные отрезки времени ее формирования. Анализ же фациального строения угленосных формаций позволяет выяснить детали тектонического режима области торфонакопления. Последний, как показали наши исследования, мог быть одинаковым и различным и в достаточной мере благоприятным для образования гелинитовых, гелифюзинитовых и гелифюзинитоподобных углей телинитовой и коллинитовой структуры в широком смысле этого слова во всех типах тектонических структур — геосинклинальных и платформенных, в межгорных и предгорных прогибах.

Ранее нами было показано (Тимофеев, 1952, 1956, 1960, 1964), что структурный тип угля зависит от той палеогеографической обстановки и ей соответствующего тектонического режима, который был характерным для данной точки области торфонакопления; они обуславливали возникновение парагенетических комплексов типов углей, обладающих в одних случаях телинитовой, в других — посттелинитовой структурой и т. п. независимо от типа углеобразующего вещества. Но чем же тогда определялась направленность биохимического превращения растительного материала, т. е. какими факторами регулировалось возникновение то гелинитовых, то гелифюзинитовых, то гелифюзинитоподобных углей?

Детальное рассмотрение фациального строения угленосных формаций юрской эпохи угленакопления (особое внимание было обращено на типы угольного вещества, и те обстановки и фации, в которых происходило их образование в торфяную стадию), приуроченных к различным современным тектоническим структурам, не устанавливает какой-либо зависимости между первичным преобразованием исходного растительного материала в процессе гелефикации, фюзенизации и гелефюзенизации и тектоническим типом угленосных формаций. Если обратимся к Урало-Тяньшаньской подвижной платформенной области с выходом фундамента на поверхность (по классификации Крашенинникова, 1957), то увидим, что пласты угольных месторождений и бассейнов, располагающихся по ее периферии, слагаются то гелинитовыми, то гелифюзинитовыми, то теми и другими типами угля. Так, в верхнем триасе — нижней юре на севере этой платформенной области в пределах Волчанского, Богословского, Веселовского и Буланаш-Елкинского месторождений и Челябинского бассейна в основном были развиты гелинитовые угли с незначительным содержанием в них (до 25%) гелифюзинитовых углей; в нижнеюрское время в Убаганском и Карагандинском (к западу и северу от центральной части платформенной области) бассейнах — исключительно гелинитовые угли; на юге этой области — то гелинитовые угли (Каратаусский и Узгенский бассейны), то гелифюзинитовые угли (Ангренское, Шурабское и Джергаланское месторождения), то те и другие при преимущественном развитии гелинитовых (Нарынское и Согутское месторождения) или гелифюзинитовых (Ленгерское, Сулюктинское и Кызыл-Кийское месторождения) углей.

Одновременное образование гелинитовых и гелифюзинитовых углей в нижней юре происходило также и в расположенной южнее, но уже гео-

синклинальной Южно-Тяньшанской области. Здесь гелинитовые угли характерны главным образом для Сукайтинского, Фан-Ягнобского и Оби-Равноусского месторождений, где количество гелифиюзинитовых углей не превышает 25—40%; гелифиюзинитовые угли при незначительном развитии гелинитовых слагают пласты Кугитанского и Кок-Янгакского месторождений, а для Ташкутанского месторождения характерны практически одни гелифиюзинитовые угли.

То же самое увидим, если обратимся к разновозрастным углям некоторых бассейнов как в пределах одноименных, так и разноименных тектонических типов угленосных формаций. В Убаганском и Карагандинском бассейнах Урало-Тяньшанской подвижной платформенной области для нижней юры характерны гелинитовые угли, а для средней юры — гелифиюзинитовые угли при значительном содержании (40—45%) гелинитовых углей, однако в том и другом случае тектонический тип формации остается одним и тем же. Такие же соотношения в распределении углей свойственны Орскому бассейну (восточная часть Урало-Каспийской устойчивой платформенной области): в нижней юре угольные пласты слагаются исключительно гелинитовыми, а в средней — в большей части гелифиюзинитовыми углями. Одновременное развитие тех и других углей наблюдается в Улугхемском и Канско-Ачинском бассейнах, Южно-Якутской площади, в Черновском, Мангышлакском и других месторождениях.

Таким образом, из рассмотрения распределения углей по типу углеобразующего вещества следует, что связи между вещественным составом углей и тектоническим типом угленосных формаций нет. Вещественный состав углей не зависит также и от тектонического режима области торфонакопления, поскольку в одном и том же угольном пласте любой мощности можно наблюдать чередование гелинитовых и гелифиюзинитовых углей, но обязательно относящихся к одной и той же генетической группе — гелинитовой или коллинитовой в широком смысле слова. Иными словами, направленность процесса биохимического превращения растительного материала в период торфонакопления непосредственно не определялась ни тектоническим режимом структуры в целом, ни области торфонакопления.

Однако различным тектоническим режимом области торфонакопления, характерным для соответствующих обстановок осадко- и угленакопления, определялась неодинаковая степень биохимического разложения растительного материала. Таким образом, им регулировалось возникновение генетических групп и типов углей, отличающихся структурой — гелинитовой, постгелинитовой, преколлинитовой и коллинитовой — углеобразующего вещества независимо от его типа. Этот вывод получен нами из установленной конкретной приуроченности определенных генетических групп и типов углей к определенной палеогеографической обстановке осадко- и угленакопления, о чем подробно сказано в ранее опубликованных работах (Тимофеев, 1952, 1960, 1964; Тимофеев и др., 1962а, 1964а, 1964б, 1965).

Если размещение углей с различной структурой в юрскую углеобразовательную эпоху, как и в любую другую эпоху, подчинено распределению палеогеографических обстановок осадко- и угленакопления, то этого нельзя сказать об углях с неодинаковым типом углеобразующего вещества. Гелинитовые и гелифиюзинитовые угли, имеющие одну и ту же структуру углеобразующего вещества, приурочиваются к одной и той же обстановке осадконакопления. Как уже указывалось (Тимофеев и др., 1962а), в аллювиально-озерно-болотной, аллювиально-прибрежно-морской и собственно морской обстановке формируются как гелинитовые,

так и гелифюзинитовые угли с телинитовой и посттелинитовой структурой углеобразующих микрокомпонентов. В прибрежно-морских и озерно-болотных условиях также образуются гелинитовые и гелифюзинитовые угли, но уже с преколлинитовой и коллинитовой структурами углеобразующих микрокомпонентов.

Все изложенное позволяет утверждать, что образование гелинитовых, гелифюзинитовых, гелифюзинитоподобных и фюзинитовых углей в каждой обстановке осадко- и угленакопления<sup>2</sup> обязано частным факторам, которые контролировали фациальные особенности самих торфяных болот. Эти фациальные особенности вне зависимости от типа общей обстановки осадко- и угленакопления обуславливались уровнем грунтовых вод в торфяных болотах и проявлялись в степени их обводненности и проточности. Так, гелинитовые угли образуются в анаэробных условиях сильно обводненных застойных торфяных болот; гелифюзинитовые же угли возникают в анаэробно-аэробных условиях застойных торфяных болот с периодическим относительным их осушением. Если болота были проточными, то в подобных условиях формировались гелифюзинитоподобные угли.

Следовательно, фации торфяного болота регулируют направленность процесса биохимического превращения исходного растительного материала, благодаря чему возникают то гелинитовые, то гелифюзинитовые, то гелифюзинитоподобные, то фюзинитовые угли. Однако, если гелинитовые угли образуются при соответствующих фациальных условиях и любом исходном растительном фитоценозе, то для возникновения гелифюзинитовых, гелифюзинитоподобных и фюзинитовых углей еще необходим, как было показано выше, лесной фитоценоз, т. е. крупная древесная растительность.

#### 4. ВЫВОДЫ

Анализ распределения вещественного состава углей юрской эпохи угленакопления на территории СССР позволяет утверждать, что ни исходный растительный материал, ни климат, ни химизм среды болота, ни тип тектонической структуры угленосной формации в целом не определяют степень (структуру углеобразующего вещества) биохимического разложения исходного растительного материала в торфяном болоте. Последняя обуславливалась конкретными палеогеографическими обстановками, имеющими соответствующий тектонический режим вне зависимости от типа тектонических структур. Направленность же процесса биохимического превращения исходного растительного материала (типы углеобразующего вещества и их количественные соотношения) обязана сочетанию степени обводненности и проточности болота (фации торфо-накопления) в пределах одной и той же палеогеографической обстановки, что приводило в одних случаях к образованию гелинитовых, а в других случаях — гелифюзинитовых углей и т. п. В свою очередь возникновение гелифюзинитовых углей связано с фациями периодически осушаемых обводненных лесных болот.

Таким образом, существующие концентрации гелинитовых или гелифюзинитовых (в широком смысле слова) углей с той или иной структурой углеобразующего вещества в отдельные отрезки времени юрской эпохи угленакопления на территории СССР обязаны исключительно фациальным условиям торфяных болот и растительным ассоциациям определенного типа.

<sup>2</sup> Под обстановкой осадко- и угленакопления нами понимается комплекс парагенетических связанных фаций, закономерно изменяющихся в определенной последовательности в разрезе на площади; в вещественном выражении она отвечает элементарному циклу осадко- и угленакопления.

Выявленные фациальные условия концентрации углей различного вещественного состава, установление зон с гелинитовыми и гелифюзинитовыми углями и их соотношения в разрезе и на площади юрской эпохи угленакопления приобретают практическое значение при поисках и разведке углей с необходимой качественной характеристикой.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Боголюбова Л. И. О петрографических и химических особенностях некоторых типов вещества бурых углей. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1959.
- Боголюбова Л. И., Яблоков В. С. Генетические типы углей среднего карбона юго-западной части Донбасса. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1951.
- Вальц И. Э. О новой терминологии элементов исходного материала ископаемых углей. Тр. Лаборат. геол. угля АН СССР, вып. VI, 1956.
- Вальц И. Э., Волкова И. Б. Петрографический и марочный состав углей нижнего мезозоя. В кн. «Атлас карт угленакопления на территории СССР». Объяснительная записка. Изд. Лаб. геол. угля АН СССР, 1962.
- Вахрамеев В. А., Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 102, 1964.
- Жемчужников Ю. А. Об особенностях углей Донецкого бассейна. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1954.
- Жемчужников Ю. А. Развитие угленакопления в геологической истории. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1955.
- Крашенинников Г. Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. Изд. МГУ, 1957.
- Криштофович А. Н. Палеоботаника. Госгеолтехиздат, 1957.
- Маркович Е. М., Просвирякова З. П., Фадеева И. З. Палеогеоботаническая зональность и климат среднего мезозоя. В кн. «Атлас карт угленакопления на территории СССР». Объяснительная записка. Изд. Лаб. геол. угля АН СССР, 1962.
- Нестеров В. Н. Различия в свойствах теллита и коллинита коксующихся углей Карагандинского бассейна. Докл. АН СССР, т. 149, № 2, 1963.
- Румянцева О. Г. Петрографические особенности высокосернистых углей Иркутского бассейна. В кн. «Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР». Изд. «Наука», 1965.
- Тимофеев П. П. К вопросу о связи генетических типов углей с обстановками осадконакопления. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1952.
- Тимофеев П. П. Генетическая классификация гумусовых углей среднего карбона Донбасса. Докл. АН СССР, т. 111, № 5, 1956.
- Тимофеев П. П. Фашии генетических типов углей среднего карбона Донбасса и их генетическая классификация. Тр. Лаб. геолог. угля АН СССР, вып. X, 1960.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Степень разложения растительного вещества как показатель тектонического режима области торфонакопления. Докл. АН СССР, т. 144, № 4, 1962а.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Яблоков В. С. Принципы построения генетической классификации гумусовых углей. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1962б.
- Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Тувинского мезозойского прогиба, Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 94, 1964.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Яблоков В. С. Некоторые вопросы генетической классификации и терминологии гумусовых углей. Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1964а.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Генезис гумусовых углей и особенности их распределения в различных тектонических типах угленосных формаций СССР. В кн. «Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР». Изд. «Наука», 1965.
- Timofeev P. P., Jablovkov V. S., Bogoliubova L. I. Die Entstehung und die genetische Klassifikation von Humuskohlen der Hauptbecken der UdSSR. Brennstoff-Chemie, Bd. 43, N 4, 1962b.
- Timofeev P. P., Bogoliubova L. I. The main factors of the formation of genetic types of humic coals and the specific features of their distribution in different coal-bearing formations of the USSR. Cinquième congrès international de stratigraphie et de géologie du carbonifère, Paris, 1964б.

УДК 553.94(571.62)

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ  
ТЕРМАЛЬНО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ УГЛЕЙ  
ТУНГУССКОГО БАСЕЙНА**

**Л. А. БОГДАНОВА**

Верхнепалеозойские угли Тунгусского бассейна разнообразны по степени метаморфизма: от длиннопламенных до антрацитов. Жирные, коксовые и более высоко метаморфизованные угли, как правило, располагаются вблизи траппов, отделяясь от них толщиной осадочных образований. Весьма вероятно, что степень их метаморфизма обусловлена термальным воздействием регионально выдержанных интрузивных тел (Урванцев, 1959; Венер и Урванцев, 1961).

Результаты петрографических исследований, а также накопившиеся в литературе многочисленные сведения о химическом составе углей, свидетельствуют о том, что, наряду с некоторыми особенностями, характер изменения свойств тунгусских углей при изменении степени их метаморфизма сохраняется такой же, как и углей Донецкого бассейна. Можно назвать немало пунктов, в которых метаморфизм углей обусловлен тепловым воздействием интрузий, и тем не менее угли по петрографическим признакам и химическим свойствам близки к углям, приуроченным к районам распространения регионального метаморфизма. Таковы антрациты по р. Фокиной на Норильском плато, в ряде обнажений по рекам Горбиачин, Курейке, Бурус (приток р. Нижней Тунгуски), тощие угли Ногинского, Бугарихтинского и Дегалинского месторождений на р. Нижней Тунгуске, коксовые угли на горах Шмидта и Надежда (Норильское плато), на водоразделе рек Листвянка и Валёк (плато Хараелах), на Водопаднинском месторождении р. Нижняя Тунгуска, жирные угли на Имангдинском месторождении (Норильский район) и по р. Яко (приток р. Чуни) и т. п.

В Тунгусском бассейне встречаются также угли, которые располагаются в непосредственном контакте с магматическими интрузиями. Такие угли по своим свойствам резко отличаются от углей ряда регионального метаморфизма.

Статья имеет целью на примере ряда конкретных пунктов дать характеристику петрографических особенностей углей, испытавших воздействие тепла магматических масс.

Исследование углей проводилось обычными петрографическими методами. Микроструктура углей изучена в проходящем и отраженном свете с масляной иммерсией в микроскопе МИН-9 при увеличении от 50 до 700 раз. Кроме того, была изучена отражательная способность углей с помощью установки ПООС-1, сконструированной в конструкторском бюро ВСЕГЕИ. Наблюдения велись в монохроматическом зеленом свете с длиной волны 5300 Å, в кедровом масле, при пятидесятикратном объективе и при диафрагме, ограничивающей поле зрения до 0,008 мм. Заме-

ры показателя отражения ( $R$ ) проводились на витрене и однородной гелефицированной основной массе, не менее чем по 10 точкам в каждом аншлифе. В каждой отдельной точке замерены  $R_{\max}$  и  $R_{\min}$ , соответствующие положению компонента параллельно и перпендикулярно колебаниям лучей в поляризаторе.

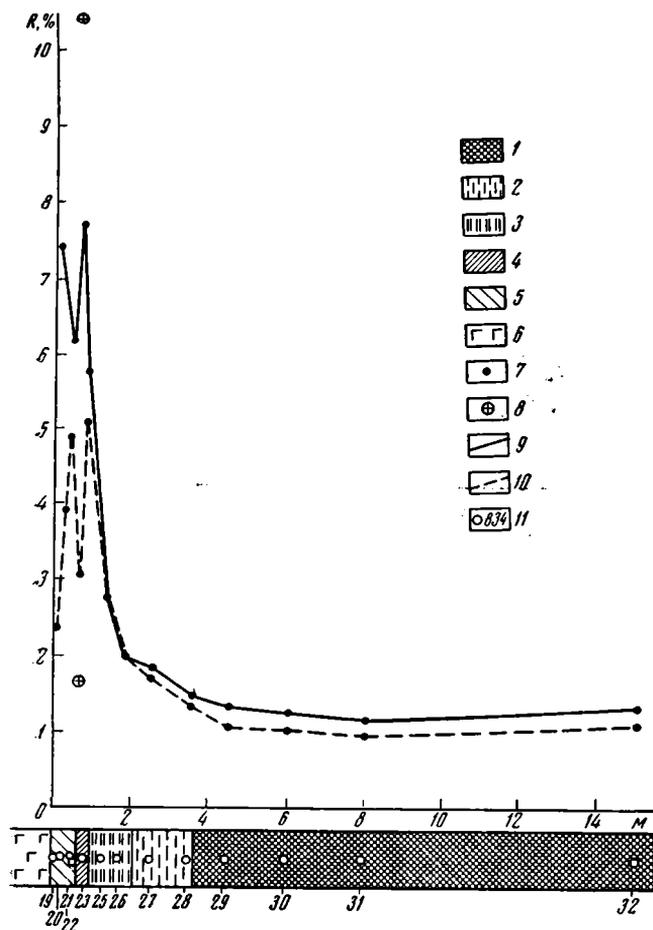
**Точка № 1.** Уголь на контакте с вертикально секущей дайкой долерита мощностью 1,80 м (гора Надежда, шахта «Западная коксовая», транспортный штрек № 28, пласт I). Образцы углей отобраны последовательно на разных расстояниях (в пределах до 15 м) от контакта с дайкой из одного слоя пласта, сложенного полублестящим дюрено-

#### Отражательная способность углей и графитов

№ пробы	Место взятия пробы	Характер угля	% R при =5300 Å (%)	
			$R_{\max}$	$R_{\min}$
19	Шахта Западная коксовая, месторождение горы Надежда, точка № 1, пласт 1	Антрацит	7,40	2,39
20		»	6,81	3,90
22		»	7,60	3,09
22		Графит (кайма)	10,38	1,69
23		Уголь неравномерно метаморфизованный	5,75	5,01
25		Уголь обожженный	2,77	2,76
26		То же	1,97	1,97
27		» »	1,86	1,77
28		» »	1,53	1,42
29		Уголь коксовый	1,34	1,14
30		То же	1,32	1,13
31		» »	1,23	1,08
32		» »	1,42	1,27
847	Шахта Западная коксовая, месторождение горы Надежда, точка № 2, пласт 1	Уголь неравномерно метаморфизованный	5,90	3,48
848		То же	4,51	3,98
849		Уголь обожженный	4,88	4,44
850		То же	2,98	2,22
851		» »	2,22	2,17
852		» »	2,12	1,91
854		» »	1,40	1,35
856		Уголь коксовый	1,25	1,02
857		То же	1,27	1,17
858		Уголь коксовый	1,43	1,30
800	Рудник Заполярный, участок 7, точка № 3	Полуантрацит	4,13	1,42
804		»	4,71	2,41
805	Рудник Заполярный, участок 7, точка № 4	Антрацит	5,10	1,03
807		Графит (чешуйчатый)	4,61	2,78
825	Рудник Заполярный, участок 8, точка № 5	Графит (чешуйчатый)	6,00	5,70
825		Графит (друза)	4,72	3,00
951	Шахта Кайеркан новая, точка № 6, пласт IX	Уголь сильно обожженный	4,15	3,36
955		Уголь обожженный	1,84	1,42
961		То же	1,72	1,30
964		» »	2,00	1,39
966		» »	2,05	1,49
969		» »	2,09	1,35
970		» »	1,97	1,37
971		Полуантрацит	2,48	1,25
973		То же	2,76	1,99
974		» »	2,55	1,10
975		» »	2,68	1,24
976		» »	2,74	1,33
977		» »	2,45	1,33

клареновым углем. В сфере воздействия интрузии выделены зоны А, В и С, отличающиеся характером изменения углей (см. таблицу и фиг. 1).

Зона С, или зона «исходного» угля, располагается в 3,5 м и далее от контакта с дайкой. Цвет угля в куске и цвет его черты на фарфоровой



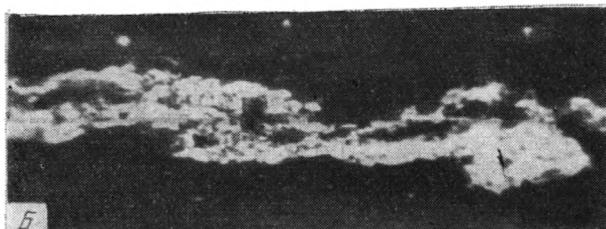
Фиг. 1. График изменения отражательной способности коксовых углей на контакте их с секущей интрузией долерита (месторождение горы Надежда, точка № 1, пласт 1)

1 — уголь коксовый; 2 — уголь слабо обожженный; 3 — уголь сильно обожженный; 4 — неравномерно метаморфизованный уголь; 5 — антрацитовый уголь; 6 — долерит; 7 — показатель отражения витринитов; 8 — показатель отражения графита; 9 — кривая  $R_{\max}$ ; 10 — кривая

$R_{\min}$ ; 11 — место отбора пробы и ее номер

пластинке черный, блеск стеклянный, цвет гелефицированных микрокомпонентов в шлифе при одном николе красно-оранжевый с отчетливой поляризацией при скрещенных николях; цвет микрокомпонентов в аншлифе светло-серый, сила их анизотропности очень незначительная. Все эти признаки свидетельствуют о том, что уголь в данной зоне находится на коксовой стадии метаморфизма. Микроспоры в угле не видны; хорошо видны немногочисленные минеральные примеси: зерна кварца, вкрапления пирита, кальцит.

Следует отметить присутствие в описываемых углях фрагментов растительных тканей ярко-белого цвета с невысоким рельефом, обладающих отчетливо выраженной точечной или пятнистой оптической анизотропностью, которая проявляется в двуотражении при одном никеле и эффекте анизотропности при скрещенных николях.



Фиг. 2. Анизотропное тело (спорангий?) в отраженном свете с масляной иммерсией (месторождение горы Надежда), коксовый уголь пласта I

А — николь один, увел. 200, Б — николи, +увел. 200

морфизм, чем окружающая гелефицированная рены.

В углях зоны С обращает на себя внимание также присутствие анизотропных каемок по краям некоторых фюзенизированных округлых тел, семифюзинитов, самостоятельных нитевидных и черточковидных включений, а также тел различной величины с петельчатой или волокнистой структурой. Эти образования обладают исключительно высоким, по сравнению с витреном, дву-преломлением. В отраженном свете они двуотражают от серого до ярко-белого цвета и ярко-белые при скрещенных николях (фиг. 2, 3). Погасание у них чаще неравномерное, сегментарное, в мелких телах — прямое, одновременное по всему полю. В проходящем поляризованном свете эти образования в обычных шлифах непрозрачны, а при очень тонком срезе становятся прозрачными, отчетливо плеохроируют от почти бесцветного до зеленовато-темно-серого цвета; при включении анализатора они ярко просветляются.



Фиг. 3. Высокоанизотропное тело (спорангий?) в проходящем свете с масляной иммерсией (месторождение горы Надежды, коксовый уголь пласта I)

Николь один, увел. 200

Зона В, или условно называемая «зона обожженного угля», распо-

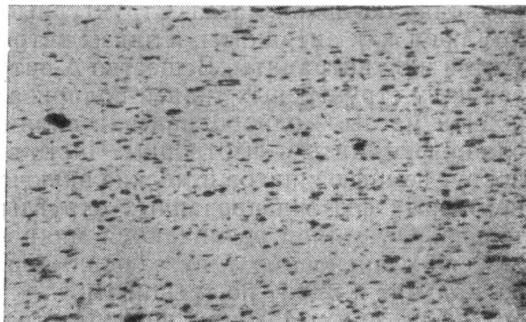
те анизотропности при скрещенных николях. Структура этих тканей комковатая, напоминающая структуру паренхимы листа, или ксиловитреновая. В проходящем свете эти ткани непрозрачны или имеют серовато-бурый цвет. Подобные ткани были отмечены в некоторых пунктах Норильского района Т. М. Зыряновой, Н. М. Крыловой, Л. Е. Штеренбергом (1961). Названные углепетрографы относят эти ткани к группе фюзинитов. По нашему мнению, это, вероятно, фрагменты структурных гелефицированных тканей, претерпевшие более сильный мета-

основная масса и вит-

ложена от контакта с дайкой на расстоянии от 0,80 до 3,5 м (см. фиг. 1). Граница зоны отбивается по появлению в угле участков с едва заметным зернистым сложением, по потускнению гелефицированных компонентов (витрена) и относительной легкости угля. Под микроскопом в проходящем свете наблюдается значительное побурение гелефицированных микрокомпонентов и сглаживание различий между ними, а также слабая поляризация при скрещенных николях.

В аншлифе видно, что гелефицированные компоненты совершенно утратили способность двупреломлять, а по цвету и рельефу они почти сравнялись с семифузинитами; в основной массе и в витрене появились немногочисленные, но крупные поры. Однако структура угля и сингенетичные минеральные примеси в нем различимы достаточно отчетливо.

По мере углубления в зону В уголь еще более утрачивает свой блеск, становится матовым, однородным, приобретает сероватый оттенок, волокнистое или зернистое сложение. Он сажистый, пачкает руки и значительно легче «исходного» угля. Под микроскопом в проходящем свете непрозрачен. В аншлифе отмечается прежде



Фиг. 4. Пористость витрена в обожженном угле. Отраженный свет, с масляной иммерсией (месторождение горы Надежда, зона В, точка 1)

Николи II, увел. 50.

всего сильная пористость угля (поры составляют до 50% площади аншлифа). Величина пор от 0,001 до 0,01 мм. Структура угля и сингенетичные минеральные примеси не различимы. Все компоненты изотропны, имеют одинаковый тускло-белый цвет, как у фюзена, и распознаются лишь проблематично по структурным признакам и пористости. Так, в основной массе поры мелкие, часто линзовидно группируются, вытянуты по наслоению. В витрине поры, как правило, округлые, сравнительно крупные (фиг. 4). Фюзенизированные ткани изменяются незначительно, чаще они раздроблены на отдельные обломки. Поры часто сообщаются друг с другом тонкими канальцами. Часть пор и канальцев заполнена кальцитом, иногда встречается пирит. Характерно, что в обожженном угле анизотропные тела и каемки, ярко-белые ткани, отмечавшиеся в «исходном» угле, отсутствуют или встречаются редко.

В пределах зоны В, по мере продвижения к дайке, происходит значительное увеличение показателя отражения и приближение его к показателю отражения тощих углей. Однако, в отличие от тощих, в данных углях показатель отражения не меняется при повороте столика микроскопа, то есть гелефицированное вещество угля, так же как и фюзенизированное, оптически изотропно.

Зона А, или «зона высокометаморфизованного угля», располагается в непосредственном контакте с долеритом и имеет ширину 0,80 м, что составляет около половины мощности дайки. По микроскопическим признакам уголь близок к высокометаморфизованным антрацитовым углям регионального метаморфизма. Внешне уголь серо-черного цвета, с тусклым металлическим блеском, относительно тяжелый. В непосредственном контакте с интрузией он раздроблен на мелкие кусочки и крепко сцементирован кальцитом; структура его не различима. На расстоянии

0,50 м и далее от контакта уголь пронизан густой сеткой трещин, заполненных кальцитом; структура его различима с трудом по включениям линзочек витрена и по обломкам фюзена. У витрена мягкая черная черта, а фюзен матовый, густо-черный. Под микроскопом в тонком шлифе уголь не просвечивает. В аншлифе, взятом в начале зоны А, обнаруживается неравномерное проявление метаморфизма как в отдельных участках угольного слоя, так и в микрокомпонентах, составляющих уголь. Наиболее метаморфизованными, как и в «исходном» угле, оказываются структурные гелефицированные ткани ( $\beta$ - и  $\gamma$ -паренхиты,  $\beta$ -ксилениты), за ними следуют линзы витрена ( $\gamma$ - и  $\Delta$ -витринит) и однородная гелефицированная основная масса. Структурные гелефицированные ткани дупреломляют, как антрациты, а линзы витрена и основная масса — как тощие угли и полуантрациты. Вещество  $\Delta$ -витринита имеет однородную поляризацию, у структурных тканей поляризация пятнистая или сетчатая, у основной массы — однородная или волнистая. Семифюзиниты поляризуют слабо, фюзиниты — изотропны. Часто в угле видны анизотропные каемки вокруг семифюзинитов и мелкие включения, анизотропные ореолы вокруг некоторых фюзенизированных округлых тел. Пористость угля незначительна. Отчетливо различаются микроструктура угля, соответствующая дюрено-клареновому типу, хорошо видны зерна кварца в основной массе, кальцит и пирит по трещинам.

Уголь, примыкающий непосредственно к интрузии (ширина полосы 0,30 м), под микроскопом представляет собой скопление обломков, сцементированных кальцитом и часто различно ориентированных. Кальцит составляет от 15 до 20% поверхности аншлифа. В каждом кусочке различаются фрагментарная микроструктура; по совокупности микрокомпонентов во всех кусочках легко устанавливается дюрено-клареновый тип угля.

Одинаково высокая отражательная способность и анизотропность всех гелефицированных компонентов в пределах одного кусочка свидетельствуют о равномерном и очень сильном метаморфизме углей. Вследствие нарушения залегания угля, погасание компонентов в разных кусочках угля неодинаково полное.

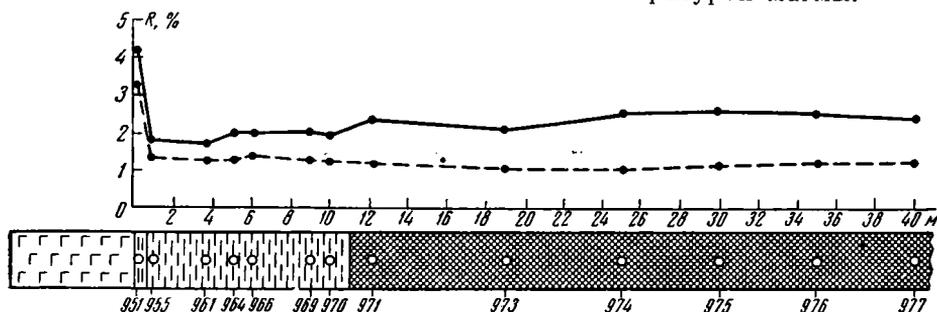
По краям некоторых кусочков угля, прилегающим к наиболее крупным трещинам, заполненным кальцитом, наблюдаются очень яркие каемки графита. Они представляют собой скопление мелких кристаллов графита, сгруппированных в виде наложенных друг на друга полусфер (см. фиг. 9).

Отражательная способность углей зоны А значительно выше, чем углей зон В и С (см. фиг. 1 и таблицу). У углей неравномерно метаморфизованных средние показатели  $R_{\max}$  и  $R_{\min}$  незначительно отличаются друг от друга (обр. 23). Сильное двуотражение высоко и равномерно метаморфизованных углей сказывается на значительной разнице между  $R_{\max}$  и  $R_{\min}$  (обр. 19—22).

Каемки графита узкие (менее 0,005 мм). Лишь в одном случае (обр. 22) встречена кайма шириной до 0,008 мм, достаточная для замера показателя отражения. Несмотря на то, что в каемке кристаллы графита ориентированы по-разному, общая освещенность и анизотропность их значительно выше, чем у гелефицированного вещества угля (см. фиг. 1 и таблицу).

В целях проверки изучены также продукты изменения коксовых углей этого же пласта на контакте с той же дайкой в другом пункте, расположенном восточнее по простиранию дайки, в 28 м от описанной точки. Исследованы дюрено-клареновые угли одного слоя по обе стороны от дайки на протяжении до 50 м. Изучение углей под микроскопом и из-

мерение их отражательной способности показало, что и на этом участке выделяются три зоны, которые по своей протяженности и характеру изменения углей сходны с зонами точки № 1, причем изменение углей происходит одинаково по обе стороны от дайки. Однако, в отличие от точки № 1, здесь в приконтактной зоне А наблюдается неравномерный метаморфизм угля, а очень сильно метаморфизованные угли и образования графита по трещинам не встречаются, что, очевидно, объясняется большей удаленностью данного пункта от подводящего канала тела интрузии и, как следствие этого, менее высокой температурой магмы.



Фиг. 5. График изменения отражательной способности полуантрацитовых углей при контакте их с секущей интрузией долерита (месторождение Кайеркан, точка № 2, пласт IX).

Условные обозначения см. на фиг. 1.

Следует отметить, что обожженные угли имеют сравнительно широкое распространение в Норильском районе. Например, они наблюдаются на контакте с силлом титан-авгитового долерита на месторождениях гор Шмидта и Надежды (мощность силла не менее 50 м). Угольный пласт VI, мощностью до 7 м в том случае, когда он непосредственно перекрывается или подстилается силлом, целиком состоит из обожженного угля. Если силл отделен от пласта угля глинисто-алевролитовой пачкой мощностью около 1,0 м, то уголь в этом пласте метаморфизован до тощей стадии (701 транспортерный штрек шахты «Западная»). При этом наблюдается некоторая неравномерность метаморфизма угля. Подобные угли установлены на Хогорихтинском месторождении (р. Нижняя Тунгуска, на р. Неручачи (бассейн р. Бахты) и др.).

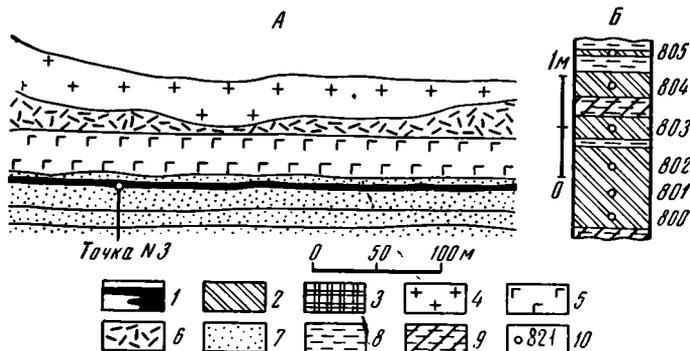
**Точка № 2.** Полуантрацитовые угли месторождения Кайеркан на контакте с вертикально секущей дайкой долерита (?) мощностью 6,50 м (шахта Кайеркан Новая, нижний обрезный штрек, пласт IX). Из одной пачки пласта IX отобраны образцы углей последовательно на различных расстояниях от контакта с дайкой по обе стороны от нее на протяжении до 40 м (фиг. 5).

«Исходные» угли пласта IX по степени метаморфизма нами условно отнесены к полуантрацитовым. Правильнее было бы сказать, что они метаморфизованы неравномерно.

Внешне уголь изученного прослойка полуматовый, имеет черный цвет со слабым сероватым оттенком, крепкий, плотный, содержит тонкие линзочки блестящего витерна и матового фюзена. Под микроскопом уголь имеет фрагментарную микроструктуру и по составу микрокомпонентов отнесен к кларено-дюреновому типу. Гелефицированное вещество представлено основной массой и линзами витрена ( $\gamma$ - и  $\Delta$ -витринита). Очень редко встречаются овальные и округлые гелефицированные тела. Тонкие прожилки основной массы, мелкие волокна структурных и бесструктур-

ных тканей, овальные тела обладают наибольшей оптической анизотропностью, какую можно наблюдать у полуантрацитовых и даже антрацитовых углей Донбасса. Крупные линзы витрена и основной массы по эффекту анизотропии могут быть приравнены к тощим углям. Фюзенизированные микрокомпоненты имеют высокий рельеф и оптически изотропны.

В образцах углей, взятых на расстоянии 11 м от интрузии, под микроскопом заметно потускнение гелефицированных компонентов,



Фиг. 6. Соотношение дифференцированной интрузии с угольным пластом

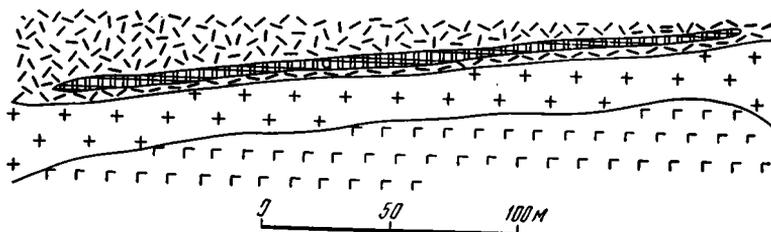
А — схематический разрез; Б — строение угольного пласта (точка № 3, месторождение горы Рудной). 1 — угольный пласт; 2 — антрацитовый уголь; 3 — графит; 4 — дифференцированная интрузия; 5 — недифференцированная интрузия; 6 — туфолавовая толща; 7 — песчаник; 8 — аргиллит; 9 — углистый аргиллит; 10 — место отбора и номер пробы

уменьшение их анизотропности, постепенное сближение их цвета к цвету фюзинитов. По мере приближения к интрузии все они двупреломляют вначале как угли марки Т, затем как угли марки ОС (см. фиг. 5 и таблицу). Уголь становится пористым, кальцита в нем мало. Макроскопические изменения в углях заметны на расстоянии 5—6 м от интрузии. Они выражаются в том, что «исходный» полуматовый уголь становится еще более матовым, сажистым, приобретает зернистую текстуру, линзы витрена тускнеют.

В узкой приконтактной зоне уголь сильно раздроблен, перемят и затем крепко сцементирован. Уголь матовый, сажистый, тяжелый. Под микроскопом видно, что он почти наполовину замещен кальцитом, много в нем и пирита. Сохранившаяся часть органического вещества располагается в виде светлых пятен, сетчатых обломков, фрагментов тканей. Она характеризуется значительной отражательной способностью, но остается почти изотропной. Уголь сильно обожжен.

**Точка № 3.** Рудник «Заполярный», участок 7, четвертый вентиляционный штрек дегазации. Уголь пласта I залегает под мощной толщей магматических пород (фиг. 6), отделяясь от них пачкой песчано-глинистых пород мощностью не более 4 м. Магматические породы представлены в основании пластовой интрузией андезитового порфирита (32 м), затем — лабрадорным порфиритом (от 2 до 15 м) и, наконец, габбро-долеритом (дифференцированная интрузия от 28 до 34 м). Принимая во внимание, что в соседнем месторождении горы Шмидта уголь пласта I коксовый, есть основание предполагать, что и в данной точке уголь до внедрения дифференцированной интрузии был близок к коксовым. Внедрение габбро-долеритов способствовало метаморфизации углей до антрацитовой стадии. Наблюдается постепенное повышение степени метаморфизма

углей снизу вверх по разрезу пласта, по мере приближения к интрузии. Изменения углей устанавливаются при изучении аншлифов под микроскопом, а также подтверждаются данными измерений отражательной способности гелифицированного вещества (см. таблицу, обр. 800—805). Внешне угли серовато-черного цвета с ярким алмазным блеском, с остроуголоватым изломом, крепкие, плотные, с полосчатой структурой. Под микроскопом легко различаются все группы микрокомпонентов и их



Фиг. 7. Схема соотношения линзы графита и дифференцированной интрузии (месторождение горы Рудной, точка № 4)

Условные обозначения см. на фиг. 6

сочетания в зависимости от типа угля. Характерно, что как структурные гелефицированные ткани, так и бесструктурное вещество очень близки между собой по эффекту анизотропности при скрещенных николях и силе двуотражения при одном николе, что свидетельствует о равномерном метаморфизме органического вещества. Исключение составляют отдельные мелкие тела и каемки с повышенной анизотропностью. Поры в угле редки или совсем отсутствуют.

**Точка № 4.** Рудник «Заполярный», участок 7, сопряжение 21 уклона с пятым вентиляционным штреком. В этой точке вскрывается графит видимой мощностью 0,8 м, расположенный под интрузией габбро-диабазового состава (дифференцированной) (фиг. 7). По данным геологов Норильского комбината, залежь графита представляет собой линзу протяженностью 30 м и мощностью почти 2 м, залегающую в туфолововой толще, на расстоянии 1—3 м выше интрузии дифференцированных траппов. В выработке линза разбита на блоки, отличающиеся раздробленностью графита: в одних блоках графит разбит на мелкие (до 30 мм), различно ориентированные кусочки, крепко сцементированные зернистой или землистой графитовой массой, в других — обломки графита крупные (3—30 см).

Графит серо-черного цвета имеет очень тусклый металлический блеск, неровный излом и бугорчатую поверхность. Он мягко пишет на бумаге, оставляя серую черту. Среди крупных обломков различаются две разновидности графита: 1) графит однородной структуры и зернистой текстуры, раскалывающийся на тонкие пластинки; 2) графит полосчатой структуры и листовой текстуры. Полосчатость обусловлена включением линз блестящего вещества, по-видимому, бывшего витрена, в зернистой однородной массе.

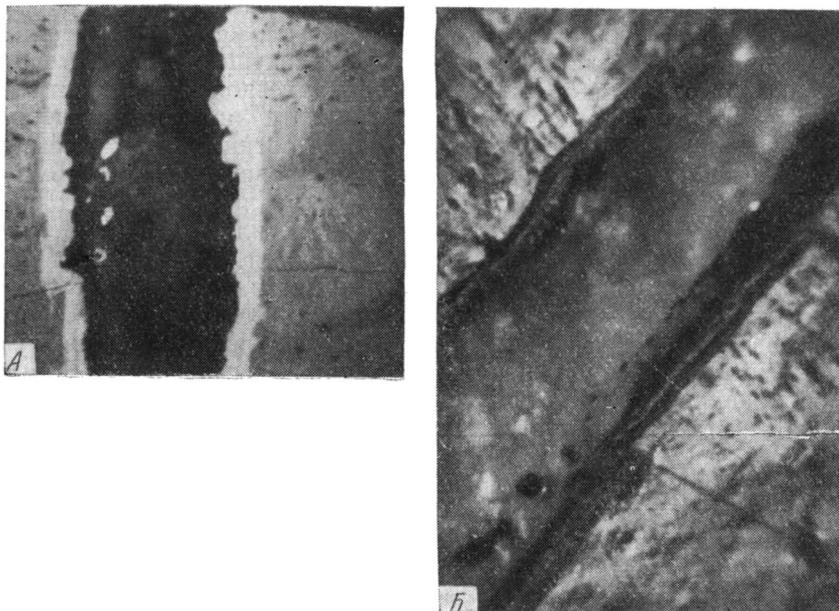
Графит с однородной макроструктурой под микроскопом представляет собой ярко-белую массу, содержащую неотчетливо выраженные одинаково ориентированные линзы более темного вещества. В графите видны единичные трещины, заполненные светло-серым кальцитом и иногда пиритом, рассеянные вкрапления кальцита и пирита, встречаются зерна кварца. Не вызывает сомнения то, что ярко-белая вмещающая масса и более темные линзы являются продуктами изменения органиче-

ской массы угля и могут быть приравнены соответственно к гелефицированному и фюзенизированному веществам. При большом увеличении (в 700 крат и более) видно, что гелефицированное органическое вещество состоит из мельчайших чешуек графита, обладающих относительно высокой оптической анизотропностью. У фюзенизированных остатков таких чешуек меньше, чем у гелефицированных; в основном они состоят из изотропного серовато-белого зернистого вещества и потому выглядят темнее.

Преобладающая часть чешуек графита ориентирована параллельно слоистости, что сказывается на явлении оптической анизотропии массы в целом. Однако, в общей массе чешуек много таких, которые ориентированы иначе, погасают и просветляются при различном положении по отношению к кресту нитей окуляра. Это обстоятельство обуславливает пятнистость массы графита, неполное погасание при скрещенных николях, а также сравнительно низкие максимумы и минимумы показателей отражения (см. таблицу, обр. 807). Значительное преобладание яркой белой анизотропной органической графитизированной массы над зернистой изотропной позволяет предположить, что макроскопически однородный графит образован из угля, состоявшего преимущественно из гелефицированных остатков растений.

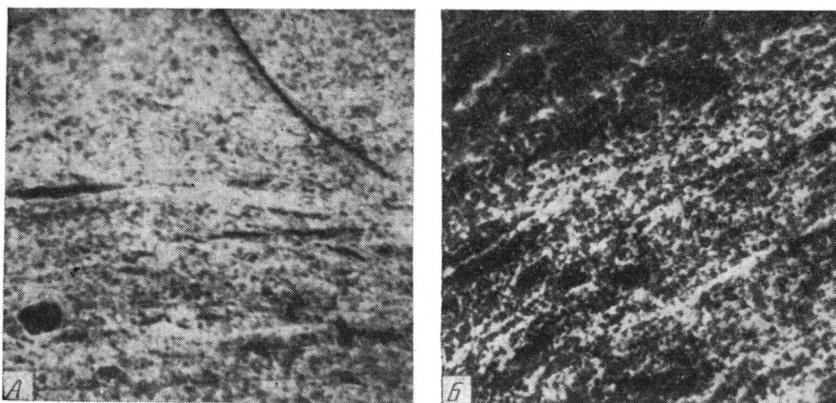
Листоватый графит с полосчатой макроструктурой, как правило, более легкий и менее крепкий, чем однородный. Под микроскопом он представляет собой тонкую смесь кальцита и графитизированного органического вещества. Последнее составляет от 30 до 60% площади аншлифа. Измененная органическая масса в большинстве своем имеет вид стенок ячеек разорванной сетки или располагается пятнами и неправильными линзами. Как и в вышеописанной разности графита, в некоторых участках органическая масса состоит из мельчайших чешуек графита и оптически анизотропна. Большая часть ее белая с сероватым оттенком и оптически изотропна, за исключением отдельных точек или пятен. По-видимому, первая образовалась из гелефицированного вещества, а вторая — из фюзенизированного. Эта разновидность графита образовалась, вероятно, из угля класса фюзенолитов. В аншлифе из такого графита можно наблюдать тонкие причудливые лентовидные образования ярко-белого цвета. При увеличении в 500 раз и более видно, что эти «ленты» состоят из мелких кристаллов графита, сгруппированных в сегменты. Ориентировка кристаллов в разных сегментах неодинаковая, вследствие чего нет полного погасания всей «ленты». Подобные графитовые новообразования сходны с каемками графита в антрацитах точки № 1. К сожалению, малая толщина такой «ленты» не позволяет измерить показатель отражения графита (фиг. 8, А, Б, фиг. 9).

В аншлифе, по стенкам некоторых трещин, в порах, в округлых пустотах видны мелкие шестоватые кристаллы графита, группирующиеся в виде друз. Иногда эти друзы располагаются в виде тонких линз по наслоению. Контуры таких линз подчеркиваются каймой органического вещества, состоящего из мелкочешуйчатого графита, и напоминают контуры фрагментов гелефицированных тканей. Возможно, это были фрагменты структурных тканей, которые явились наиболее благоприятной основой для свободного роста кристаллов графита, тогда как мелкочешуйчатый графит мог образоваться из однородного гелефицированного вещества. Линзы или ксенолиты (?) графита на контакте с рудоносной интрузией горы Рудной встречаются часто. Графит, как правило, сильно перемят или рассланцован. Встречаются линзы, в которых графит представляет собой тонкое «переслаивание» чешуйчатой графитизированной органической массы с мелкокристаллическим кальцитом и пиритом.



Фиг. 8. Каемки графита по стенкам трещин в антрацитовом угле, расположенном на контакте с интрузией в отраженном свете с масляной иммерсией (месторождение горы Надежды, зона А, точка № 1)

А — николь один, увел. 200, Б — николи +, увел. 200



Фиг. 9. Общий вид чешуйчатого графита в отраженном свете с масляной иммерсией (Рудник «Заполярный», точка № 5)

А — николь один, увел.; 60, Б — николи +, увел. 60

Результаты, полученные при исследовании некоторых контактово-метаморфизованных углей, дают право заключить, что процессы изменения органической массы углей под влиянием магматических интрузий многообразны. По характеру изменения угли весьма приблизительно можно разделить на четыре группы: 1) обожженные; 2) неравномерно метаморфизованные; 3) равномерно метаморфизованные; 4) графитизированные.

Обожженные угли матовые, сажистые, серо-черного цвета, относительно легкие, с волокнистым или зернистым сложением. Они чаще наблюдаются при непосредственном контакте с секущей или пластовой интрузией, или отделяются от интрузии незначительной по мощности зоной высокометаморфизованных углей. При обжиге происходит, вероятно, возгонка летучих компонентов и обугливание органической массы. Наибольшему изменению подвергаются гелефицированные микрокомпоненты угля. Они становятся матовыми, сажистыми, пористыми, их оптическая анизотропность значительно понижается или полностью уничтожается. По своим свойствам они приближаются к фюзинитам. Слабо фюзенизированное вещество также подвергается обжигу и становится неотличимым от фюзинитов. Фюзенизированные остатки не имеют заметных изменений. На примере точек № 1 и 2 видим, что обжигу подвергаются угли различной исходной степени метаморфизма. При этом зона обожженного угля прослеживается от контакта с секущей дайкой долерита на расстоянии, равном не менее удвоенной мощности интрузии.

Неравномерно метаморфизованные угли петрографически характеризуются ярко выраженными индивидуальными оптическими свойствами гелефицированных компонентов и неодинаковым проявлением этих свойств в разных участках угольной массы.

Как известно, при региональном типе метаморфизма изменение оптических свойств различных групп микрокомпонентов происходит неодинаково интенсивно, что, очевидно, связано с неодинаковой скоростью упорядочения их молекулярной или «тонкой» структуры. Наиболее быстро изменяются микрокомпоненты группы лейптинита (макро- и микроспоры, спорангии, кутикула). В отраженном свете в длиннопламенных углях они значительно темнее витринита, в газовых углях их цвет становится близким к витринитам, в коксовых они сравниваются по цвету с гелефицированным веществом, а в антрацитах лейптиниты обнаруживаются вновь, но их молекулярная структура, вероятно, уже более совершенна по сравнению с витринитами, что сказывается на их более сильной оптической анизотропности.

Из микрокомпонентов группы витринита структурные ткани изменяются несколько иначе по сравнению с однородным гелефицированным веществом. Семифюзиниты и фюзиниты претерпевают незначительные изменения (Крылова, 1954; Гинзбург, 1956).

Интенсивная вулканическая деятельность в Тунгусском бассейне и, в частности, в Норильском районе, в период раннего углеобразования (верхняя пермь и триас), несомненно, сыграла значительную роль в метаморфизме углей, ускорив этот процесс. Следует ожидать, что при этом различия в степени видоизменения компонентов должны проявляться еще более резко. Результаты петрографического исследования термально метаморфизованных углей, на наш взгляд, подтверждают высказанное предположение.

Из микрокомпонентов группы витринита наиболее восприимчивыми к метаморфизму оказались структурные ткани, напоминающие  $\beta$ - и  $\gamma$ -паренхиты,  $\alpha$  и  $\beta$ -ксилиниты. Как уже указывалось (точка № 1, зона С), эти ткани более яркие и обладают большей анизотропностью, чем однородная основная масса. По-видимому, неполное превращение растительной ткани в коллоид и наличие клеточных полостей благоприятствуют упорядочению молекулярной структуры вещества. Относительно слабее изменяются тонкие линзы структурного витрена, тонкие волокна основной массы и овальные тела. Наконец, крупные линзы витрена и значительные поля основной массы обладают наименьшей оптической анизотропно-

стью, что, вероятно, свидетельствует о их менее совершенной «тонкой» структуре.

Признаки неравномерности метаморфизма различных микрокомпонентов наблюдаются почти во всех тунгусских углях. Наиболее ярко они выражены в пластах VIII, IX и X Кайерканского месторождения. Чем меньше угольный пласт изолирован от интрузивного тела, тем более четко выражены в нем эти признаки.

Петрографической особенностью углей, претерпевших воздействие тепла и давления траппов, является также присутствие в них большого количества анизотропных каемок вокруг некоторых округлых фюзенизированных тел и семифюзинитов, самостоятельных анизотропных включений в виде черточек, нитей, тел с петельчатой или волокнистой структурой (точка № 1, зона С). При углеобразовании происходит, по-видимому, возгонка некоторого количества гумусового вещества и последующая его концентрация с более совершенной молекулярной структурой, в форме тонких каемок, нитей и т. п. Это вещество по своим оптическим свойствам, обусловленным, очевидно, молекулярной структурой, занимает промежуточное положение между вмещающим его углем и графитом. Возможно, все высоко анизотропные образования следует выделить в самостоятельную группу органических микрокомпонентов и присвоить им термин «графитинит». Сходство этих высоко анизотропных образований со структурой спор, кутикул и спорангий наводит на мысль о том, что, возможно, некоторые из них образовались из липоидного вещества. Однако это предположение требует проверки, тем более, если учесть, что в газовых и жирных углях, наряду с подобными образованиями, присутствуют и типичные липоидные компоненты, аналогичные таким же компонентам из углей Донецкого бассейна.

Равномерно метаморфизованные угли по своим оптическим свойствам близки к углям, претерпевшим региональный метаморфизм. Образование таких углей значительной мощности происходит, вероятно, вследствие длительного температурного воздействия крупных магматических интрузий через пачку плотных пород при определенном давлении (точка № 3).

Узкая зона относительно равномерно метаморфизованного угля образуется также в случае внедрения в угольный пласт секущих интрузий малой мощности, вероятно, при ее близком расположении к подводящему каналу (точка № 1). Возможно, значительную роль при этом имели термальные воды, богатые карбонатом, которые цементировали уголь и способствовали равномерному распространению тепла магмы.

Графит, как известно, является продуктом глубокой молекулярной перестройки органической массы углей, полной ее кристаллизации. Кристаллы графита образуются прежде всего из гелефицированного вещества. При этом наиболее разложившиеся гелефицированные растительные остатки и основная масса являются основой для образования мелкочешуйчатых агрегатов графита, тогда как на месте структурных тканей образуются более крупные шестоватые кристаллы графита. Из продуктов возгонки органической массы углей, которая имеет место при метаморфизме, в порах, различных пустотах и на стенках трещин образуются друзы шестоватых кристаллов графита и каемки с таблитчатыми кристаллами графита.

Фюзенизированные ткани, по-видимому, изменяются мало. Они становятся очень мелкозернистыми, часто теряют структуру и очертания, но цвет их остается серовато-белым, значительно темнее, чем у графита и они оптически почти изотропны. Графит в ряде случаев сохраняет общие очертания компонентов исходного угля, однако определение его пет-

рографического типа весьма затруднительно. Графит наблюдался нами в непосредственном контакте с рудоносной интрузией габбро-до-лерита.

В заключение следует сказать, что наличие признаков неравномерного метаморфизма как в коксовых углях Надежды, так и в полуантрацитах Кайеркана, позволяет нам присоединиться к точке зрения Н. Н. Урванцева (1961) о том, что угли Норильского района в большинстве своем не являются регионально метаморфизованными, а испытали термальный метаморфизм под воздействием регионально выдержанного по площади прогрева угленосной толщи интрузивными массами.

Характер изменения углей определяется совокупностью разнообразных геологических факторов, изучение которых должно быть целью дальнейших исследований. Задачей дальнейших углепетрографических исследований является более глубокое изучение вещества угля и признаков его изменения под влиянием регионального, термального и контактового термального метаморфизма.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Венер Р. А., Урванцев Н. Н. Геологические и химические особенности Норильских углей. Тр. НИИГА, т. 123, вып. 16, 1961.
- Гинзбург А. И. Каменные угли Киргизии в поляризованном свете при скрещенных николях. Материалы ВСЕГЕИ по геологии и полезным ископаемым, № 1, 1956.
- Крылова Н. М. Применение поляризованного света для петрографического изучения углей. Тр. Лабор. геол. угля, вып. II, 1954.
- Урванцев Н. Н. Проблема газоносности месторождений полезных ископаемых северо-западной части Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 105, вып. 11, 1959.
- Штеренберг Л. Е., Касаточкин В. И., Мазор Ю. Р., Мозанкина К. Г., Виталь Д. А. Сравнительное изучение углей различных типов метаморфизма. Изв. высш. уч. зав. Геология и разведка, № 6, 1961.

Всесоюзный научно-исследовательский  
геологический институт  
Ленинград

Дата поступления  
21.XI.1965

УДК 549.521.5(571.64)

## **ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗА В ПРИБРЕЖНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ**

**Ю. А. ПАВЛИДИС**

Как известно, вулканические острова являются областью, откуда происходит интенсивный снос в море разнообразных продуктов вулканической деятельности. В первую очередь к ним относится обломочный материал, поступающий в бассейны как непосредственно во время вулканических извержений, так и в результате разрушения вулканических пород, слагающих надводную часть островов. Кроме того, островные центры современного вулканизма являются источником поступления в конечные водоемы стока разнообразных соединений в растворенном и взвешенном виде, что обусловлено главным образом поствулканической деятельностью (Страхов, 1963; Зеленев, 1961).

Попадая в береговую зону, вся эта масса разнообразных продуктов претерпевает сложную дифференциацию, в результате которой определенная часть веществ остается в прибрежной зоне, а остальные уходят за ее пределы.

В 1961 г. на побережье Курильских о-вов Отделом динамики и морфологии морских берегов Института океанологии АН СССР были проведены исследования прибрежных отложений; некоторые результаты излагаются в настоящей статье.

Курильские о-ва являются источником материала, участвующего в образовании осадков значительных акваторий прилежащих частей Тихого океана и Охотского моря. Обломочный материал поступает оттуда в бассейн главным образом в результате абразии островов, сложенных преимущественно вулканическими породами основного и среднего состава (Горячев, 1960; Прялухина, 1961; Сергеев, 1963). Кроме того, обломочный материал поступает в море в виде твердого стока рек, а также при эксплозивной вулканической деятельности.

Среди материнских пород, от разрушения которых образуется основная масса обломочного материала, на Курильских о-вах преобладающее значение имеют достаточно рыхлые туфогенные, туфогенно-осадочные и пирокластические отложения: пемзы, туфопесчаники, пеплово-шлаковые толщи и т. п. Эти породы, как правило, при разрушении дают большое количество мономинеральных обломков, поступающих в волноприбойную зону.

Прибрежные отложения Курильских о-вов представлены главным образом песками различной крупности с примесью алевритового и гравийно-галечного материала (Павлидис, 1964). Гистограммы наиболее распространенных типов этих отложений приведены на фиг. 1.

Как правило, прибрежные песчаные отложения архипелага по крупности и минеральному составу соответствуют массам обломочного материала, поступающего из коренных источников. Так, например, в одном

из районов о. Кунашир состав пляжевой толщи полностью соответствует коренным туфогенным песчаникам нижнеоценового возраста (табл. 1, 2). Эти песчаники, как видно из таблиц, сложены в основном



Фиг. 1. Характерные дистограммы прибрежных отложений Курильских островов

Фракции (мм): 1 — <0,1; 2 — 0,1—0,25; 3 — 0,25—0,5; 4 — 0,5—1,0; 5 — >1,0

зернами мелкопесчаной фракции. Пляжевые отложения того же района характеризуются повышенным содержанием тяжелых минералов, особенно титаномагнетита, и высокой степенью сортировки, что обусловлено шлихованием обломочных продуктов и дифференциацией их по гидравлической крупности волнами моря.

Таблица 1

Средний гранулометрический состав туфопесчаников и прибрежных отложений в одном из районов о. Кунашир, %

Порода	Размер частиц, мм						Md	So
	0,1	0,1—0,25	0,25—0,5	0,5—1,0	1,0			
Туфопесчаник	10,0	42,0	25,0	15,0	5,0	0,25	2,0	
Отложения пляжа	1,5	70,0	21,0	5,0	2,0	0,20	1,35	
Отложения подводного склона	20,0	75,0	5,0	—	—	0,15	1,4	

Таблица 2

Средний минеральный состав туфопесчаников и прибрежных отложений в одном из районов о. Кунашир

Минералы	Туфопесчаник		Отложения пляжа			Отложения подводного склона	
	Содержание, %	Средний размер, зерен, мм	0,1 мм	0,1—0,25 мм	0,25—0,5 мм	<0,1 мм	0,1—0,25 мм
Титаномагнетит	4,0	0,10	60,2	13,9	—	6,0	1,0
Пироксены, оливин	25,0	0,20	17,0	23,0	12,5	14,2	12,5
Плагиоклазы, кварц	26,0	0,35	9,5	23,0	30,2	55,7	46,9
Вулканическое стекло	7,0	0,08	5,0	—	—	15,0	—
Обломки пород	35,0	0,60	8,3	34,2	56,3	7,1	38,8
Сумма	97,0	—	100,0	94,1	99,0	98,0	99,2

Содержание железа в обломочных продуктах, поступающих в бассейн с Курильских о-вов, связано главным образом с железосодержащими минералами, входящими в состав этих продуктов. В первую очередь, это титаномагнетиты с содержанием окислов железа в среднем 80—85% и сильножелезистые пироксены, которые содержат, кроме соединений железа, входящих в их кристаллическую решетку, мельчайшие вкрапления титаномагнетита.

Средние содержания окислов железа и титана в коренных вулканогенно-осадочных породах некоторых районов Курильских островов приведены в табл. 3.

Как видно из табл. 3, наиболее высокое содержание железа наблюдается в обломочных туфогенно-осадочных породах типа туфопесчаников. Однако наибольшее

общее содержание окислов железа в прибрежных отложениях приурочены к областям развития пемзовых пород, в которых железосодержащие минералы (преимущественно титаномагнетит) включены в легкую пористую массу вулканического стекла (табл. 4). На о. Итуруп эти пемзы являются источником поступления в море огромного количества обломочного материала, который очень быстро дифференцируется в береговой зоне на легкие кусочки вулканического стекла, обладающие часто пластичностью, и минералы со сравнительно высоким удельным весом. Легкие компоненты пемз в основном выносятся за пределы береговой зоны волновыми и приливо-отливными течениями, а тяжелая фракция пород становится главной составляющей прибрежных отложений.

Таблица  
Минеральный состав пемз и прибрежных отложений в одном из районов о. Итуруп, %

Минералы	Пемза	Отложения пляжа	Отложения подводного склона
Титаномагнетит	1,6	48,5	6,5
Пироксены	3,8	29,0	21,5
Плагиоклазы, кварц	16,0	22,0	10,0
Вулканическое стекло	76,5	—	1,5

Интенсивная сортировка этих отложений по гидравлической крупности приводит к образованию высоких концентраций в них тяжелых железосодержащих минералов.

Туфопесчаники, хотя и имеют наиболее высокое содержание железа, состоят из смеси компонентов, которые после дезинтеграции почти все остаются в пределах береговой зоны. Поэтому концентрация минералов с повышенным содержанием железа здесь ниже, чем в районах пемзового питания, вследствие «разбавления» другими компонентами, содержащими железо в малых количествах.

Наиболее низкое содержание железа в прибрежных отложениях приурочено к районам, где питание происходит преимущественно от разрушения пирокластических пеплово-шлаковых толщ, содержащих железистые минералы в сравнительно небольших количествах.

Следует отметить, что концентрация железа в прибрежных обломочных отложениях всегда в несколько раз выше, чем содержание его в коренных породах, что является результатом интенсивной механической дифференциации обломочного материала в волноприбойной зоне.

Таблица 3

Средние содержания Fe и Ti в коренных породах и прибрежных отложениях некоторых районов Курильских о-вов, %

Основной источник обломочного материала	Коренные породы		Прибрежные отложения	
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>
Пемза	2,75	0,55	16,53	2,1
Туфопесчаник	4,89	0,96	10,41	1,65
Пеплово-шлаковая толща	1,31	0,21	8,46	0,56

Таблица 5

Распределение железа в аллювии и прибрежных отложениях в устье р. Лесной (о. Кунашир)

Тип отложений	Md, мм	So	Фракция <0,1 мм, %	Титано- магнетит, %	Fe <sub>общ.</sub> %	FeHCl, %
Аллювий р. Лесной	0,15	2,00	15,0	0,5	5,02	2,36
Отложения пляжа	0,20	1,30	1,2	9,5	14,63	0,09
Отложения подводного склона на глубине 5—15 м	0,18	1,35	6,1	4,2	9,59	0,03
Отложения подводного склона на глубине 30 м	0,15	1,50	11,6	1,8	8,03	0,95

Кроме твердых продуктов с Курильских о-вов в море поступает значительное количество растворенных веществ и взвешенных гидроокислов, среди которых большое значение имеют соединения железа. Н. М. Страхов (1963) указывает, что выход на поверхность кислых гидротерм и смешивание их с обычными водами сопровождается увеличением pH раствора, что влечет последовательное выпадение в осадок Al, Fe и Ti. В частности, соединения железа выпадают в осадок одними из первых, образуя тончайшую лимонитовую взвесь, которая выносятся в море водотоками; вблизи устьев последних часто образуются своеобразные «языки» мути. Так, по данным К. К. Зеленова (1961), р. Желтая на о. Кетой ежегодно выносит около 4 т лимонитовой взвеси; р. Лесная на о. Кунашир — около 0,2 т.

Однако в условиях высоко динамичной обстановки в прибрежной зоне Курильских островов эта взвесь, так же как и другие взвешенные вещества (Al, Ti, SiO<sub>2</sub>), осесть не может (табл. 5).

Механический состав аллювия р. Лесной представляет собой смесь песка различных фракций с примесью алевритового ила. Более крупные обломки, вплоть до валунов, встречаются в аллювии в рассеянном виде. Илистая часть аллювия состоит в основном из выпавших в осадок гидратов окиси железа и поэтому имеет красноватый оттенок. Эта растворимая форма железа содержится в аллювии примерно в равном количестве с нерастворимым силикатным железом.

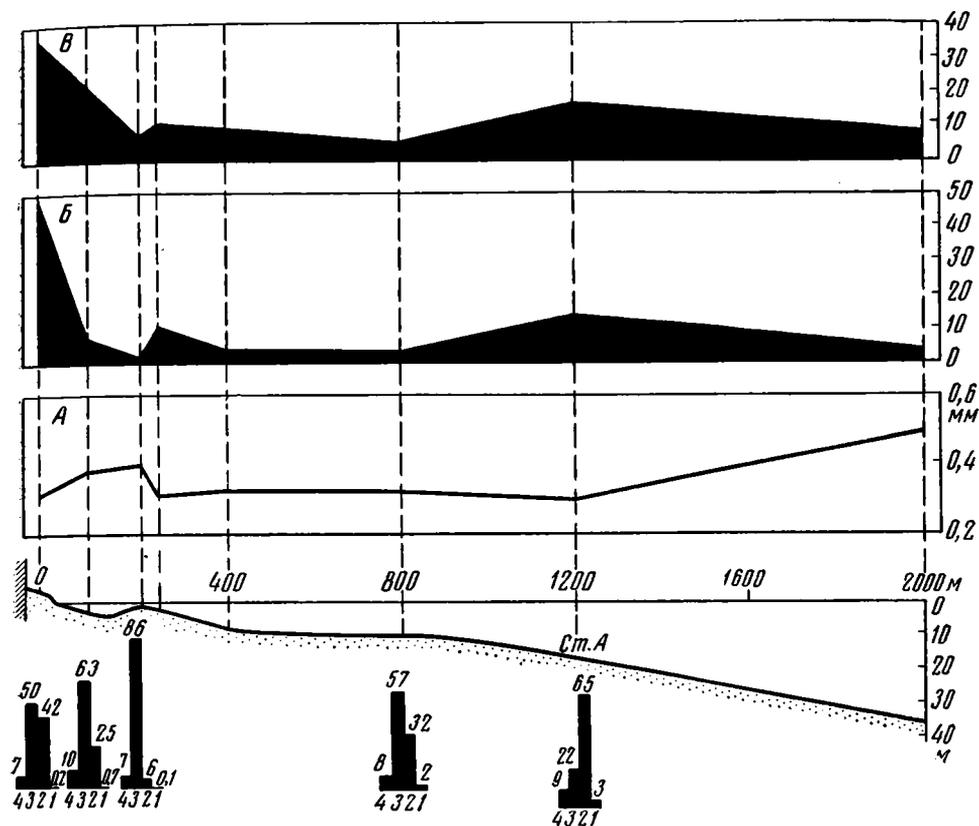
Пляжевые отложения и осадки подводного склона представлены здесь преимущественно мелкозернистыми хорошо отсортированными песками с небольшой примесью крупного алеврита без признаков заиления. Только в нижней части подводного склона в этом районе на глубине около 30 м наблюдается незначительное примешивание к осадку крупноалевритового ила.

В отложениях пляжа общее содержание железа возрастает почти в три раза по сравнению с аллювием. Однако содержание растворимого железа здесь ничтожно.

В отложениях верхней части подводного склона общее содержание железа по сравнению с пляжем уменьшается. Растворимого железа здесь практически нет.

В отложениях нижней части подводного склона, там, где существует небольшая примесь илистого материала, наблюдается некоторое увеличение содержания растворимого железа.

Отсутствие растворимых соединений железа в прибрежных отложениях о. Кунашир является, очевидно, общей закономерностью архипелага. Следует ожидать, что на побережьях типа Курильских в силу



Фиг. 2. Распределение железа по береговому профилю на участке абразии пемзовых массивов  
 Фракции (мм): 1 — <0,1; 2 — 0,1—0,25; 3 — 0,25—0,5; 4 — 0,5—1,0; А — Мд, мм; В — титаномagnetит (%) ; В — Fe (%) общ.

особенностей среды осадконакопления вообще невозможно устойчивое накопление железа за счет выпадения его из взвесей. Для того чтобы такой процесс происходил в пределах береговой зоны архипелагов, расположенных в умеренных широтах, необходимы своеобразные отстойники, в которых возможно осаждение пелитового материала.

Единственным процессом, обуславливающим накопление железа в прибрежной зоне Курильских о-вов, является механическая дифференциация обломочных продуктов, связанная с гидродинамическими особенностями среды осадконакопления.

Процесс механической дифференциации обломочного вещества осуществляется в строгом соответствии с законами динамики береговой зоны (Зенкович, 1962; Лонгинов, 1963). Результатом деформации волны на мелководье являются различия в гидродинамическом режиме разных участков берегового профиля, что приводит к неравномерности распределения в береговой зоне основных компонентов прибрежных наносов, главным образом по крупности и удельному весу.

Для объяснения механизма подобной грануло-минералогической дифференциации обломочного вещества и связанных с ней особенностей распределения железа в прибрежной зоне, рассмотрим распределение отложений по береговому профилю, изображенному на фиг. 2. Профиль привязан к участку берега, где обломочный материал поступает от абразии пемз. Пляж и подводный склон сложены здесь почти однородной

песчаной толщей, основными компонентами которой являются титаномагнетит, пироксены, плагиоклазы, кварц, бесцветное вулканическое стекло.

Распределение железа по профилю полностью подчиняется распределению основного железосодержащего минерала — титаномагнетита, который, имея высокий удельный вес, концентрируется в тех местах берегового профиля, где существуют наиболее благоприятные условия для его шлихования.

В первую очередь следует отметить, что отложения пляжа по содержанию железа резко отличаются от осадков подводного склона. На пляже происходит наиболее интенсивный отмыв титаномагнетита прибойным потоком, что обеспечивает здесь максимальное содержание этого минерала. На подводном склоне динамика наносов определяется колебательными движениями частиц воды в придонном слое. Эти движения гораздо менее интенсивно воздействуют на наносы, чем прибойный поток, поэтому отмыв титаномагнетита происходит здесь слабее. Вместе с тем колебательные движения на разных участках профиля имеют разную интенсивность, что создает известную неравномерность в отмыве титаномагнетита и, следовательно, способствует обособлению зон на подводном склоне с повышенным содержанием в осадках железа. На данном профиле таких зон две: область морского склона подводного вала и удаленный от берега участок на глубине 15—20 м.

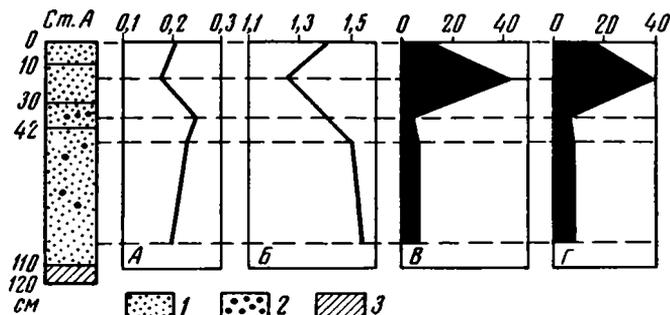
Над подводными валами происходят наиболее интенсивные движения воды перед разрушением волны и в момент ее разрушения (полного или частичного). Кроме того, в полосе подводных валов приурочены наиболее интенсивные волновые течения. Все это приводит к усиленной сортировке наносов по их гидравлической крупности, которая при условии однородности механического состава по сути дела является сортировкой частиц по удельному весу, что нередко приводит к отмыву тяжелых минералов. Зона подводных валов обычно сложена наносами с повышенным содержанием тяжелых минералов, причем максимальное содержание может быть приурочено либо к вершинам подводных валов, либо к их морским склонам, что определяется, как динамикой профиля, так и крупностью слагающих его наносов.

На глубине 15—20 м по данному профилю придонные волновые скорости, по-видимому, достаточны лишь для существенного перемещения легких минералов фракции 0,1—0,25 мм. Так как эта фракция на данной глубине становится преобладающей, то в наносах естественно увеличивается общее содержание более «инертного» титаномагнетита.

На глубине 15—20 м в толще преимущественно мелкозернистого песка происходит еще один интересный процесс: образование концентратового прослоя на некоторой глубине от поверхности дна (фиг. 3). Объяснением этого может служить тот же процесс более интенсивного движения (колебания) частиц легкой подфракции, в результате которого тяжелые зерна титаномагнетита погружаются в толщу наносов и концентрируются ниже активного слоя. Возможность образования таких концентратовых прослоев в толще рыхлых отложений была подтверждена экспериментальными исследованиями П. А. Волкова в волновом лотке.

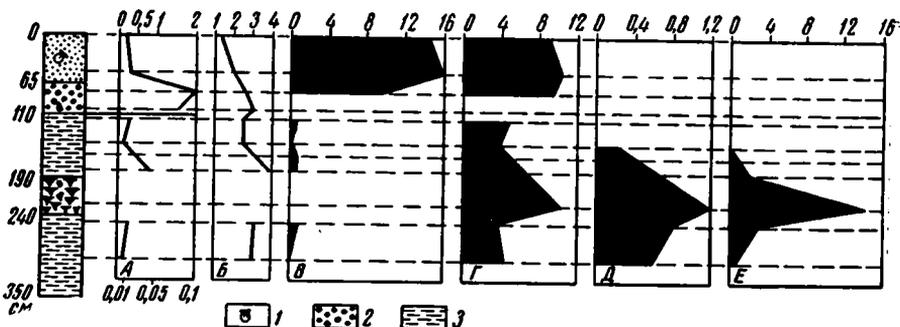
Исследования особенностей распределения железа вследствие грануло-минералогической сепарации обломочного вещества прибрежных отложений как на Курильских о-вах, так и в других районах показывают, что, во-первых, содержание железа уменьшается от пляжа вниз по профилю подводного склона и, во-вторых, на береговом профиле наблюдается несколько зон с повышенным содержанием железа, которые располагаются параллельно береговой линии.

Резюмируя сказанное, следует подчеркнуть, что в прибрежной зоне архипелага типа Курильского происходит вполне четко выраженный процесс: удаление одних компонентов, сносимых с островов, и концентрация других. Это создает известную специфику в накоплении вещества внутри прибрежной зоны, которую в данном случае можно сравнить



Фиг. 3. Распределение железа в толще прибрежных отложений (местоположение ст. А см. на фиг. 2):

А — Мд, мм; Б — Со; В — титаномагнетит (%); Г — Fe (%) общ;  
1 — песок, 2 — гравий, 3 — коренные породы



Фиг. 4. Распределение железа в толще донных отложений Южно-Курильского пролива

А — Мд, мм; Б — Со; В — титаномагнетит 0.05—0.1 мм (%); Г — Fe (%) общ.; Д — FeS<sub>2</sub> (%); Е — С<sub>орг</sub> (%) общ.; 1 — песок с морской фауной; 2 — гравий, 3 — алевроитовый ил, 4 — торф

с фильтром. Отложения, накапливающиеся в пределах береговой зоны Курильских о-вов, характеризуются довольно высоким содержанием железа, что связано как с обильным поступлением его из коренных источников в виде железосодержащих минералов, так и с процессами концентрации этих минералов в волноприбойном поле, вплоть до образования крупных прибрежно-морских россыпных месторождений (Аксенов, Невеский, Павлидис, Щербаков, 1964).

Для накопления растворимых форм железа в прибрежных отложениях необходимы, как уже указывалось, условия, при которых возможно осаждение тонкодисперсного материала, иными словами, необходимы ловушки этого материала в виде замкнутых заливов, лагун или шхер. На Курильских о-вах подобные условия являются редким исключением. Во всяком случае современных прибрежных отложений такого типа на Курильских островах неизвестно. Однако в прошлом в южной части архипелага между о. Кунашир и Малой Курильской грядой, по-видимому, располагалась обширная область прибрежных низменностей, на которой существовали водоемы лагунного типа. Об этом свидетельствуют колонки донных отложений, взятых вибропоршневой трубкой.

Вскрытая толща (фиг. 4) имеет характерное двухчленное строение: сверху залегает метровый слой мелко- и среднезернистых песков с фауной морских моллюсков. Они подстилаются грубозернистым гравийно-галечным горизонтом, который маркирует контакт современных морских песчаных отложений и нижележащих отложений иного литологического облика. По механическому составу последние являются алевритовыми и алевритово-глинистыми илами. Они содержат прослой, обогащенные органическим веществом и характеризуются солоноватоводным комплексом диатомовых водорослей (*Rapalodia gibbe* O. Müll — 21%; *Rapalodia muschelus* O. Müll — 16%; *Nitzshia* sp. — 14%, *Pinnularia microstauron* — 12%; *Ginnularia major* — 9%; *Navicula* sp. — 5%; *Melosiza granulata* — 3%).

В толще этих алевритовых илов были обнаружены заметные концентрации сульфидного железа (пирита), образующие сгустки, шарики и даже правильные кубики с идеально ровными гранями кристаллов. Стяжения сульфидного железа тяготеют к органическому веществу, наличие которого, по мнению Э. А. Остроумова (1957), является обязательным при образовании данных соединений.

В общем процесс образования аутигенных минералов за счет подвижных соединений железа, как уже было отмечено, не характерен для прибрежных отложений Курильских о-вов из-за высокой гидродинамической активности и особенностей рельефа побережья.

Концентрация железа за счет грануло-минералогической сепарации обломочных продуктов, имеющая на Курильских о-вах основное значение, приводит к образованию среди прибрежных отложений архипелага железистых песков, распространение которых локально вследствие локального развития самих прибрежных отложений (Павлидис, 1964).

Специфика Курильских берегов состоит еще и в том, что здесь можно наблюдать процесс механической дифференциации обломочного вещества так сказать в «чистом виде».

Рассмотренные особенности концентрации и распределение железа в прибрежных отложениях Курильского вулканического архипелага, несмотря на ряд специфических черт, в основном такие же, как в береговой зоне любых других водоемов. Это обусловлено общностью динамических законов развития берегов, что связано в первую очередь с азональным характером действия главного формирующего берег фактора — морского волнения.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аксенов А. А., Невесский Е. Н., Павлидис Ю. А., Щербаков Ф. А. Физико-географические условия накопления россыпей прибрежно-морского генезиса. В сб. «Теоретические вопросы динамики морских берегов». Изд. АН СССР, 1964.
- Горячев А. В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги. Сов. геология, № 10, 1960.
- Зеленов К. К. Образование гидроокислов железа и алюминия в морских бассейнах в результате вулканической деятельности. В сб. «Соврем. осадки морей и океанов». Изд. АН СССР, 1961.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. Изд. АН СССР, 1962.
- Лонгинов В. В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. Изд. АН СССР, 1963.
- Остроумов Э. А. Соединения серы в донных отложениях Охотского моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 22, 1957.
- Павлидис Ю. А. Особенности литологии прибрежных отложений Курильских о-вов. Океанология, № 6, 1964.
- Прялухина А. Ф. Материалы по стратиграфии южных Курильских островов. Тр. Сахалинского н.-и. ин-та, вып. 10, 1961.
- Сергеев К. Ф. Основные черты стратиграфии третичных отложений Большой гряды Курильских островов. Докл. АН СССР, т. 153, № 5, 1963.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.

Институт океанологии АН СССР  
Москва

Дата поступления  
29 декабря 1964 г.

**КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ**

УДК 549.65 : 551.734.3(471.311)

**О НЕКОТОРЫХ АУТИГЕННЫХ ТИТАНИСТЫХ МИНЕРАЛАХ  
В ВЕРХНЕЩИГРОВСКИХ ИЗВЕСТНЯКАХ ПОДМОСКОВЬЯ<sup>1</sup>**

**А. В. КОПЕЛНОВИЧ**

При изучении разреза верхнештигровских отложений Редкинской опорной скважины (Калининская область) в одном из образцов керна был обнаружен нитевидный прожилок, сложенный необычной для осадочных пород ассоциацией титанистых минералов. Детальное изучение их показало, что они представлены лейкоксеном и перовскитом.

Верхнештигровские отложения в Редкинском разрезе располагаются на глубине 833—781 м и представлены чередованием органогенных и органогенно-обломочных, неравномерно глинистых известняков и мергелей, пятнисто и послойно доломитизированных. Возраст отложений устанавливается по многочисленным и разнообразным остаткам фауны, заключенным в известняках, мергелях с такими характерными для верхнештигровских слоев формами как *Ladogia meyndorffii* Vern., *Camarotechia* cf. *biera* Phill., *Lingrila* aff. *runctata* Hall., *Chonetipustula* cf. *ilmenica* Na1., *Lamellispirifer novosibiricus* Foll. и др. Известняки, в которых был обнаружен указанный прожилок, приурочены к верхней части верхнештигровских слоев в интервале 790—793 м. Известняки органогенно-детритусовые, неравномерно глинистые, доломитизированные, микрозернистые, тонкослоистые, с неоднородной окраской, варьирующей от светло-серой и фишашково-зеленой до темно-серой и зеленовато-темно-серой. Неравномерная глинистость известняков выражена в частом чередовании пропластков (толщиной 1—5 см) светло-окрашенных слабо глинистых разновидностей с пропластками (от 1 до 5 см) темно-окрашенных глинистых известняков и мергелей, при этом указанные разновидности тесно связаны друг с другом постепенными переходами.

Известняки плотные, крепкие с фарфоровидным, а иногда полураковистым изломом. Основную массу породы слагает агрегат тончайших (тысячные доли миллиметра, реже 0,01—0,03 мм) зернышек кальцита, в массе которого неравномерно рассеяны дисперсные чешуйки глинистого вещества, придающие породе в проходящем свете слабую буроватую окраску. Судя по результатам определения нерастворимого остатка, содержание глинистого материала в породе колеблется от 5 до 25%. В глинисто-карбонатной основной массе наблюдается многочисленный тончайший (от 0,03 до 0,1 мм) органогенный детрит, большей частью целиком перекристаллизованный. Кроме того, встречаются обломки створок брахиопод, остатки остракод и тентакулитов.

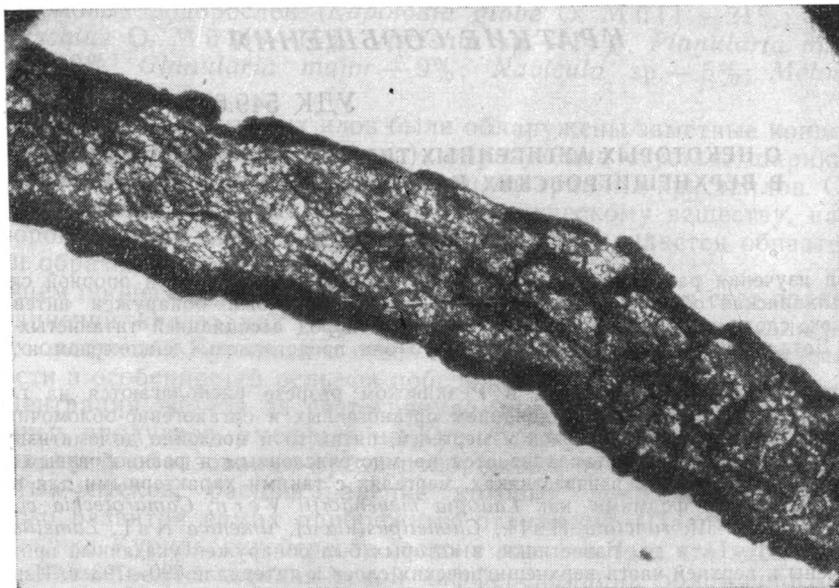
Нередко в основной массе известняков развиты ромбоэдри и округло-ромбоэдрические кристаллы доломита, рассеянные весьма неравномерно. Содержание доломита колеблется от 1 до 20%. Отмечается вкрапленность пирита, образующего тончайшие зернышки (0,01 до —0,03 мм), неравномерно рассеянные, часто и особенно в большом количестве скопляющиеся внутри остатков перекристаллизованной фауны.

В одном образце, представленном слабо глинистым известняком с содержанием нерастворимого остатка около 5%, наблюдалась система секущих вертикально ориентированных тончайших прожилок гипса и ангидрита. Параллельно им располагался нитевидный прожилок, сложенный титанистыми минералами (см. фигуру). Длина его по падению составляет около 3 см, толщина порядка долей миллиметра. Прожилок окрашен в желтовато-буроватый цвет, резко выделяющийся на фоне вмещающих его светло-серых известняков. Как показали микроскопические исследования, рассматриваемый прожилок представляет собой эпигенетическое выполнение тончайшей трещины микрокристаллического известняка. Толщина его колеблется от 0,25 до 0,35 мм, в

<sup>1</sup> Статья написана автором в 1951 г. и публикуется посмертно.

среднем составляет около 0,3 мм. Края прожилка неровные, слабо извилистые. В одном направлении прожилок, постепенно утоняясь, выклинивается. Сложен он перовскитом и сопровождается с обоих краев лейкоксеновыми оторочками. Толщина их различна: с одного края 0,03—0,05 мм, с другого — от 0,005 — до 0,02 мм и изредка достигает 0,05 мм. По направлению к выклинивающемуся концу прожилка толщина лейкоксеновых оторочек уменьшается и постепенно сходит на нет.

Лейкоксен в проходящем свете непрозрачен, или едва заметно просвечивает в бурых тонах. Структура его скрытокристаллическая, почти землистая. В отраженном свете лейкоксен обретае ватообразный облик, белесую или слегка кремевую окраску.



Перовскитовый прожилок в известняке, без анализатора, ув. 30

Перовскит в проходящем свете по окраске неоднороден. Большая часть его окрашена в слегка буроватые тона, с зеленоватым и, иногда, золотистым оттенком. Участками он имеет фиолетовый цвет различной интенсивности: от густых чернильно-фиолетовых тонов до блеклых сиреневых оттенков. Окрашенные участки иногда очерчены четко по прямым линиям, направление которых не совпадает с направлением трещин спайности, большей же частью они имеют неправильные извилистые очертания, окрашенные в фиолетовый цвет участки имеют форму округлых и неправильных пятен, при этом фиолетовая окраска, постепенно ослабевая, переходит в буроватую окраску минерала.

В перовските наблюдаются многочисленные трещины отдельности и, реже, трещины спайности. Трещины отдельности преимущественно извилистые и часто ориентированы параллельно направлению прожилка. Трещины спайности пересекаются под прямым и острыми углами, вероятно, соответствуя спайности по кубу и октаэдру. Минерал обладает высоким рельефом с шарневой поверхностью. По определениям в иммерсионных жидкостях показатель преломления его около 2,3. В скрещенных николях перовскит изотропен и лишь в одном небольшом участке обнаруживает слабое двулучепреломление в серых тонах.

Как известно, в осадочных породах нередко наблюдаются заметные и относительно высокие содержания  $TiO_2$ , при этом большинство исследователей обнаруживают связь  $TiO_2$  с глинистыми осадками. Н. М. Страхов (1950) отмечает, что Ti в современных отложениях Каспийского моря связан с глинистыми осадками. И. Д. Седлецкий в глинистых фракциях осадочных пород и почв установил высокое (1%) содержание Ti. Он считает, что Ti входит изоморфно в решетку монтмориллонитов.

В осадочных породах титанистые минералы широко распространены в форме обломочных зерен, а также в виде новообразований, возникших в процессе диагенетических превращений осадочного материала.

Аутигенные титановые минералы происходят большей частью вследствие изменений титаносодержащих минералов из обломочных зерен. Эти минералы, широко раз-

витые в осадочных породах, преимущественно терригенных, представлены обычно лейкоксеном, рутилом, анатазом и брукитом. Большинство исследователей, изучавших эти минералы, связывает образование лейкоксена с изменением ильменита, а новообразование рутила, анатаза и брукита — с последующим преобразованием лейкоксена.

Н. В. Ренгартен, обнаружившая в песчаных породах карагандинской свиты значительное содержание аутигенных титансодержащих минералов, — брукита, анатаза и лейкоксена — связывает возникновение их с разложением углистого вещества и с высвобождением титана из рассеянного состояния в углеорганической массе.

На присутствие перовскита в форме новообразований в осадочных породах, насколько нам известно, в литературе не указывается. Условия, в которых наблюдался перовскит и ассоциирующий с ним лейкоксен, полностью исключают возможность какой бы то ни было связи этих образований с магматическими процессами. Поскольку перовскит выделяется в форме секущего прожилка, выполняющего вертикально ориентированную трещину, образование его следует связывать с эпигенетическими процессами, протекавшими в известняках после их литификации.

На основании того, что аналогичного направления и типа трещины выполнены гипсом и ангидритом, можно предположить, что перовскит выпал из тех же растворов, что и указанные сульфаты, т. е. по времени своего образования он весьма близок к последним. Источником титана в растворах могло служить глинистое вещество, содержащееся в глинистых известняках или глинистые породы, перемежающиеся с карбонатными, верхнешиповских слоев разреза. Перенос титана, вероятно, совершался в форме сложных комплексных соединений в кислой среде. Выпадение перовскита, очевидно, было обусловлено нейтрализацией циркулировавших растворов при их движении по известнякам. Что касается лейкоксена, то характер его соотношений с перовскитом дает возможность предположить, что образование его происходило за счет последующего изменения перовскита под влиянием растворов, просачивавшихся вдоль зальбандов перовскитового прожилка.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Седлецкий И. Д. Титан и коллоидно-дисперсные минералы зоны гипергенеза. В кн. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд. АН СССР, 1946.  
Страхов Н. М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. Каспийское море. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1950.

Геологический институт АН СССР  
Москва

Дата поступления  
19.X.1964.

УДК 551.72(571.53)

### ЧЕРНЫЕ ООЛИТОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ СИНИЯ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ И ИХ БИТУМИНОЗНОСТЬ

**В. Н. КИРКИНСКАЯ**

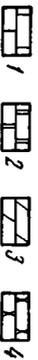
Отложения синия, широко развитые в Приленской зоне Байкало-Патомского нагорья, принимают участие в строении северного погружения Байкальских складчатых сооружений. Они обладают мощностью в несколько тысяч метров и характеризуются значительной дислоцированностью. Отложения представлены терригенными, а в верхней части разреза — преимущественно карбонатными породами.

В южной части Якутской АССР, нами был изучен разрез синийских карбонатных пород, обнаженных на правом берегу р. Лены, близ сел. Каменка. Они относятся (см. фигуру) к свитам черных оолитовых (200 м) и пестроцветных плитчатых известняков (>450 м).

Нижняя свита сложена однообразными темно-серыми и черными массивными толстоплитчатыми известняками, иногда со следами неясной слоистости, с прослоями (0,1—0,5 м, а вверху — до 1,6 и даже 4,0 м) волнисто-тонкоплитчатых водорослевых известняков. В верхней части свиты среди известняков появляются прослой (1,5 — и 8 м) доломитов, а в самом верху — пропластки (до 0,5 м) коричнево-черных известковистых глин.

При ударе известняки (и доломиты) издают отчетливый «нефтяной» запах, в верхней половине разреза несколько более слабый.

Свита черных оолитовых известняков 200 м	Свита пестроцветных плитчатых известняков >450 м		Свиты, мощность, м			
	Переходная пачка доломитов-80 м		Пачки, мощность, м			
			Литологическая колонка			
			№№ образцов			
			Общее содержание битума, % (данные люминесцентно-битуминического анализа)			
			Сорг, %			
			Образцы, пробки, подвергшиеся химико-битуминологическому изучению			
			38-9	● 0,0015	● 0,12	III
			35-7	● 0,0038	● 0,042	
			35-6		● 0,06	IV
			35-1			
			36-9	● 0,0028		
			36-8	● 0,0013		
			36-11 <sup>4</sup>	● 0,0018		
			36-3	● 0,0015		
			36-4	● 0,002		
			36-13	● 0,02	● 0,06	
			36-21	● 0,022	● 0,04	
			36-19	● 0,001	● 0,01	
			36-18	● 0,08		
			36-40	● 0,005	● 0,18	
			36-30	● 0,013	● 0,03	
			36-28	● 0,003		
			36-25	● 0,003		
			37-10	● 0,0025	● 0,02	
			37-8	● 0,07		
			37-4	● 0,16	● 0,02	
			37-1	● 0,08	● 0,04	



Разрез синийских карбонатных пород. Правый берег р. Лени  
 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — мергели; 4 — алевролиты

При микроскопическом изучении нами установлено, что известняки более чем на 50% сложены оолитами округлой и овально-округлой формы размером 0,2—1,0, редко — 1,5 мм. Они имеют не ясно или четко выраженное концентрически-слоистое строение, обусловленное чередованием тонких концентров различной зернистости: крупно-зернистых, тонкозернистых и мелко-тонкозернистых (по В. Б. Татарскому, 1959 г.). Центральные зоны оолитов либо не индивидуализированы, либо хорошо развиты и сложены мелкозернистым кальцитом. Встречаются единичные сложные оолиты (размером до 2,5 мм), состоящие из более мелких оолитов, объединенных общей оболочкой, и угловатые оолитоподобные образования (возможно, растительная проблематика).

Цементом оолитов служит средне- и мелкозернистая кальцитовая масса, местами с инкрустационным обрастанием оолитов. Иногда известняки (водорослевые?) сложены преимущественно (>50%) средне-тонкозернистым кальцитом, в котором различаются многочисленные или единичные оолиты, часто приуроченные к линзовидным (?) участкам. Е. А. Рейтлингер (1959) считает их остатками онколитов группы *Osagia*, хотя и отмечает условность грани между *Osagia* и химически осажденными оолитами.

Во всех известняках окрашиванием ализарином красным обнаружено присутствие доломита (от 2—3 до 25—35%) в виде мелких зерен, образующих неправильные скопления, и отдельных более крупных ромбэдров (до 0,5 мм), часто развивающихся в центрах оолитов.

Доломиты под микроскопом имеют мелкозернистую и тонко мелкозернистую структуру, нередко также содержат оолиты (до 10%). В них установлены следы начинающейся или интенсивной дедоломитизации (от 5—20 до 50—60% объема с пойкилитовым проращением доломитовой массы средне-крупнозернистым кальцитом).

Нерастворимые остатки в известняках составляют 0,8—2,7%, редко увеличиваясь до 3,5—8,3%, в доломитах — 2,3—6,4% (в одном случае 17,0%).

Вышележащая свита пестроцветных плитчатых известняков (450 м) представлена толщей чередующихся красноцветных, зеленовато-серых и пятнистых тонкослоистых глинистых и алевроитовых известняков, мергелей и алевролитов. В ее нижней части выделяется переходная пачка серых, зеленовато-серых доломитов (80 м) в подошве с прослоем (5,5 м) лиловатых косослоистых алевролитов. От нижележащих пород ее отделяет 9-метровый перерыв. Доломиты переходной пачки мелкозернистые, иногда с расплывчатыми пятнами остаточного тонкозернистого доломита. В нижних слоях они содержат мелкий алевроитовый обломочный материал (до 10—15%), в верхних — единичные оолиты и обильные зерна пирита. В нижней части пачки среди доломитов отмечаются пропластки (1—2 см) глины, в верхней — два прослоя (4,6 и >0,3 м) пизолитовых доломитов. Последние сложены (на 50—90%) округлыми концентрически-слоистыми пизолитами (и оолитами) диаметром до 1—2 и 5 см, сцементированными мелко-среднезернистым доломитом. Пизолитовые доломиты несут следы окремнения, весьма интенсивного в верхнем прослое (>0,3 м), где пизолиты почти целиком замещены тонкозернистым кварцем.

Под люминесцентной лампой, при нанесении капли хлороформа, образцы изученных пород в редких случаях слабо светятся по единичным точкам и тонким трещинам.

Содержание битума в этих породах, по данным люминесцентно-битуминологического анализа<sup>1</sup>, колеблется от 0,001 до 0,08% (обычно меньше 0,03%), лишь в одном образце достигая 0,16% (см. фигуру). Битумы легкие, смолистые, по-видимому, содержат асфальтены. Отношение хлороформенной части их к спирто-бензольной в подавляющем большинстве случаев меньше или близко к единице, но иногда достигает 3, 7 и 10 (в образцах с 0,022 и 0,0387% битума); последнее указывает на вторичную по отношению к породам природу битума.

Содержание  $S_{орг}$  в рассматриваемых породах составляет 0,01—0,06%, редко повышаясь до 0,12—0,18% (см. фигуру).

Детальные химико-битуминологические исследования (см. таблицу) подтверждают низкое содержание в черных известняках и доломитах органического вещества (0,042—0,076%) и битума (0,008—0,058%), в частности хлороформенного битума (0,003—0,007%).

Хлороформенный битум характеризуется низким содержанием С (68,44—73,17%), причем количества С и Н в нем примерно такие же или даже ниже, чем в спирто-бензольных экстрактах. Это обстоятельство, как указывает Н. И. Богородицкая, служит признаком наличия в битуме большого количества низкомолекулярных кислых соединений.

Порфириновых комплексов в битумах не обнаружено.

Инфракрасная спектроскопия масляной части битумов (обр. 35—7, проба III) показывает, что последние представлены, в основном, кислородными соединениями. Е. А. Глебовская отмечает, что в их составе значительную роль играют С=О группы второго рода, характеризующие вторичное окисление и вторичный битум. Основной

<sup>1</sup> Все люминесцентные и химико-битуминологические анализы выполнены в лабораториях ВНИГРИ.

## Химико-битуминологические анализы известняков и доломитов

№ разл. проб	Мощность слоя, пакки, м	Название породы	Нерастворимый остаток в 10% HCl, %	Сорг. % на породе	Состав органического вещества, % на породе				Остаточное органическое вещество, % на сумму органического вещества	Элементарный состав битума, %						
					хлороформный экстракт	спирто-бензольный экстракт	гумино-вые к-ты слоты	остаточное органическое вещество в дебитум. порошке		хлороформный экстракт			спирто-бензольный экстракт			
										C	H	S	R+O	C	H	S+N+O
35-7	0,5	Известняк оолитовый	1,19	0,042	0,005	0,003	0,001	0,052	85,4	68,44	9,80	2,61	19,15	74,11	10,96	47,93
III	85	Известняк оолитовый	0,75	0,0763	0,003	0,055	0,001	0,050	45,9	68,57	10,23	21,20	73,51	10,87	45,62	
IV	75	Известняк слабодолитовый	2,25	0,0448	0,006	0,004	0,001	0,053	82,9	73,17	10,77	2,35	13,71	73,51	10,87	45,62
36-18	1,4	Доломит тонко-мелкозернистый	—	—	0,007	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

углеродный скелет содержит как парафиновые цепи, так и заметное количество ароматических структур. Отмечаются высокомолекулярные парафиновые структуры; возможно присутствие нефтяных структур.

Резкое превышение хлороформной части битума над спирто-бензольной в некоторых образцах, присутствие в масляной фракции битумов C=O групп второго рода и характер люминесцентного свечения позволяют предположить наличие в этих породах вторичного битума.

Наличие вторичного органического вещества (битума?) подтверждается также микроскопические фактами проникновения темно-коричневых, коричневатобурых выделений его по трещинкам спайности в крупные ромбоздры вторичного доломита. Об этом же свидетельствует и присутствие аналогичных выделений органического вещества в стилолитах, ориентированных наклонно к напластованию и сопровождающихся микросмещениями.

Сингенетичными, вероятно, являются выделения коричневатобурого органического вещества, которые (вместе с глинистым материалом) широко распространены в тонких, нередко ветвящихся и быстро затухающих извилистых трещинках типа зачаточных стилолитов и в стилолитах, ориентированных по слоистости.

Труднее решить вопрос о черном органическом веществе (остающемся таким же матово-черным в отраженном свете), которое обычно приурочено к более раскристаллизованным участкам карбонатной массы, где оно как бы зажато между карбонатными зернами. Можно предположить, что черное органическое вещество является малоподвижной, остаточной частью того исходного органического вещества, которое было захоронено в осадках, а затем перераспределено в них в стадии диагенеза. С другой стороны, можно допустить и вторичное, эпигенетическое проникновение его в породе с последующей метаморфизацией (?) и фиксацией в более раскристаллизованных участках.

Реконструкция условий образования осадков свиты черных оолитовых известняков показывает, что захоронения в них сколько-нибудь значительных масс органического материала быть не могло. Формирование этих осадков протекало в краевой мелководной части обширного, по-видимому, открытого моря, хорошо аэрируемой и прогреваемой солнечными лучами. Прилегающая к ней суша была значительно пенеппенизирована и, к тому же, в условиях влажного теплого климата подвергалась химическому выветриванию. Терригенный материал с нее практически почти не носился, если не считать поступления в бассейн небольших количеств пелитовых, а изредка и мелких алевроитовых частиц.

Накопление осадков, происходившее в непосредственной близости к береговой линии, осуществлялось за счет химической, частично биохимической садки CaCO<sub>3</sub>. Вода бассейна вначале была нормальной солености и слабой щелочности; во вторую же половину рассматриваемого отрезка времени она периодически заметно осолонялась (значительно более высокие концентрации явно диагенетического доломита в известняках и появление среди них редких пластов доломитов).

Весьма показательны для характеристики рассматриваемого бассейна процессы почти непрерыв-

ного оолитообразования. Оолиты, как известно, образуются в сильно подвижной водной среде, обычно в прибрежных зонах морских или озерных бассейнов. Рост их осуществляется во взвешенном состоянии, продолжаясь на дне водоема при непрерывном перекатывании движущей водой. Лишь сложные оолиты возникают уже в рыхлом, сильно обводненном осадке, при подтоках новых порций минеральных веществ путем диффузии.

В связи с этим заслуживают внимания наблюдения Г. А. Рузняка (Rusnak, 1960) над современными осадками Мексиканского залива, у побережий Техаса. В существовании солоноватых мелководных, подверженных действию волн участках этого залива происходит образование оолитов, содержание которых в уплотненных известковистых илах составляет 50% и более. Отбор проб из 2—8-сантиметрового слоя накапливающихся осадков, произведенный в направлениях, перпендикулярных к береговой линии, показал, что наибольший процент оолитов отмечался в пробах, взятых у побережья, с максимальными пиками содержания их в осадках зоны приливов-отливов. Количество оолитов в осадках в любом направлении от береговой линии внутрь залива быстро уменьшается, в то же время характер и размеры их сохраняются — средний диаметр их колеблется около 0,25—0,5 мм.

Аналогичные размеры, как известно, имеют оолиты в современных осадках Великого Соленого озера, Багамской отмели, Восточного Средиземноморья, а также и все известные оолиты, обнаруживаемые в различных геологических формациях. Не представляют исключения и оолиты свиты черных оолитовых известняков.

Таким образом, можно утверждать, что прибрежная мелководная зона рассматриваемого синийского бассейна характеризовалась крайней подвижностью водной среды и постоянной взмучиваемостью осадков, которые обеспечивали свободный доступ в них кислорода. В этих условиях органический материал, оседавший на дно бассейна (а наличие в нем органической жизни, по крайней мере водорослевой, доказано), здесь и в поверхностных слоях осадков полностью окислялся. Нельзя, конечно, исключать захоронения с осадками какой-то части органических веществ, уцелевших от разложения, но она была ничтожной. В полном соответствии с этим находится устанавливаемое в известняках (и доломитах) низкое (0,1%) содержание  $C_{орг}$ .

Начало следующего этапа синийского периода, отвечающего формированию отложений свиты пестроцветных плитчатых известняков, ознаменовалось проявлениями положительных тектонических движений в области суши. В них, по-видимому, была вовлечена и краевая, прибрежная часть морского бассейна, что вызвало ее еще большее обмеление и частичное обособление от открытого моря.

В образовавшихся здесь лагунных лагунно-морских зонах началось совместное накопление продолжавших садку  $Ca-Mg$  карбонатов и поступавшего с суши тонкого, глинистого и мелкого алевролитового материала. Вместе с последним речные воды вносили в бассейн заметное количество коллоидных соединений железа. Резко окислительная среда осадков, при которой шло накопление в них гидроокислов (первичная красноцветная окраска алевролитов подошвы переходной пачки и вышележащих пород основной толщи свиты), естественно, исключала возможность захоронения в осадках органического материала.

Присутствие в некоторых красноцветных породах рассматриваемой свиты (образцы 37—18, 38—9) относительно повышенных количеств  $C_{орг}$  (0,12%) и битума (0,0016—0,07%) может быть объяснено только вторичным, эпигенетическим их происхождением.

Все изложенное показывает, что, несмотря на внешние признаки битуминозности, черные оолитовые известняки (и доломиты) синия содержат кларковые количества рассеянного органического вещества и битума, а следовательно, не могут рассматриваться как нефтематеринские.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ильин А. Ф. Синийские и кембрийские отложения в зоне сочленения северного склона Алданского шита и Прибайкальского краевого прогиба. Тр. ВНИГРИ, вып. 130, 1959.
- Рейтлингер Е. А. Атлас микроскопических органических остатков и проблематики древних толщ Сибири. Тр. ГИН АН СССР, вып. 25, 1959.
- G. A. Rusnak. Some observation of recent oolites. J. of Sedimentary Petrology, v. 30, No. 3, 1960.

Всесоюзный нефтяной  
научно-исследовательский  
геологоразведочный институт  
Ленинград

Дата поступления  
17.X.1964

УДК 549.761.34+549.761.33(477.8)

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БАРИТА И ЦЕЛЕСТИНА В СЕРНЫХ РУДАХ ПРИКАРПАТЬЯ

Д. П. БОБРОВНИК, Б. И. СРЕБРОДОЛЬСКИЙ

Месторождения самородной серы в Прикарпатье занимают определенные участки в тортонском надгипсовом известняке. Все месторождения лежат непосредственно на гипсоангидритовой постели и за ее пределы почти не выходят (Алексенко, 1960). Они слагаются, так же как и гипсоангидритовая полоса, отдельными «островками», протягивающимися цепочкой, которая образует полосу на юго-западной окраине Русской платформы у границы ее с Предкарпатским прогибом.

Мощность надгипсовых известняков в пределах юго-западной окраины Русской платформы колеблется от 0 до 20 м. Они трансгрессивно покрывают гипсоангидриты, а там, где последние отсутствуют, залегают на отложениях нижнего тортона и меловых мергелях. Кровлей надгипсового известняка являются известковистые глины (ковские), залегающие на размытой и выветрелой поверхности.

Северо-восточнее полосы распространения серных месторождений надгипсовые известняки находятся непосредственно под четвертичными отложениями. Эта часть платформы является областью питания надгипсовых известняков метеорными водами. Здесь верхнетортонские воды связаны с меловыми и четвертичными водами. Они слабо минерализованы, относятся к гидрокарбонатному типу и движутся в направлении Предкарпатского прогиба. При этом воды входят под водонепроницаемый экран, которым являются известковистые глины, и отделяются от четвертичных вод. При своем движении воды омывают (сверху и снизу) гипсоангидритовые линзы и превращаются в сульфатно-кальциевые воды растворения (Бабинец и Чапенко, 1960). Осерненный известняк, в котором продвигаются верхнетортонские воды, имеет незначительные колебания химического и минерального состава, а также текстурных и структурных признаков (Трухачева, 1960). Он разбит трещинами, пронизан порами и кавернами, и в нем находятся различные по форме и размерам карстовые полости (Бобровник и Голоченко, 1963).

Современный минеральный состав, структуры и текстуры осерненного известняка являются результатом его преобразований, которые можно разделить приблизительно на следующие стадии: 1) седиментогенез и диагенез; 2) выветривание и раздробление при превращении ангидрита в гипс, а также образование глубоких трещин под действием орогенных сил, принимавших участие в формировании Карпат; 3) повторное (эпигенетическое) минералообразование в выветрившихся известняках и гипсах.

Последняя стадия протекала после отложения известковистых глин и выхода из-под уровня моря юго-западной окраины Русской платформы. Она, вероятно, продолжается и в настоящее время и характеризуется тем, что трещины, каверны, карстовые и другие пустоты заполнились целиком или частично вторичным кальцитом и самородной серой. К этим минералам постоянно в переменном количестве примешиваются барит, целестин, кварц, халцедон, гипс, пирит и другие образования.

За пределами серных месторождений надгипсовый известняк скрытокристаллический, тестообразный, слабо пористый, иногда слоистый, местами беспорядочной текстуры. Его химический состав следующий (%):  $\text{SiO}_2$  0,15;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0,24;  $\text{TiO}_2$  0,20;  $\text{FeO}$  0,40;  $\text{MnO}$  0,15;  $\text{CaO}$  53,75;  $\text{MgO}$  0,70;  $\text{BaO}$  сл.;  $\text{SrO}$  сл.;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,02;  $\text{K}_2\text{O}$  нет;  $\text{Na}_2\text{O}$  0,06;  $\text{SO}_3$  0,25;  $\text{CO}_2$  43,50;  $\text{S}_{\text{эл.}}$  нет;  $\text{H}_2\text{O}$  0,10. Во всех образцах известняка спектральным анализом в ничтожных количествах обнаружены V, Cr, Ni, Cu, Sr, Ba. Известно много работ, посвященных характеристике минерального комплекса, сопровождающего выделения самородной серы в Прикарпатье. Однако вопросы распределения малых элементов и их минералов в серных рудах прикарпатских месторождений (Роздол, Немиров, Язов, Тлумач и др.) изучены недостаточно.

К числу наиболее распространенных малых элементов, встречающихся в рудах в количествах, превышающих их кларковые содержания, относятся барий и стронций. Бариевая и стронциевая минерализация в Прикарпатье связана с верхнетортонскими сульфатно-карбонатными породами (гипсами, ангидритами, известняками, глинами), которые образуют продуктивную толщу серных месторождений.

При изучении геохимии, закономерностей размещения и условий образования бариевой и стронциевой концентраций необходимо иметь в виду, что серные залежи в исследуемых месторождениях находятся на различной глубине и в неодинаковой мере подверглись гидрохимическому воздействию подземных вод.

В изученных месторождениях выделяются следующие типы бариевых и стронциевых концентраций: жилы (и прожилки), жеоды и стяжения.

Жилы и прожилки сконцентрированы в глинисто-карбонатных породах вблизи их контакта с гипсом. Сложены они радиальнолучистым массивным и зернистым целести-

ном с примесью кальцита и серы. Мощность наиболее крупных жил не превышает 0,5—0,6 м. По простиранию жилы прослеживаются на 5—10 м.

Жеоды целестина в разрезе рудной залежи залегают выше жил и прожилков. Они имеют шаровидную форму с поперечником до 10 см. В их составе, кроме целестина, находится и кальцит, а иногда и кварцин; в Язове к этим минералам примешивается водяно-прозрачный гипс и горный хрусталь. По химическому составу целестин отвечает почти чистому сульфату стронция, в котором в незначительном количестве (до 1%) встречаются примесь СаО и ВаО. Его кристаллооптические константы следующие:  $N_g = 1,638 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,629 \pm 0,002$ ,  $2V = 50^\circ$ . Целестиновые образования в осерненных известняках распределены неравномерно.

Баритовые жеоды в разрезе приурочены к верхним частям рудного горизонта. Они имеют много общих морфологических черт с жеодами целестина. Кристаллы барита, выстилающие стенки жеод, иногда достигают длины 2 см. Их химический состав также отвечает почти чистому сульфату бария с незначительным (до 1%) содержанием SrO и СаО. Кристаллооптические константы барита следующие:  $N_g = 1,648 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,635 \pm 0,002$ ,  $2V = 38^\circ$ . Реже встречаются стяжения барита, имеющие неправильно-шарообразную, эллипсоидальную и лепешкообразную форму. В горизонтальном распространении стяжений какой-либо закономерности не наблюдается. Они в основной массе состоят из мелкокристаллического барита и карбонатного материала. Барит в жеодах и стяжениях ассоциирует с серой, кальцитом и мельниковитом (порошковатым пиритом). Изредка встречаются жилки, заполненные баритом, кальцитом и серой (Бобровник, 1958).

В исследованных месторождениях барий сосредоточен в барите, а также рассеян в породах и минералах продуктивной толщи. Основные особенности геохимии Ва<sup>2+</sup> определяются его изоморфизмом с Са<sup>2+</sup> и Sr<sup>2+</sup>. Геохимическое сродство с кальцием обуславливает присутствие ВаО в кальците (до 1%) и гипсе (до 0,02%). Изовалентным изоморфизмом бария и стронция объясняется присутствие ВаО в целестине (0,36%).

Стронций образует собственный минерал — целестин и изоморфно входит в состав барита (до 0,4%), кальцита (до 0,8%) и гипса (до 1%).

Среднее содержание бария в гипсе, подстилающем осерненные известняки, составляет 0,02%. Здесь барий обнаруживается в виде изоморфной примеси в гипсе и очень редко образует мелкие рассеянные в породе кристаллики барита.

Среднее содержание стронция в гипсоангидрите несколько выше 1%. Наибольшее содержание его в этой породе приурочено к ее нижним горизонтам, загрязненным примесью тонкодисперсного кальцита. Изредка лентелью гипсоангидрита служат линзовидные непостоянной мощности прослойки карбонатно-целестиновой породы, в составе которой нередко целестин составляет основную массу. В гипсоангидритах барит и целестин являются продуктами седиментогенеза. В надгипсовых сернистых известняках эти минералы образовались в результате выпадения ВаSO<sub>4</sub> и SrSO<sub>4</sub> из сульфатно-кальциевых растворов в стадию эпигенеза известняка.

В отношении бария необходимо отметить, что его содержание в разрезе рудного тела колеблется и значительно повышается в верхней части осерненного известняка,

вблизи контакта с покрывающей косовской глиной. Отношение  $\frac{SrO}{BaO}$  в каждой пробе серных руд определяется расстоянием места взятия ее от гипсовой подошвы известняка.

Для нижних частей горизонта осерненного известняка  $\frac{SrO}{BaO} \gg 1$  (содержание строн-

ция превышает содержание бария более чем в 10 раз), а для верхних —  $\frac{SrO}{BaO} \ll 1$  (в ру-

де бария намного больше, чем стронция). Повышенные содержания бария и стронция (выше кларкового) и их соотношения в надгипсовом известняке наблюдаются только на рудных полях, где он обогащен вторичным кальцитом. Серные руды Родзола богаче указанными минералами, чем руды Язова и Немирова, и это, вероятно, связано с гидрохимическим режимом месторождений.

Итак, из изложенного следует:

1. Высокое содержание Ва и Sr обнаружено в тех рудных известняках, в которых значительное место занимает вторичный кальцит. В известняках, состоящих главным образом из седиментационного кальцита, содержание этих элементов редко выходит за пределы кларкового.

2. Барит и целестин в серных месторождениях Прикарпатья находятся в парагенетической связи с образованиями вторичного кальцита и самородной серы. Крупные кристаллы этих минералов образуют агрегаты вместе с такими же кристаллами самородной серы. Содержание барита и целестина в серных рудах Родзола больше, чем в рудах Язова и Немирова.

3. Серноцелестиновое оруденение тяготеет к подошве горизонта осерненных известняков, а сернобаритовое — к его верхней части.

4. Отсутствие достаточного количества аналитического материала повсем серным рудопрооявлениям затрудняет оценку количественных масштабов стронциевой и бариевой концентраций в серных месторождениях Прикарпатья.

А. С. Соколов (1959) образование барита и целестина в прикарпатских серных месторождениях связывает с притоком в гипсокарбонатную толщу тортона глубинных хлоридно-натриевых вод, которые поднимались по трещинам на границе платформы с Предкарпатскими прогибом. В составе этих вод в достаточном количестве находятся  $\text{Cl}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Sr}$ , а также другие катионы и анионы. А. С. Соколов считает, что такого рода рассолы формируются и сохраняются в глубоких горизонтах стратисферы, где они находятся в условиях изоляции от других типов вод. Эти воды поднимались вверх по трещинам и в области развития гипсокарбонатных пород смешивались с сульфатно-кальциевыми водами, что привело к обменным реакциям между хлоридами и сульфатами, в результате которых образовывались и выпадали из раствора  $\text{BaSO}_4$  и  $\text{SrSO}_4$ .

Из предположения А. С. Соколова об образовании концентрации барита и целестина в серных рудах Предкарпатья выходит, что они могут быть приурочены только к узкой полосе, в которой происходит смешение вышеуказанных типов вод. В действительности же эти минеральные концентрации наблюдаются в рудных телах на значительном расстоянии от предполагаемой полосы указанного смешения вод.

Мы считаем, что концентрация барита и целестина в серных рудах Прикарпатья является результатом выщелачивания соединений бария и стронция из карбонатных пород тортона и последующего переотложения их в виде сульфатов в осерненных известняках. Процесс образования барита и целестина в серных месторождениях шел одновременно с осаждением серы и часто предшествовал последнему. Ход этого процесса нам представляется в следующем виде: в составе гипсоангидритов и надгипсовых известняков химическими анализами обнаружена  $\text{BaO}$  и  $\text{SrO}$  в количестве от следов до 0,2%. Спектральными анализами  $\text{Ba}$  и  $\text{Sr}$  в составе данных пород определяются от 0,001 до 0,2%. Пока еще точно не выяснено, в каких соединениях находятся эти элементы в надгипсовых известняках (и вообще в известняках). Одни исследователи считают, что  $\text{Ba}$  и  $\text{Sr}$  в карбонатных породах входят в состав кристаллической решетки карбонатных минералов, а другие предполагают, что эти элементы сконцентрированы в барите и целестине, которые находятся в известняках в виде тонкораспыленной механической примеси (Doelter, 1929).

Надгипсовые известняки постоянно содержат сульфатную и сульфидную серу от следов до 0,48%. Допустим, что в известняках в виде тонкодисперсной примеси находятся барит и целестин. В настоящее время эти известняки в области питания метеорными водами подвергаются выветриванию. Подобные явления протекали и раньше. По Н. М. Страхову (1960), процессы, проходящие под действием внешнего агента — воды, проникающей сверху или снизу, которая содержит различные соли, чуждые отложениям, есть процессы выветривания, и они отличаются от диагенетических процессов как стадии физико-химического уравнивания. Метеорные воды, содержащие  $\text{CO}_2$  и  $\text{O}$ , поступают в известняк, и под их действием кальцит частично переходит в раствор в виде  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . Здесь же  $\text{BaSO}_4$  и  $\text{SrSO}_4$  разлагаются, и при этом образуются карбонаты (Doelter, 1929). Вероятно, в виде бикарбонатов они переносились и переносятся в настоящее время водами в направлении Прикарпатского прогиба. Как уже указывалось выше, при этом продвижении тортонские воды омывают гипсоангидритовые линзы и здесь же превращаются в сульфатно-кальциевые воды. Из них-то и выпадает вначале  $\text{BaSO}_4$ , а уже позже и главным образом в нижних частях известнякового горизонта —  $\text{SrSO}_4$ .

Пространственное разобщение барита и целестина в серных рудах Прикарпатья связано со степенью растворимости  $\text{BaSO}_4$  и  $\text{SrSO}_4$ . Первое соединение имеет ничтожную растворимость, и поэтому вслед за его образованием из пересыщенного раствора (главным образом в верхней части рудного тела) выпадают мелкие кристаллики барита. Второе соединение ( $\text{SrSO}_4$ ) растворяется в воде в значительно больших количествах и поэтому образует пересыщенный раствор позже, преимущественно в нижних частях осерненного известняка, где и идет кристаллизация целестина. Возможно, нижняя часть вод, находящихся в осерненных известняках, обогащается  $\text{SrSO}_4$  за счет стронция, находящегося в гипсе, который растворяется верхнетортонскими водами.

Как следует из таблиц и диаграмм, приведенных Н. М. Страховым (1960), пространственное разделение концентраций бария и стронция происходит и в процессе седиментогенеза. В таблицах и диаграммах показано, что песчаники, алевролиты и аргиллиты характеризуются следующим отношением этих элементов:  $\text{Ba} > \text{Sr}$ , тогда как в известняках  $\text{Ba} < \text{Sr}$ . Такое соотношение бария и стронция также указывает, что катион  $\text{Sr}$  более продолжительное время держится в солевом растворе морской воды.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алексенко И. И. Роль литолого-фациального фактора в размещении месторождений серы Предкарпатского бассейна. В сб. «Самородная сера». Тр. ГИГХС, вып. 6, 1960.
- Бабинец А. С., Цапенко І. І. Про умови формування багатих сірководневих вод на межі південно-західної окраїни Російської платформи та Прикарпатського крайового прогину. Геологічний ж., т. XX, вып. 6, 1960.
- Бобровник Д. П. Барит и пирротит в торгонских отложениях юго-западной окраины Русской платформы. В сб. «Вопр. минералог. осадочных образований», кн. 5. Изд. Львовск. ун-та, 1958.
- Бобровник Д. П., Головченко Ю. К. К изучению карста в сероносных известняках и гипсах Прикарпатских месторождений самородной серы. Тезисы докл., представленных на заседание по геол. самородной серы 16—22 апреля 1963 г. ГИГХС. Госгорхимпроект, 1963.
- Соколов А. С. Геологические закономерности строения и размещения месторождений самородной серы. Геология месторождений горно-химического сырья. Тр. ГИГХС, вып. 5, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II. Изд. АН СССР, 1960.
- Трухачева А. Г. К литологии серных руд месторождений Предкарпатья. В сб. «Самородная сера». Тр. ГИГХС, вып. 6, 1960.
- Doelter K. Handbuch der Mineralchemie, B. IV, T. II, 1929.

Львовский государственный университет  
им. И. Франко

Дата поступления  
8.VII.1964

УДК 549.26(477.63)

## О ПРОЦЕССАХ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОДАХ ЮЖНОГО ЗАМЫКАНИЯ КРИВОРОЖСКОЙ СИНКЛИНАЛИ

**Б. И. ПИРОГОВ**

Изучение процессов минералообразования в железистых породах, образующих своеобразный петрографический тип докембрийских руд (джеспилитов), привлекает внимание многих исследователей.

Роговики и джеспилиты входят в состав средней железорудной свиты криворожской серии, которая состоит из семи перемежающихся железистых и семи сланцевых горизонтов. Они относятся к довольно глубоко метаморфизованным породам железисто-кремнистого состава, что затрудняет восстановление их первичного состава. Многие исследователи при изучении криворожских пород большое внимание уделяют процессам метаморфизма и метасоматоза, совершенно игнорируя седиментацию и диагенез.

Железистые роговики и джеспилиты (железистые кварциты) докембрия СССР, такониты Норвегии и США, итабириты Бразилии и т. д. образуют единую джеспилитовую формацию, для которой, по данным Н. М. Страхова (1960), характерны следующие признаки:

1) тонкая слоистость, образованная перемежаемостью чаще всего кремнистых и каких-либо рудных слоев (гематитовых, магнетитовых, тюрингитовых, сидеритовых);

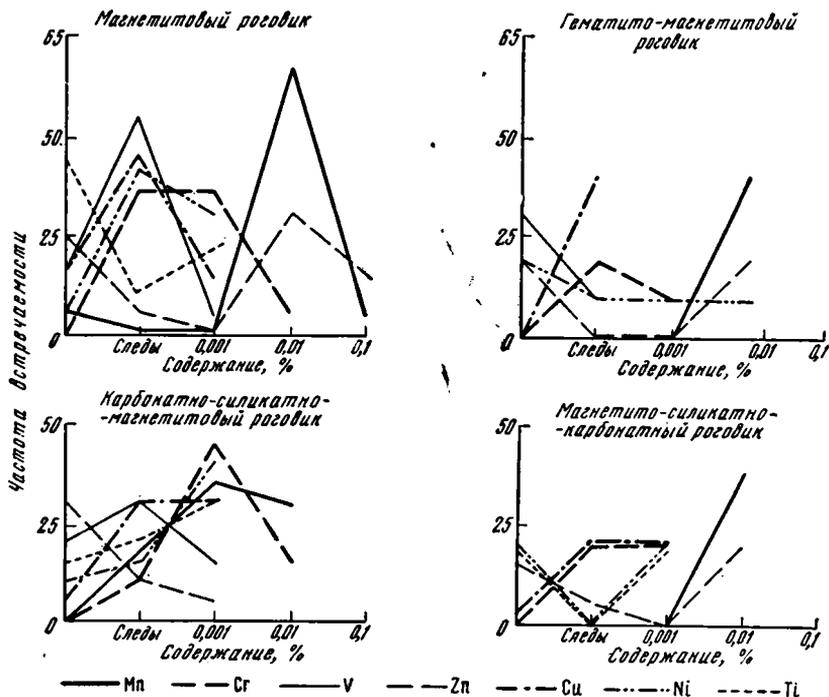
2) едва уловимая примесь тончайшего дисперсного глинистого материала, так что джеспилитовые руды являются чистейшим химическим кремне-железистым осадком.

3) ритмичность, так как кроме собственно кремнистых пород разного типа, в ее составе встречаются прослои более или менее типичных глинистых пород (филлитов, филлитово-тюрингитовых сланцев).

Наличие общих признаков в рудах джеспилитовой формации позволяет произвести сопоставления геолого-петрографических особенностей отдельных месторождений и вскрыть фациальную природу формации.

В районе южного замыкания Криворожской синклинали криворожская серия представлена породами первого, второго, четвертого и пятого железистых и сланцевых горизонтов средней железорудной свиты. Сланцевые горизонты сложены в основном кварцево-хлоритовыми, кварцево-амфиболо-хлоритовыми сланцами, нередко с биотитом и графититом, с прослоями безрудных, иногда карбонатных роговиков. Железистые горизонты (первый, второй и четвертый) представлены главным образом различными магнетитовыми разновидностями роговиков и только пятый железистый горизонт — мартитовыми и гематито-мартитовыми роговиками и джеспилитами.

Карьером Южного горнообогатительного комбината (ЮГОК) в районе замыкания Основного Криворожского синклинала на значительной площади вскрыт четвертый железистый горизонт с вмещающими сланцевыми горизонтами (четвертым и пятым). Он представлен неокисленными магнетитовыми роговиками, содержащими магнетит, гематит, карбонаты и силикаты, изучение химизма которых дает возможность проследить некоторые особенности их состава, связанные с различными процессами минералообразования.



Фиг. 1. Кривые частоты встречаемости различных микроэлементов в магнетите железистых роговиков ЮГОК

Исследование химического состава магнетитов (фиг. 1) и приводимые ниже кристаллохимические формулы показывают<sup>1</sup>, что в магнетите присутствуют весьма незначительные количества Mg и Fe<sup>3+</sup>, изоморфно замещающие Fe<sup>2+</sup>, а также постоянно фиксируются следующие микропримеси: Ti, V, Mn, Ni, Zr, Cu, Cr, содержание которых колеблется от 0 до 0,1% (Пирогов, 1962, 1964).

Кристаллохимические формулы<sup>2</sup> магнетитов ЮГОК следующие:

- 1) магнетитовые роговики —  $(\text{Fe}_{0,965}^{\text{II}} \text{Mg}_{0,007} \text{Fe}_{0,018}^{\text{III}})_{0,99} \text{Fe}_2^{\text{III}} \text{O}_4$ ;
- 2) карбонатно-магнетитовые роговики —  $(\text{Fe}_{0,962}^{\text{II}} \text{Mg}_{0,021} \text{Fe}_{0,017}^{\text{III}}) \text{Fe}_2^{\text{III}} \text{O}_4$ ;
- 3) гематито-магнетитовые роговики —  $(\text{Fe}_{0,977}^{\text{II}} \text{Fe}_{0,018}^{\text{III}})_{0,995} \text{Fe}_2^{\text{III}} \text{O}_4$ ;
- 4) магнетито-силикатно-карбонатные роговики  $(\text{Fe}_{0,97}^{\text{II}} \text{Mg}_{0,01} \text{Fe}_{0,02}^{\text{III}}) \text{Fe}_2^{\text{III}} \text{O}_4$ .

На фиг. 1 приведены кривые, характеризующие частоту встречаемости микроэлементов в магнетите железистых роговиков месторождения. Они показывают простоту элементарного состава магнетита, что дает возможность предположить элементарный состав первичного осадка, давшего магнетит.

<sup>1</sup> Все кристаллохимические формулы минералов, в том числе хлориты, по Д. П. Сердюченко, рассчитаны автором на основе известных в литературе методик.

<sup>2</sup> Химические анализы, принятые в кристаллохимических пересчетах, выполнены в лаборатории Южного горнообогатительного комбината аналитиком Е. Г. Самойленко. Спектральные анализы — в спектральной лаборатории комбината П. М. Трахтманом.

В. В. Щербина (1956), изучая геохимические особенности процессов седиментации и диагенеза, наметил схему последовательности выпадения осадков и распределения в них редких элементов (фиг. 2) по принципу возрастания растворимости выпадающих в осадок соединений. Из схемы видно, что наиболее богаты в количественном отношении глинистые осадки, наименее — окисножелезные осадки, еще беднее — марганцевые осадки типа пиролюзит-вада, заметно беднее карбонаты и, наконец, самые бедные — соли щелочных металлов, образующиеся испарением из рассолов. В таблице 1, занимающей из той же работы В. В. Щербины, для трех важнейших руд — бокситов, лимонитов и пиролюзит-вадов приводятся встречающиеся в них характерные элементы-спутники.

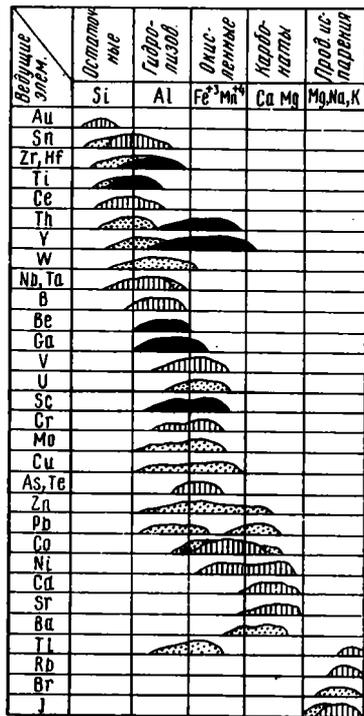
Таким образом, распределение второстепенных примесей между рудами алюминия, железа и марганца происходит весьма неравномерно. Если бокситы содержат целые проценты двуокиси титана, то титан в бурых железняках и пиролюзитах, как правило, практически отсутствует. Характерными элементами лимонитов являются мышьяк, индий, молибден. Ванадий встречается в бурых железняках чаще и в более высоких концентрациях, чем в бокситах.

Ф. Хегеман и Ф. Альбрехт (Hegemann, Albrecht, 1954), изучавшие химический состав магнетитов и гематитов различного генезиса, отмечают, что распределение количественно подчиненных элементов зависит от генетических условий и кристаллохимических особенностей. Магнетит вследствие своих кристаллохимических свойств может изоморфно поглощать многие элементы (Al, Mg, Ti, Mn, Cr, V, Cu, Ni, Zn, Sn, Co, Pb и Ga), частью в значительных содержаниях. Хегеман и Альбрехт отмечают, что руды Кривого Рога (прежде всего железистые роговики и джеспилиты — Б. П.) по своей чистоте в значительной мере соответствуют рудам осадочного типа, т. е. магнетиты соответственно их низким температурам образования содержат, очевидно, Al, Mg и немного Mn, поглощенных изоморфно при самых низких температурах, что не относится, однако, к Ti. Простота и чистота химического состава магнетитов различных участков Кривого Рога неоднократно отмечалась и в работах Ю. Ю. Юрка и Е. Ф. Шнюкова (1958, 1961).

Изучение химического (спектрального) состава магнетита и гематита ЮГОК, проведенное по простиранию, вкрест простирания и на глубину месторождения, указывает на постоянство и простоту элементарного состава среды минералообразования и сходство условий железнакопления для различных минералогических разновидностей роговиков района южного замыкания синклинали. Комплекс микроэлементов, содержащихся в магнетитах, позволяет утверждать их первичную гидроокисную природу, причем по своей чистоте магнетиты в значительной мере должны быть отнесены к диагенетическим образованиям, как это отмечали для железистых роговиков и джеспилитов Кривого Рога В. С. Федорченко (1956), Н. М. Страхов (1960) и Б. И. Пирогов (1962).

Для железистых пород докембрия Г. Джеймс (James, 1954) впервые указал на возможность образования магнетита как первичного минерала осадочных пород. Среди железистых осадков Верхнего озера им выделены четыре главные фации: окисная, силикатная, карбонатная и сульфидная, что соответствует также фациям морских железистых осадков вообще (Страхов, 1947, 1960; Страхов и др., 1955). Магнетитовые породы Джеймс выделяет в магнетитовую подфацию окисной фации, главным минералом которой является гематит. При этом он отмечает, что условия придонного слоя воды, т. е. их pH и Eh, вряд ли могли резко отличаться от условий, существующих в осадке, поэтому магнетит мог осаждаться даже непосредственно из растворов.

Если основная масса магнетита в железистых роговиках южного замыкания образовалась в диагенетическую стадию, то какова же при этом роль процессов метаморфизма? Метаморфизм обусловил интенсивный процесс перекристаллизации магнетита, приведший к повышенной дифференцированности рудного и нерудного материала.



1 2 3

Фиг. 2. Схема последовательности выпадения осадков и распределения в них редких элементов

1 — по В. М. Гольдшмидту; 2 — по разным авторам, дополнено В. В. Щербиной; 3 — по К. Смулиновскому

Таблица 1

## Элементы-спутники, характерные для бокситов, лимонитов и пиролюзит-вадов

Элементы-спутники	Руды		
	Al (боксит)	Fe (лимонит)	Mn (пиролюзит-вад)
Элементы семейства железа	Титан	Ванадий (хром)	Кобальт
Редкие «легирующие» элементы	Ванадий	Никель Кобальт Молибден	Вольфрам (иногда в значительном количестве)
Фосфор и мышьяк	Ниобий и тантал (P)	As > P	—
Радиоактивные элементы	Редко уран	Уран, реже торий	Торий и радий
Рассеянные элементы	Галлий	Индий (галлий)	Галлий (?)
Щелочноземельные элементы	Стронций	—	Барий (очень характерен для некоторых руд)
Легкие элементы	Бериллий (редко бор)	Бор	Литий

Как показывают петрографические исследования, некоторая часть гематита в отдельных участках перешла в магнетит. Кроме того, складчатые процессы за счет метасоматических изменений привели к оруденению замковых частей мелких изоклинальных складок и образованию секущих жил магнетитового состава (Белевцев и др., 1959). Однако в магнетите при этом не обнаружено никаких следов привноса микроэлементов.

В таблице 2 приведена схема изменчивости химико-минералогического состава и оптических свойств минералов<sup>3</sup> в железистых породах ЮГОК (район замыкания Криворожской синклинали). Массовые замеры  $Np'$  карбонатов и определение химического состава мономинеральных фракций показали, что на месторождении значительно распространены их Mg-Fe разности, представленные сидероплезитом и пистомезитом ( $Np'$  изменяется от 1,680 до 1,722). Довольно четко прослеживается изменчивость как  $Np'$ , так железистой и магниальной составляющей карбонатов при переходе от роговиков к сланцам. Наиболее богатые магниальной составляющей карбонаты приурочены к карбонато-магнетитовым роговикам центральной части толщи четвертого железистого горизонта ( $K_2^{4ж}$ ); здесь в основном развиты пистомезиты и сидероплезиты с высоким содержанием  $MgCO_3$  (до 20—25%). Ближе к всячему и лежащему бокам толщи (в хлорито-карбонатно-магнетитовых роговиках) сидероплезиты уже более железисты с  $Np' = 1,710—1,722$ . В магнетито-амфиболо-хлорито-карбонатных роговиках (пачки роговиков переходных к пятому —  $K_2^{5с}$  и четвертому —  $K_2^{4с}$  сланцевым горизонтам)  $Np' = 1,728$ , а в сланцах это почти чистые сидериты с  $Np' = 1,734$ .

Исследование химизма хлоритов и массовые замеры  $Nm$  позволили проследить следующие закономерности: 1) к роговикам четвертого железистого горизонта приурочены Mg-Fe хлориты, железистость и  $Nm$  которых возрастают к всячему и лежащему бокам толщи ( $Nm = 1,601—1,631$ ); 2) в переходных к сланцам пачках роговиков хлориты уже представлены железистыми разностями ( $Nm = 1,631—1,644$ ); 3) к сланцам приурочены типичные железистые хлориты ( $Nm = 1,657—1,662$ ).

Железистость хлоритов и карбонатов при переходе от роговиков к сланцам изменяется в обратной зависимости от содержания магнетита (см. табл. 2). Причем, при переходе к сланцам пятого сланцевого горизонта железистость хлоритов и карбонатов выше, чем при переходе к четвертому сланцевому горизонту. Соответственно этому и содержание магнетита в первом случае меньше, чем во втором. В этом же направлении изменяется количество пирита, графитита и апатита. При переходе от роговиков к сланцам содержание Fe изменяется от 37—35 до 32—25—20%, а FeO — соответственно от 15—17 до 18—20—22—25%.

Таким образом, при переходе от руд джеспилитового типа к сланцам прослеживается своеобразная аутигенно-минералогическая зональность.

Согласно исследованиям Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон (1955), в осадочных породах морского генезиса балласт аутигенно-минералогических форм железа есть

<sup>3</sup> Оптические константы карбонатов и хлоритов определены автором в иммерсионных жидкостях.

## Изменчивость химико-минералогического состава и оптических свойств в железистых породах ЮГОК

Стратиграфический горизонт	Преобладающие значения, $Nm$ хлоритов	Кристаллохимия хлоритов	Преобладающие значения $Np'$ карбонатов	Кристаллохимия карбонатов	Содержание магнетита, %
Пятый сланцевый ( $K_2^{5c}$ )	1,640—1,660	$\{(Mg_{1,27} \cdot Fe_{3,16})^{4,43} \cdot (Al_{0,98} \cdot Fe_{0,45})^{1,43}\}^{5,86} \cdot (OH)_{7,16} \cdot O_{0,42} \cdot [Si_{2,89} \cdot Al_{1,11}]^4 \cdot O_{10}$	1,720—1,730	$(Fe_{0,813} \cdot Mg_{0,187}) CO_3$	0—8
Переходная пачка от пятого сланцевого к четвертому железистому ( $K_2^{5c} - K_2^{4ж}$ )	1,620—1,645	$\{(Mg_{1,02} \cdot Fe_{3,09})^{4,11} \cdot (Al_{1,33} \cdot Fe_{0,23})^{1,61}\}^{5,72} \cdot (OH)_{5,8} \cdot O_{1,2} \cdot [Si_{2,82} \cdot Al_{1,18}]^4 \cdot O_{10}$ $\{(Mg_{3,26} \cdot Fe_{1,23})^{4,49} \cdot (Al_{1,23} \cdot Fe_{0,18})^{1,41}\}^{5,9} \cdot (OH)_8 \cdot [Si_{2,85} \cdot Al_{1,15}]^4 \cdot O_{10}$ $\{(Mg_{1,13} \cdot Fe_{3,1})^{4,43} \cdot (Al_{1,37} \cdot Fe_{0,3})^{1,67}\}^{5,9} \cdot (OH)_{6,5} \cdot O_{0,7} [Si_{2,85} \cdot Al_{1,15}]^4 \cdot O_{10}$	1,710—1,725	$(Fe_{0,80} \cdot Mg_{0,20}) \cdot CO_3$ $(Fe_{0,893} \cdot Mg_{0,306})_{0,999} \cdot CO_3$	8—15
Четвертый железистый ( $K_2^4$ )	1,590—1,620	$\{(Mg_{2,82} \cdot Fe_{2,06})^{4,88} (Al_{0,26} \cdot Fe_{0,9})^{1,16}\}^{6,04} \cdot (OH)_8 \cdot [Si_{2,76} \cdot Al_{1,24}]^4 \cdot O_{10}$ $\{(Mg_{2,17} \cdot Fe_{1,84})^{4,01} \cdot (Al_{0,98} \cdot Fe_{0,75})^{1,73}\}^{5,74} \cdot (OH)_{4,9} \cdot O_{1,55} [Si_{2,8} \cdot Al_{1,2}]^4 O_{10}$ $\{(Mg_{2,02} \cdot Fe_{2,34})^{4,38} \cdot (Al_{1,3} \cdot Fe_{0,24})^{1,54}\}^{5,9} \cdot (OH)_{7,2} \cdot O_{0,4} [Si_{2,58} \cdot Al_{1,42}]^4 O_{10}$ $\{(Mg_{2,93} \cdot Fe_{1,32})^{4,25} (Al_{1,38} \cdot Fe_{0,33})^{1,71}\}^{5,96} (OH)_8 [Si_{2,67} \cdot Al_{1,33}]^4 O_{10}$ $\{(Mg_{2,72} \cdot Fe_{1,72})^{4,44} Al_{1,44}\}^{5,88} (OH)_8 [Si_{2,64} \cdot Al_{1,36}]^4 O_{10}$ $\{(Mg_{1,66} \cdot Fe_{2,2})^{3,88} \cdot Al_{1,87}\}^{5,73} (OH)_{5,9} \cdot O_{1,05} [Si_{2,73} \cdot Al_{1,27}]^4 \cdot O_{10}$ $\{(Mg_{1,68} \cdot Fe_{2,64})^{4,62} (Al_{1,2} \cdot Fe_{0,19})^{1,39}\}^{6,01} \cdot (OH)_{6,5} \cdot O_{0,75} [Si_{2,59} \cdot Al_{1,41}]^4 O_{10}$ $\{(Mg_{1,77} \cdot Fe_{2,58})^{4,35} \cdot (Al_{1,27} \cdot Fe_{0,25})^{1,52}\}^{5,87} (OH)_{6,7} \cdot O_{0,65} [Si_{2,82} \cdot Al_{1,18}]^4 O_{10}$	1,580—1,710	$(Fe_{0,88} \cdot Mg_{0,22}) \cdot CO_3$ $(Fe_{0,813} \cdot Mg_{0,187}) \cdot CO_3$ $(Fe_{0,778} \cdot Mg_{0,222}) \cdot CO_3$ $(Fe_{0,69} \cdot Mg_{0,31}) \cdot CO_3$ $(Fe_{0,628} \cdot Mg_{0,372}) \cdot CO_3$ $(Fe_{0,61} \cdot Mg_{0,39}) CO_3$ $(Fe_{0,52} \cdot Mg_{0,472})_{0,992} \cdot CO_3$ $(Fe_{0,394} \cdot Mg_{0,606}) \cdot CO_3$ $(Fe_{0,453} \cdot Mg_{0,547}) \cdot CO_3$ $(Fe_{0,446} \cdot Mg_{0,554}) \cdot CO_3$ $(Fe_{0,468} \cdot Mg_{0,532}) \cdot CO_3$ $(Fe_{0,34} \cdot Mg_{0,66}) \cdot CO_3$ $(Fe_{0,29} \cdot Mg_{0,71}) \cdot CO_2$ $Ca_{1,0} (Mg_{0,68} \cdot Fe_{0,32}) \cdot [CO_3]_2$ $(Ca \cdot Mg) \cdot [CO_3]_2$	30—50
Переходная пачка от четвертого железистого к четвертому сланцевому ( $K_2^{4ж} - K_2^{4c}$ )	1,620—1,645	$\{(Mg_{1,8} \cdot Fe_{2,64})^{4,44} \cdot (Al_{1,28} \cdot Fe_{0,22})^{1,5}\}^{5,94} \cdot (OH)_8 [Si_{2,56} \cdot Al_{1,44}]^4 \cdot O_{10}$ $\{(Mg_{1,12} \cdot Fe_{2,89})^{4,01} (Al_{0,87} \cdot Fe_{0,7})^{1,57}\}^{5,58} (OH)_{4,3} O_{1,85} [Si_{3,32} \cdot Al_{0,68}]^4 O_{10}$	1,710—1,720	$(Fe_{0,86} \cdot Mg_{0,14}) \cdot CO_3$ $(Fe_{0,870} \cdot Mg_{0,130}) \cdot CO_3$	10—30
Четвертый сланцевый $K_2^{4c}$	1,640—1,660	$\{(Mg_{0,76} \cdot Fe_{3,38})^{4,12} \cdot Al_{1,56}\}^{5,68} \cdot (OH)_{5,84} \cdot O_{1,08} [Si_{3,13} \cdot Al_{0,87}]^4 \cdot O_{10}$	1,720—1,730	$(Fe_{0,780} \cdot Mg_{0,220})_{0,999} \cdot CO_3$ $(Fe_{0,869} \cdot Mg_{0,124})_{0,993} \cdot CO_3$	0—10

функция от масс органического вещества, присутствовавших в осадке к началу редукции железа. Как отмечает Н. М. Страхов (1960), гидроокисное железо, поступавшее на дно бассейнов в протерозое, редуцировалось в закисные формы уже в самом осадке, в диагенезе, под влиянием органического вещества. Несмотря на то, что в современных породах содержания органического углерода низкие (0,5—0,2%), Н. М. Страхов считает, что единственным компонентом осадка, способным быть редуцентом  $Fe^{3+}$  было органическое вещество. Причем подавляющая масса органического вещества, первично находившегося в рудном осадке, израсходована на процессы редукции (Страхов, 1964). В диагенезе редукция  $Fe^{+3}$  в  $Fe^{+2}$  требовала следующие количества  $C_{орг}$ : от 0,5—1% (в прибрежной кайме рудного тела, где  $Fe^{+2}$  мало) до 5—6% (в наиболее пелагической зоне руд, где почти все железо находится в закисной форме).

В отличие от аутигенно-минералогической зональности современных морей, в докембрии зональность развивалась в мелководных и ограниченных по размерам водоемах. В процессе седиментации железисто-кремнистых и глинистых осадков в определенные периоды осадкообразования ведущая роль переходила от одного типа осадков к другому. Это объясняется изменением физико-химической обстановки докембрийского процесса седиментации: изменением глубины бассейна, pH среды, содержанием  $CO_2$  в атмосфере и органического вещества в осадке, кислородным потенциалом на поверхности земли и т. д. Все это нашло отражение в минералого-химическом составе современных пород (см. табл. 2). Если в осадке было недостаточно органического вещества для восстановления всего окисного железа, то наличие в нем одновременно окиси и закиси железа при определенных условиях приводило к образованию магнетита (роговики четвертого железистого горизонта). В то же время появление в осадке Mg-Fe карбонатов и хлоритов приводит к уменьшению содержания магнетита. Это свидетельствует о том, что при переходе в эру карбонатно-глинистых осадков равновесие кремнезем — магнетит смещалось в сторону кремнезем — сидерит — хлорит, и железо все меньше выступало в окисной форме. Характер перераспределения Fe и Mg в процессах диагенетического минералообразования приводит к постепенному изменению показателей преломления минералов ( $Np'$  карбонатов и  $Nm$  хлоритов) в стратиграфическом разрезе от всячего к лежащему боку. Последующий метаморфизм хлоритов приводит к интенсивному развитию процессов биотитизации, а по карбонатам развивается куммингтонит.

Изучение химизма минералов железистых пород района южного замыкания Криворожской синклинали в связи с процессами диагенеза и метаморфизма позволили составить четкое представление об изменчивости их вещественного состава. В частности, дана обоснованная геолого-технологическая оценка рудной базы Южного горно-обогатительного комбината, составлены карта и разрезы с учетом изученных минералого-петрографических особенностей руд, позволяющие в настоящее время подавать на обогатительные фабрики комбината усредненное сырье, обеспечивающее устойчивый технологический режим обогащения железистых роговиков. Кроме того, детальное изучение изменчивости вещественного состава железистых роговиков ЮГОК позволило определить основные геолого-минералогические факторы, определяющие их обогатимость, а тем самым и составить представление о перспективах их обогащения (Пирогов, 1962).

Своевременное изучение других участков Кривого Рога с позиций современных представлений об условиях образования руд джеспилитовой формации несомненно будет способствовать скорейшему разрешению проблемы эффективного обогащения железистых роговиков и джеспилитов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я. Н. и др. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Изд. АН УССР, Киев, 1959.
- Пирогов Б. И. К минералогии магнетитовых роговиков ЮГОКа. Зап. Укр. отд. Всес. минералог. о-ва, 1962а.
- Пирогов Б. И. Вещественный состав, строение и обогатимость железистых роговиков Скелеватского магнетитового месторождения в Криворожском бассейне. Советская геология, № 8, 1962б.
- Пирогов Б. И. Особливості хімізму сидериту-магнетиту південної частини Кривого Рогу. Геологічний ж., том XXIV, вип. 4, 1964.
- Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, № 2, вып. 73, 1947.
- Страхов Н. М. и Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение в литологии. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1955.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, том 2. Изд. АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Парагенезис аутигенных минералов в осадочных рудах и факторы их определяющие. Литология и полезные ископаемые, № 4, 1964.

- Федорченко В. С. «Осадочные» сидериты в среднем отделе криворожской свиты, их роль в образовании железистых пород и некоторых типов богатых руд. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1956.
- Щербина В. В. Химия процессов минералообразования в осадочных породах. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 2—3. Изд. Львовск. ун-та, Львов, 1956.
- Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. Рудные минералы железорудной полосы. Изд. АН УССР, Киев, 1958.
- Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. Окислы железа Украинского кристаллического щита. Изд. АН УССР, Киев, 1961.
- Hegetann F. u. Albrecht F. Zur Geochemie oxydischer Eisenerze Chem. Erde, N 2, t. 17, 1954.
- James H. L. Sedimentary Facies of Iron — Formation. Econ. Geol. N 3, v. 49, 1954.

Южный горнообогатительный комбинат  
Кривой Рог

Дата поступления  
23.X.1964

УДК 553.313(477.91)

## ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС БАКСИНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КЕРЧЕНСКИЙ БАССЕЙН)

*Е. Ф. ШНЮКОВ, О. Е. ФЕСЮНОВ*

Баксинское железорудное месторождение расположено в северо-восточной части Керченского п-ова, у дер. Глазовка в 5 км к северо-востоку от г. Керчи.

В литературе о нем впервые упоминает горный инженер Мевиус, разведывавший Керченский бассейн в 50-х годах прошлого столетия (Кеппен, 1899). Относительно подробное описание месторождения приводится Н. И. Андрусовым (1893).

Неоднократно проводившиеся на месторождении геологоразведочные работы (1895; 1915—1916 и особенно 1929 гг.) позволили в итоге оценить запасы руд в 57,2 млн. т (Константов и др., 1933).

В 1962 г. Керченской геологоразведочной партией проведены разведочные работы с целью окончательной оценки Баксинского месторождения на уровне современных требований. В ходе работ были учтены результаты съемочного и гидрогеологического бурения последних лет.

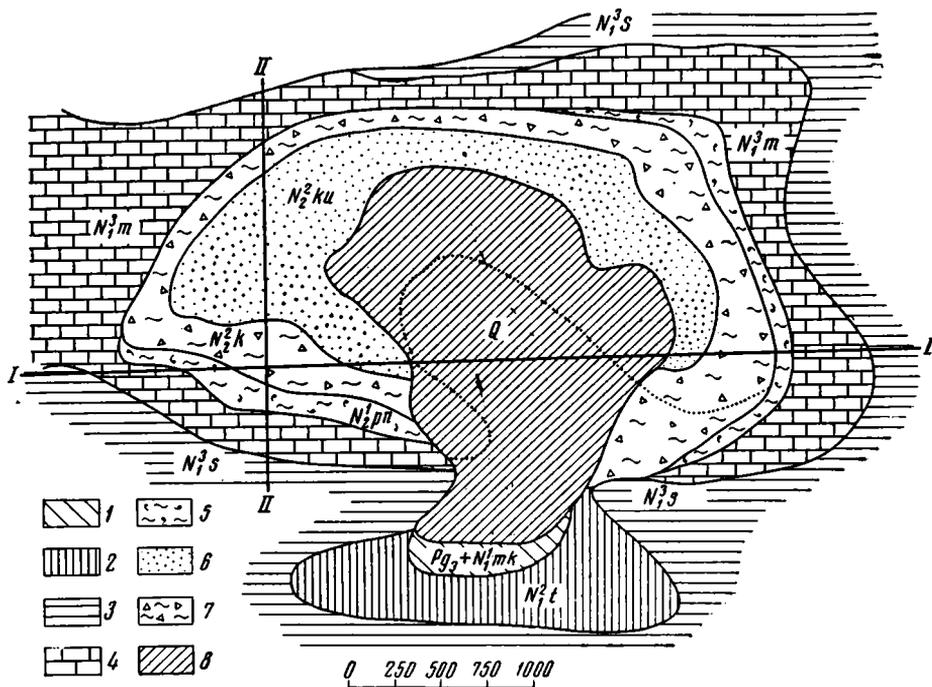
Геологическое строение Баксинского месторождения весьма своеобразно. Рудная залежь приурочена к одноименной «вдавленной синклинали» (Лычагин, 1952), которая в плане представляет собой неправильный широко вытянутый эллипс площадью около 5 км<sup>2</sup> (фиг. 1). По периферии рудоносная структура обрамлена цепью нижне-мэотических рифовых холмов, разорванных на юге и на западе. В разрезе месторождения установлены миоценовые, плиоценовые и четвертичные отложения.

Наиболее древние породы Баксинского месторождения — зеленоватые темно-серые сарматские глины, мощность которых превышает 260 м. Выше по разрезу согласно залегают мэотические глины мощностью 30—40 м и сменяющие их известняки-ракушечники, мощностью около 30—50 м. К центру структуры мощность известняков увеличивается до 75 м (фиг. 2). Углы падения известняков составляют 10—20° и возрастают к центру мульды до 30° и более и особенно значительны на юге и юго-востоке «вдавленности». По периферии структуры ракушечники выходят на поверхность, соприкасаясь с рифовыми постройками мшанковых известняков.

Отложения понта выходят на поверхность только у северной границы структуры. Представлены они бурой глиной с большим количеством плохо окатанной гальки известняков. По падению глина переходит в темно-серую известняковую песчанистую глину с фауной. Иногда количество фауны и детрита настолько велико, что порода превращается в глинистый известняк-фалёну. Мощность понтических глин 30—40 м, она резко возрастает по падению. На большей части вдавленности породы понта замещены глиняной брекчией, мощность которой достигает 100 м.

Отложения нижнего и верхнего киммерия (азовский и пантикапейский горизонты) в Баксинской вдавленности не обнаружены, и киммерийский ярус представлен лишь средним киммерием (рудный, или камышбурунский, горизонт). На основной площади месторождения рудный горизонт подстилается глиняной брекчией, разделяющей обычно первый рудный пласт и глины понта. Стратиграфическое положение этого слоя брекчии точно не установлено, нами он отнесен к верхам понта. По периферии рудный горизонт трансгрессивно перекрывает отложения понта и, частично, мэотические известняки.

Отложения среднего киммерия представлены переслаиванием руды и глиняной брекчии. По периферии месторождения (особенно на северо-западе) средний киммерий сложен обычно одним рудным пластом мощностью 8—15 м. К центру вдавленности пласт быстро расщепляется на несколько слоев меньшей мощности (1—5 м). Суммарная мощность слоев также уменьшается. В отдельных местах количество рудных слоев доходит до восьми, наиболее выдержанными являются шесть пластов, прослеживаемых на большей части месторождения. Углы падения их колеблются от 0 до 20°.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Баксинского железорудного месторождения

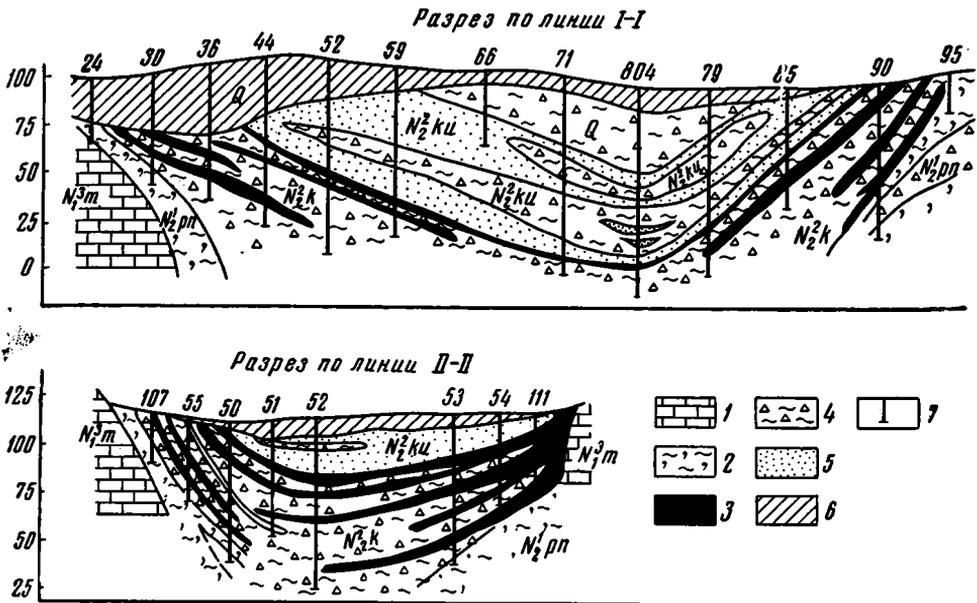
1—глины майкопской толщи ( $Pg_3 + N_1^1 m$ ); 2—отложения торгонского яруса ( $N_1^2 t$ ); 3—глины сарматского яруса ( $N_1^3 s$ ); 4—известняки мэотиса ( $N_1^1 m$ ); 5—глинистые известняки понта  $N_{(20m)}^1$ ; 6—алевриты куяльника ( $N_2^2 ku$ ); 7—сопочная брекчия киммерия ( $N_2^2 k$ ); 8—сопочная брекчия четвертичная (Q). Точечный пунктир—внутренний контур выклинивания промышленных железных руд

Наибольшие углы наблюдаются на западе—4—5°, на севере они составляют 5—10°, на востоке достигают 12°. Наиболее крутое падение (18—20°) отмечено в юго-западной части месторождения. Углы падения уменьшаются от нижнего к верхнему слою и от периферии к центру месторождения, где руда залегает почти горизонтально. В южной части вдавленности рудные пласты выклиниваются, и камышбурунский горизонт становится безрудным, будучи представлен исключительно глиняной брекчией.

Между распространением и мощностью сопочной брекчии и руды наблюдается обратная зависимость: если рудные пласты расщепляются от периферии к центру вдавленности, то брекчия выклинивается по периферии, к центру же (точнее к югу месторождения) мощность ее пластов увеличивается, отдельные пласты сливаются друг с другом и, наконец, объединяются в один пласт, мощностью свыше 100 м. Максимальная мощность среднего киммерия составляет 100 м. Если предположить, что характер изменения мощности к югу сохраняется, то в южной части вдавленности мощность среднекиммерийской брекчии можно оценить в 500—600 м.

Глиняная брекчия представляет собой серую и темно-серую глину, содержащую гальку (размером 1—5 см) и мелкие (1 см) слабо окатанные обломки такой же глины. Иногда в брекчии встречаются обломки мергеля, сидерита, песчаника, известняка. Количество и размер обломочного материала возрастают к югу, в краевых же частях брекчия почти не содержит обломочного материала, иногда слоиста и часто ожелезнена.

Рудный пласт перекрыт серыми, в основании зеленоватыми куяльницкими глинистыми алевритами с прослойками пылеватых глин и тонкозернистых кварцевых глинистых песков. Мощность алевритов до 35 м. В них залегают две крупные линзы глиняной брекчии суммарной мощностью до 50 м. В периферических участках брекчия слоиста и трудно отличима от куяльницких глин. Суммарная мощность куяльницких отложений до 60 м.



Фиг. 2. Схематические геологические разрезы Баксинского железорудного месторождения

1 — известняки мэотиса ( $N_1^{3m}$ ); 2 — глинистые известняки и брекчии понта ( $N_2^{1pn}$ ); 3 — среднекеммерийские железные руды; 4 — сопочная брекчия (четвертичная и неогеновая); 5 — алевриты и глинистые пески куяльника ( $N_2^{2ku}$ ); 6 — четвертичные суглинки (Q); 7 — скважина

Четвертичные отложения представлены суглинками мощностью до 5 м, а в некоторых эрозионных депрессиях до 15—22 м, и глиняной брекчией, средней мощностью до 15—20 м, а в южной части месторождения — до 45 м.

Тектонически Баксинское месторождение представляет собой небольшую, но весьма глубоко прогнутую брахисинклиаль. Так, в центре синклинали первый рудный пласт залегает на глубине около 100 м, понтические отложения — на глубинах несколько сот метров. Наиболее глубоко прогнутая часть синклинали прижата к югу. У южной границы нормальные осадки неогена исчезают и замещаются мощной толщей сопочной глиняной брекчии. Лишь южнее вновь появляются обычные морские осадки — глины майкопа, слагающие ядро Баксинской антиклинали.

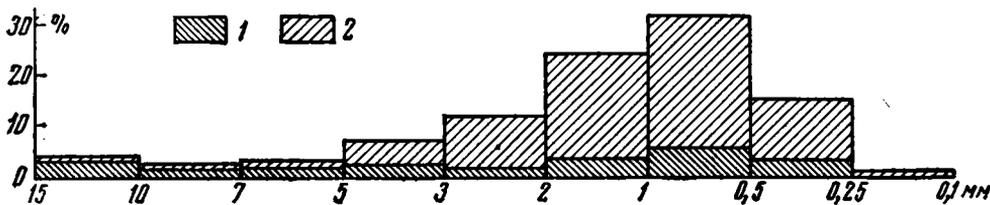
Характерной чертой структуры является не только наличие громадных масс сопочной брекчии — продуктов извержения грязевых вулканов, но и весьма крутые углы падения рудовмещающих пород и руд, что также обусловлено вулканической деятельностью. В итоге в разрезе структура имеет вид асимметричного воронкообразного прогиба, заполненного в основном брекчией.

Рудная залежь Баксинского месторождения весьма своеобразна по своему строению. Судя по преимущественно гидроферрихлорито-гидрогётитовому составу руд, Баксинское месторождение также относится к гидроферрихлоритовой фации, как и другие месторождения Керченского бассейна. Визуальное и микроскопическое изучение руд Баксинского месторождения позволяют установить широкое распространение, а иногда даже и преобладание в их составе окатанного рудного обломочного материала — псевдооолитов, сцементированных гидроферрихлоритами (фиг. 3). Оолиты играют в рудах подчиненную роль. Псевдооолиты сложены преимущественно гидрогётитом; оолиты — гидрогётитом и гидроферрихлоритом.

Среднее содержание оолитов в залежи, по данным рассевов, составляет 27,1%; при этом на псевдооолиты приходится 21, а на оолиты — 6,1%. Основная масса оолитов и

псевдооолитов приурочена к фракции 0,5—1 мм (32,1% от всей массы оолитов) и фракции 1—2 мм (24,3%). Для Баксинской рудной залежи, как и для других месторождений Керченского бассейна, характерно увеличение роли оолитов по мере укрупнения фракций (см. фиг. 3).

Руды по своему химическому составу неоднородны и характеризуются резкими колебаниями в содержании важнейших компонентов. Содержание железа изменяется от 21,2 до 46,0% (среднее по месторождению 34,4%), марганца от 0,09 до 6,80% (сред-



Фиг. 3. Гранулометрический состав баксинских железных руд (по данным рассевов 36 проб)

1 — оолиты; 2 — псевдооолиты

нее 1,6%), фосфора от 0,45 до 1,34% (среднее 0,77%), мышьяка от 0,08 до 0,15% (среднее 0,11%). Содержание железа и марганца убывает от верхнего пласта к нижнему.

Распределение важнейших элементов по структурным составляющим руд характеризуется высоким содержанием полезных компонентов в оолитах и псевдооолитах и пониженным в цементе руд (см. таблицу).

Пространственное распределение железа в месторождении позволяет наметить более богатую железом и марганцем внешнюю зону залежи; прилегающую к центру части

#### Химический состав структурных составляющих баксинских железных руд

Структурные составляющие	Количество анализов	Содержание, %			
		Fe	Mn	P	As
Оолиты	3	45,11	1,92	1,18	0,242
Псевдооолиты	4	37,42	2,005	0,78	—
Цемент	3	26,68	1,76	0,74	0,236

рудной залежи относительно обеднены железом и марганцем (14—30% Fe, около 0,5% Mn и т. п.).

Причиной этого является зональность в размещении определенных типов руд. Так, внешняя полудуга обогащенной железом зоны сложена псевдооолитовыми рудами. Положение их в плане и в разрезе рудного пласта видно на примере марганцовистой разновидности существенно псевдооолитовых — так называемых икряных руд. Последние приурочены в основном к верхнему рудному пласту и развиты

лишь по периферии месторождения, на расстоянии 100—500 м от его внешнего контура. Наиболее крупная залежь икряной руды находится в северо-западной и северной частях месторождения.

В поперечном сечении залежь икряной руды чечевицеобразна, ее максимальная мощность 5,3 м. Наибольшие линзы икряной руды встречаются в южной части месторождения, причем одна из них приурочена к самому нижнему рудному пласту.

Внутренняя полудуга богатой железом зоны рудной залежи сложена преимущественно оолито-псевдооолитовыми рудами, иногда чередующимися с табачными глинами. Последние особенно часто встречаются в центральных, обедненных полезными компонентами частях рудной залежи. Центр рудной залежи сложен в основном сопочной брекчий.

Генезис рудной залежи определяется особенностями геологического развития Баксинского месторождения. Судя по разрезу, Баксинская впадинность в мезотисе уже представляла собой мелководную лагуну, окруженную мшанковыми рифами. В южной части месторождения действовал грязевой вулкан, из которого на север поступали потоки грязи. В лагуне образовывались ракушечные известняки. Компенсационное прогибание структуры вследствие постоянного выноса глинистого материала грязевым чулканом определило большие мощности известняков в центре впадинности по сравнению с периферией структуры. Эта принципиальная схема сохранялась в течение всего плиоцена и, в частности, киммерии, когда среднекиммерийская трансгрессия включила Баксинскую лагуну в сферу рудонакопления. В киммерийское время прогибание рудовмещающей структуры было особенно интенсивным. Выше уже отмечалось умень-

шение углов падения от нижних рудных пластов к верхним. Это прямое указание на прогибание структуры в киммерии. Об этом же свидетельствует большая мощность рудного пласта.

Причиной очень интенсивного прогибания рудоносной структуры было оживление грязевулканической деятельности в киммерийское время. Так, минимальный объем выброшенной в среднем киммерии грязи составляет 120—125 млн. м<sup>3</sup>, тогда как объем куяльницкой грязевулканической брекчии около 35—40 млн. м<sup>3</sup>, четвертичной — порядка 35 млн. м<sup>3</sup>.

Излияние грязи происходило непрерывно, резко усиливалось в отдельные моменты, что приводило почти к полному заполнению лагуны грязевулканической брекчией и к перерыву рудообразования. Таких «пароксизмов» было не менее пяти. Рудообразующий процесс накопления коллоидальных Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub> и т. п. в период нормального развития лагуны не отличается от рудообразования на других участках киммерийского бассейна, хотя в целом руды характеризуются весьма высоким содержанием рудного обломочного материала — псевдоолитов, более высоким, чем в других керченских месторождениях. Это вполне объяснимо, если учесть важнейшую особенность развития Баксинской структуры, вытекающую из анализа высотных отметок месторождения: прогибание рудовмещающей структуры протекало на фоне общего поднятия района и всей антиклинальной зоны в целом. Периферические же участки рудной залежи постоянно оказывались выше или около уровня моря и подвергались постоянному разрушению, вследствие интенсивной волновой деятельности.

Рудный пласт в поднимавшихся периферических участках окислялся, что облегчало его разрушение. Именно поэтому вдоль северного, более интенсивно вздымающегося борта структуры локализованы наиболее значительные залежи псевдоолитовых руд и, в частности, икряных руд. Относительно крупнозернистый обломочный материал перемыва рудного пласта концентрировался у береговой линии, особенно у интенсивно вздымающихся участков берега. Тонкозернистые иловидные частицы размером <0,05 мм поступали в более глубокие участки лагуны. По данным Н. М. Страхова (1954), накопление железа в современных водоемах-озерах осуществляется на глубинах от 1 до 3,5 м, реже до 1 м; по данным Науманна (Страхов, 1954), — чаще всего на глубине 3—5 м.

Основываясь на этих сопоставлениях, можно ожидать, что зона преимущественного накопления хемогенных продуктов не полностью совпадает с зоной накопления рудного обломочного материала, локализованного преимущественно непосредственно у берега. Учитывая возможные предельные размеры волнения в Баксинской лагуне (Шнюков, Науменко, 1961) и преобладающий гранулометрический состав псевдоолитовых руд, можно предполагать, в соответствии с графиками Г. С. Башкирова (1961), протяжение зон волнового воздействия непосредственно от пляжевой полосы до глубин порядка 1,5—2 м (допуская максимальную силу ветра до 10 м/сек).

Несовпадением зон накопления хемогенного и относительно крупнозернистого рудного материала — псевдоолитов обуславливается, видимо, несовпадение зон образования псевдоолитовых и оолитово-псевдоолитовых руд. Тонкозернистый рудный материал, возникающий при разрушении периферии рудного пласта и обломков при переносе, поступал в глубь лагун; при этом накопление иловидных обломочных частиц на фоне убывающего в глубь лагуны хемогенного осадконакопления и параллельного накопления глинистых частиц, приводило к созданию сложных поликомпонентных осадков, превращавшихся в процессе диагенеза в табачные глины. Табачные глины указывают уже на фаціальное выклинивание руд, на затухание рудообразующего процесса. В этой связи становится понятным выклинивание рудных пластов в глубь структуры и, в отличие от более древних пачек известняков, не увеличение мощностей рудного пласта в центре структуры, а его утонение и даже выклинивание.

Наряду с фаціальным выклиниванием важную роль играли и постоянные излияния грязевулканической брекчии. Намеченные выше соотношения зон накопления псевдоолитов, оолитов и псевдоолитов и табачных глин существовали в идеальном виде лишь в определенный момент развития лагуны при определенном уровне водного зеркала. К тому же ширина зоны волнового воздействия не превышала в Баксинской мульде в каждый конкретный момент 70—100 м. Однако в силу вертикальных движений рудовмещающей структуры, общих колебаний уровня Киммерийского моря положение береговой линии в Баксинской лагуне непрерывно колебалось. В этой связи рудный пласт следует рассматривать как след движения береговой линии, а руды — как неоднократно перемытые и переотложенные продукты. Естественно, что более длительное сохранение уровня моря способствовало созданию более мощных и более однородных пачек рудного пласта, более быстрые колебания уровня водного зеркала приводили к быстрой смене одних осадков другими. При колебаниях уровня воды верхние горизонты ранее отложенных рудных осадков, как правило, перемывались и переотлагались. Отсюда нечеткость и нерезкость границ между псевдоолитовыми и оолито-псевдоолитовыми рудами, между богатыми рудами и табачными глинами и т. п. В то же время сами типы руд выделяются весьма определенно, ибо периферия рудной залежи всегда была сферой перемыва и переотложения руд, зоной накопленных хемогенных Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO<sub>2</sub> и др.

Накопившиеся в процессе седиментации рудные осадки в ходе диагенеза и катагенеза окончательно оформились в табачные руды — гидроферрихлорито-гидрогётитовые по составу (Страхов, 1960). Они содержат конкреции кальциевого родохрозита и манганосидерита, выделения фосфатов и других минералов.

Под влиянием последующих окислительных процессов краевые участки табачных руд Баксинского месторождения были окислены в коричневые руды, гидрогётито-ферри-монтмориллонитовые по составу. Зона окисления месторождения охватывает преимущественно близповерхностные участки залежи, лишь изредка в силу артезианской циркуляции вод опускаясь по отдельным пластам на значительные глубины.

Баконинское железорудное месторождение является наиболее крупной и хорошо изученной рудоносной вдавленной синклиналию Керченского п-ова. Между тем, известны и другие месторождения во вдавленностях — Узунларское, Новоселовское, Репьевское, гораздо хуже разведанные и изученные. Поэтому изучение Баксинского месторождения особенно важно для целей сопоставления различных месторождений этого типа. Познание особенностей геологии и генезиса Баксинского железорудного месторождения позволит лучше оценить возможности этого типа месторождений и всего Керченского бассейна в целом.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И. Геотектоника Керченского полуострова. Материалы для геол. России, т. XIV, 1893.
- Башкиров Г. С. Динамика прибрежной зоны моря. Изд. «Морской транспорт», 1961.
- Губанов И. Г. К палеогеографии северной группы железорудных мульд Керченского п-ова. Изв. Крымск. пед. ин-та, т. 34, 1959.
- Кеппен А. Месторождения железных руд близ г. Керчи. Горнозаводской листок № 6 и 8. Харьков, 1899.
- Константинов С. В. и др. Керченские железорудные месторождения. Тр. ВГРО, вып. 325, 1933.
- Лычагин Г. А. Ископаемые грязевые вулканы Керченского полуострова. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 4, 1952.
- Малаховский В. Ф. Рудное оолитообразование в условиях накопления продуктов грязевого вулканизма. Докл. АН СССР, т. 139, № 5, 1961.
- Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского п-ова. Госгеолтехиздат, 1960.
- Шнюков Е. Ф., Науменко П. И. Марганцево-железные руды Керченского бассейна. Крымиздат, 1961.
- Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II. Изд. АН СССР, 1960.

Институт геологических наук  
АН СССР, Киев

Дата поступления  
18.IV.1964

## **КРИТИКА И ДИСКУССИИ**

### **НАШИ РАЗНОГЛАСИЯ** (Ответ на статью Н. М. Страхова)

**В. П. КАЗАРИНОВ**

В статье «О так называемом литолого-формационном методе»<sup>1</sup> Н. М. Страхов приходит к выводу, что этот метод «не может быть рекомендован к употреблению» (стр. 150)<sup>2</sup>. Столь суровый вывод может быть и не покажется удивительным, если учесть, что основные положения литолого-формационного метода противоречат основным положениям созданной Н. М. Страховым теории литогенеза. Поэтому ответ на его статью и начнем с анализа этих противоречий.

*Литолого-формационный метод* утверждает, что вещественный состав осадков определяется стадиями развития континента. Процесс тектонического развития через рельеф континента и количество движений в единицу времени регулирует состав и количество терригенного и хемогенного материала, поступающего в бассейн седиментации. Климат то ускоряет, то тормозит постоянно идущий на континенте процесс химического выветривания.

По мере спада тектонической активности и выравнивания рельефа усиливается химическое выветривание. В сферу миграции в возрастающих объемах вовлекаются все менее подвижные элементы, инертность которых преодолевается на данной стадии развития континента. Порядок подвижности элементов определен схемой Б. Б. Полюнова (1934). Выпадение в осадки малоподвижных элементов (Al, Fe, Mn) контролируется главным образом величиной рН бассейна. Другие элементы выпадают при достижении насыщения и перенасыщения раствора. Для Si, Ca, Mg насыщение достигается в эпохи их усиленного поступления в море, причем климатический фактор может ускорять этот процесс. Для сильноподвижных элементов (Na, K, S, Cl) и, возможно, в какой-то мере для Mg, насыщение наступает лишь при дополнительном воздействии сухого климата. По способу выпадения в осадок, так же как и по подвижности, элементы образуют генетический ряд. Возможно, некоторые элементы этого ряда обладают переходными свойствами.

Чем сильнее было химическое выветривание в областях денудации, тем более зрелые терригенные осадки накапливались в бассейнах седиментации. Наиболее зрелые осадки образовались в периоды размыва и формирования коры выветривания, наименее зрелые — в периоды высоко приподнятой и расчленяемой суши.

Для определения зрелости пород нами применяется ряд методик, основанных на изучении минерального и химического состава терригенных компонентов. Учитываются также и аутигенные компоненты, составляющие с соответствующими по зрелости терригенными компонентами характерные парагенетические ассоциации. Нам пока неизвестны случаи сочетания бокситов, железных и марганцевых руд, кремнистых пород с низkozрелой терригенной составляющей нормально-осадочного происхождения.

Осадочная толща, заключенная между двумя рядами формаций, сложенных наиболее зрелыми породами, названа нами осадочной серией. Серия соответствует значительному по времени, завершённому этапу тектонического развития, — фазе тектогенеза.

Осадочные серии одновозрастны на больших площадях. На основании выделения осадочных серий и при учете фаций, петрографического состава областей денудации (где это возможно) и с привлечением некоторых других данных осуществимо наиболее полное научное прогнозирование осадочных полезных ископаемых.

Осадконакопление всегда контролировалось режимом суши лишь для внутренних и окраинных морей континентальных блоков, представляющих собой части когда-то

<sup>1</sup> Литология и полезные ископаемые, № 6, 1964 г.

<sup>2</sup> Здесь и ниже ссылки без упоминания автора и года относятся к рассматриваемой статье Н. М. Страхова.

разобщенной силикатической оболочки. Эти части слагают современные материки. Материки прошлого также всегда находились в пределах этих блоков. Процессы седиментации, протекавшие в океанах, вдали от континентов, контролировались и контролируются режимом океанов. В этих процессах, о которых мы еще слишком мало знаем, очевидно, значительную роль играл и играет подводный вулканизм.

Основной теорией литогенеза Н. М. Страхова является положение о том, что все аутигенное породообразование определяется жизнью бассейна и не зависит от стадий развития континента. Даже для накопления таких малоподвижных элементов как Fe и Mn решающее значение имеют не процессы, происходящие на континенте, а собственная независимая жизнь бассейна, определяющая и ход осадочного процесса, и его результаты (стр. 147). Различные элементы, поступающие в процессе химического выветривания водосборов (Cl, S, K, Na, Ca, Mg, Si), шли и идут на пополнение запасов моря, вода которого с конца альгонка оставалась и поныне остается недонасыщенной этими элементами. Поэтому для Ca, Mg, Si садка осуществлялась главным образом органомным путем. Лишь в аридной зоне происходит хемогенная садка  $CaCO_3$  и  $MgCO_3$ . Кремнезем же и здесь переводится в осадок только организмами.

Континент нигде непосредственно не влияет на аутигенное породообразование. Влияние его сказывается лишь в количестве поставлявшегося терригенного материала. Последний то подавлял своей массой постоянно идущий процесс аутигенного породообразования, то оно выступало на первый план, когда подача терригенного материала ослабевала.

Такие разные точки зрения, конечно, трудно примиримы. Однако решать эту проблему путем «неупотребления» литолого-формационного метода, как это предлагает Н. М. Страхов, очевидно, не придется. Попытаемся показать читателю, почему именно.

#### ПРИМЕНИМОСТЬ МЕТОДИК ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННОГО МЕТОДА

Обоснование крайней узости применения коэффициента мономинеральности (отношение суммы устойчивых породообразующих терригенных компонентов осадка к сумме неустойчивых) Н. М. Страхов начинает с утверждения, что этот коэффициент вообще не пригоден для трех из четырех известных ему типов литогенеза — ледового, аридного и вулканогенно-осадочного.

Конечно, вряд ли найдутся литологи, которые породы, связанные с вулканической деятельностью, будут рассматривать с позиции нормально-осадочного процесса. Нет возражений и против изъятия осадков, возникших в ледовой зоне. Ясно, что там процессы химического выветривания практически значения не имеют.

Иначе дело обстоит с осадками засушливой зоны. Изучение красноцветных, преимущественно полимиктовых осадков с примесью, порой значительной, известкового материала и крайне бедных органическими остатками, словом, — полностью отвечающих типовой, по Н. М. Страхову (1963, стр. 197—200), характеристике его аридного литогенеза и действительно сформировавшихся в сухом климате, привело нас к следующим выводам. Для таких осадков в раннем мелу Западно-Сибирской низменности, в девоне Южно-Минусинской котловины и в некоторых других районах относительная зрелость пород изменяется по разрезу так же, как и в типично гумидных осадках.

У нас нет оснований вслед за Н. М. Страховым (1963) полагать, что осадки сравнительно повышенной зрелости попали в аридные отложения из гумидных зон. Не может же в угоду литолого-формационному методу так удачно совпадать время их переноса и осаднения. Да и самим автором этой идеи приведена в ее подтверждение далеко не достаточная и не убедительная, на мой взгляд, аргументация (1963, стр. 197—200). Мне уже приходилось отмечать, что в Кулундинской степи и в ряде районов Северного Казахстана, находящихся, как известно, в засушливой зоне (аридный литогенез по Н. М. Страхову, 1963, фиг. 1) с присущими ей горько-солеными озерами и солончаками, отлично формируются почвы и растут хлеба. Здесь, несомненно, протекают процессы химического выветривания.

Широко известно также, что весной многие засушливые области имеют настолько пышный и сомкнутый растительный покров, что никак не подходят под определение пустынь. Для СССР, например, не решен еще вопрос — относится ли его засушливые зоны к пустыням или к степям (Перельман, 1955). Естественно возникает вопрос, почему для северных районов, где лишь очень недолго формируется растительный покров, а остальное время все сковано льдом, характерны процессы химического выветривания, а для многих южных районов, где на протяжении такого же времени распространены растительный покров, эти процессы не характерны? Такой необоснованный вывод нельзя сделать лишь на основании того, что северные районы находятся, по Н. М. Страхову (1963, фиг. 1), в области гумидного литогенеза, а южные — аридного. Аналогичных вопросов возникает так много, что появляется сомнение в необходимости выделения типов литогенеза в объемах, предложенных Н. М. Страховым.

Конечно, сухой климат тормозит процессы химического выветривания, а в настоящих пустынях (как и в ледовых зонах) этот процесс вообще практически не имеет значения. Однако распространить это последнее положение на все области с недо-

статком осадков в годовом балансе, как это делает Н. М. Страхов, нельзя. Нельзя поэтому согласиться и с тем, что для всех осадков засушливой зоны предлагаемые нами методики неприменимы.

Для осадков гумидной зоны, там, где полноценно проявляются процессы химического выветривания, наши методики в настоящее время должны применяться без ограничения. В дальнейшем, возможно, и будут включены какие-то ограничители, но сейчас, на уровне проведенных исследований, говорить об этом преждевременно. Не говорит об этом и опыт американских литологов, которые, так же как и мы, отправляясь от тех же теоретических положений, расчленяют осадочные толщи по степени зрелости пород (Петтиджон, 1957 и др.).

Н. М. Страхов крайне ограничивает возможные области применения коэффициента мономинеральности для гумидных зон, основываясь на двух примерах: 1) области денудации сложены олигомиктовыми или мезомиктовыми кварцевыми породами и 2) они сложены бескварцевыми магматическими породами. Конечно, в том и другом случае применение коэффициента мономинеральности бессмысленно. Однако приведенные рассуждения носят чисто отвлеченный, умозрительный характер.

Нам неизвестны такие современные водосборы, которые бы не то что целиком, но хотя бы существенно были сложены, скажем, олигомиктовыми кварцевыми породами. Подавляющее большинство современных водосборов сложено породами разного типа и зрелости. Поэтому в бассейнах седиментации, особенно при удалении от пород-поставщиков, мы обычно имеем дело с усредненным составом терригенных отложений. Нет оснований говорить, что характер водосборов прошлого был иным.

Несомненно, однако, что присутствие в каких-то частях водосборов увеличенного количества, например, кварцевых песчаников, может аномально изменять средний состав осадков в какой-то ограниченной части бассейна седиментации. В этом случае коэффициент мономинеральности для какой-то части разреза не будет отражать истинного хода событий. Возможны и другие аналогичные случаи; мы о них писали и с этим, конечно, всегда нужно считаться. Но все эти коррективы может дать только практика, а не отвлеченное теоретизирование. Прав Н. М. Страхов, отмечая, что для коэффициента мономинеральности нужно указать сферы надежного его применения и области, где он может давать ошибки, а также оценить возможные величины этих ошибок (стр. 144). Все это предстоит еще сделать.

Второй случай, указанный Н. М. Страховым, может быть иллюстрирован на примере меловых осадков восточной окраины Западно-Сибирской низменности, прилегающих к полям широкого распространения траппов Сибирской платформы. Но и здесь среди бескварцевых магматических пород встречаются кварцсодержащие породы. Поэтому меловая толща достаточно надежно расчленяется по зрелости осадков.

Коэффициент мономинеральности, по М. Н. Страхову, может применяться лишь для районов, где водосборы сложены граувакками, аркозами, кристаллическими сланцами и магматическими (с кварцем) породами. Но как же об этом должен узнавать исследователь? Ведь по меньшей мере не экономно проведение с этой целью специальных исследований для выяснения петрографического состава древних водосборов! Так появилось еще одно отвлеченно-теоретическое ограничение. Н. М. Страхов утверждает, что коэффициент мономинеральности может применяться лишь для мезозойских осадков, так как петрографический состав современных водосборов близок к водосборам мезозойского, кайнозойского и, частично, пермского времени и, следовательно, выбор объектов исследования можно делать по геологической карте. Распространять же эти данные на более древние водосборы нельзя, а расчленять домезозойские осадки по степени зрелости пород не правомерно.

А вот, например, А. Симонен и О. Коуву по соотношению кварца и полевых шпатов в осадках расчленили разрез ютнийских отложений Сатакунты в Финляндии. Они пришли к выводу, что это соотношение «является показателем зрелости и дает представление об эффективности химических и механических процессов» (Сидоренко и Лулева, 1961, стр. 29), что кварцевые песчаники формировались в стадии пенеппенизации континента, а полимиктовые песчаники — в стадии его глубокого расчленения. Или — Н. Н. Предтеченский и Э. Н. Янов (1963) по зрелости пород (в том числе и по коэффициенту мономинеральности) расчленили и сопоставили девонские отложения Тувинской, Минусинской и Рыбинской впадин Алтае-Саянской области, так же как и финны, ничего не зная о петрографическом составе водосборов того времени.

Я не обращаюсь за примерами к многочисленным работам нашего коллектива, а также американских литологов. Сказанного, мне кажется, вполне достаточно, чтобы отвергнуть вывод Н. М. Страхова о том, что литолого-формационный метод «...частный, очень узкого применения» (стр. 148).

#### О ПРОИСХОЖДЕНИИ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Не имея возможности в пределах этой статьи осветить многие вопросы аутигенного минерало- и породообразования, мы рассмотрим только историю кремнезема в процессе осадкообразования. Она, пожалуй, наиболее полно показывает существо спорных вопросов. Это тем более уместно, что Н. М. Страхов такой важный и прин-

ципальный вопрос, как происхождение кремнистых пород, считает окончательно решенным.

Происхождение кремнистых пород Н. М. Страхов трактует следующим образом: кремнезем в водах современных морей находится в резко недонасыщенном состоянии. То же было и «в морях прошлого, по меньшей мере с конца альгонка. Сейчас это твердо установленный факт, не считающийся с которым невозможно». Поэтому в осадок кремнезем может переходить лишь органическим путем. Кроме того, «накопления  $\text{SiO}_2$ , обязанные деятельности диатомей, требовали пониженной температуры воды» (стр. 146).

Факт резкого недонасыщения кремнеземом современных морских вод установлен давно и, конечно, не считается с ним невозможно. Однако, отнесение к области твердо установленных фактов того, что морские воды с альгонка всегда были резко недонасыщены кремнеземом, нам представляется принципиально ошибочным. Это утверждение влечет за собой и ряд других глубоко ошибочных выводов — и о только органической природе кремнистых пород, и о низких температурах воды при их формировании, и о том, что решающую роль в возникновении осадочных концентраций кремнезема играет не интенсивность его поступления с суши и осадения, а степень разбавления осадка терригенным материалом.

Поясним сказанное на примере кремнистых пород Западной Сибири. Известно, что здесь среди морских мезозойских и палеогеновых осадков распространено несколько кремнистых горизонтов, важнейшие из которых приурочены к сантон-кампану и эоцену. Так, опоковые осадки эоцена прослежены на площади более 1 млн. км<sup>2</sup>. В прибрежных зонах опоки переходят в кварцево-глауконитовые пески и глины. В континентальных аналогах морских осадков эоцена в ряде районов широко распространены кварцитовидные песчаники. К эоцену также относятся элювиальные и осадочные образования коры выветривания в Казахстане, на Салаире и в других районах обрамления низменности. Важно отметить, что песчано-алевритовая фракция опок и других кремнистых пород всегда сложена устойчивыми при выветривании минералами, в основном кварцем. Опоки содержат остатки диатомей и радиолярий. Количество этих остатков весьма изменчиво — от почти полного отсутствия до почти полного преобладания в горизонтах диатомитов и радиоляритов. Такая же характеристика относится к опокам сантон-кампана.

Геологическое строение и состав описанных кремнистых пород исключает их только органическое происхождение. Нельзя же думать, что основная кремнистая масса опок произошла за счет полного без остатка преобразования, скажем, в эпигенезе, органических остатков и в то же время в ней сохранились ажурные раковинки радиолярий и скорлупки диатомей без видимых в шлифе признаков растворения. Да и вообще осадки эоцена на низменности почти не претерпели вторичных преобразований.

А как объяснить смену опок вверх по разрезу и по простиранию диатомитами и радиоляритами? Нельзя же думать, что были столь разные условия существования органических кремнистых илов в одном и том же бассейне. М. Н. Брамлетт (Bramlette, 1946), также наблюдавший фациальные переходы диатомитов в кремнистые породы формации монтрей (миоцен Калифорнии), доказал, что кремнистые породы не могли возникнуть за счет уплотнения диатомитов. Последние в этом случае должны были потерять минимум 1/3 своего первоначального объема, что противоречит наблюдаемым в природе соотношениям.

С позиций органического происхождения кремнистых пород нельзя объяснить и фациальной смены опок в сторону берега кварцево-глауконитовыми песками и глинами. Нельзя же думать, что прибрежная часть моря была необитаема для планктона, который, отмирая, и образует главную массу органических кремнистых илов.

Не годится для кремнистых пород эоцена Западной Сибири и гипотеза об их образовании в холодных водах. На основании анализа спорово-пыльцевых комплексов, в которых существенная роль принадлежит теплолюбивым вечнозеленым растениям, сибирские палинологи (Е. А. Иванова, Л. Г. Маркова и др.) считают, что климат эоцена Западной Сибири был субтропическим и тропическим, при крайне сглаженной климатической зональности. Субтропический облик имеет и пыльца из эоцена Енисейского края (Боголепов, Попов, 1955 и др.). По данным П. А. Никитина, изучавшего семена из эоценовых отложений Салаира, здесь был жаркий сухой климат (Нагорский, 1943). Жарко и сухо было и в пределах Северного Казахстана. В Павлодарском Прииртыше в эоцене рос субтропический и тропический лес (Заклинская, 1953). В Тургайской впадине из кремнистых песчаников эоцена А. Н. Криштофович определил флористический комплекс, принадлежащий тропикам и субтропикам (Казаринов, 1958). О теплых водах эоценового «опокового» моря пишет Р. Х. Липман (1955) и др. Даже за современным полярным кругом в эоценовых опоках на Тазовском п-ове содержится пыльца субтропических растений (Любимова, 1960 и др.).

Нет никаких оснований говорить и о наличии в эоценовом море Западной Сибири холодных течений. На всей огромной площади распространения кремнистых осадков эоцена нет существенной разницы ни в составе пород, ни в составе фауны и флоры.

Является ли вывод о теплом климате эоцена Западной Сибири исключением из общего правила? Нет, не является. В палеогене Якутии формировались латеритные почвы и росли виноград, кипарисы и другие теплолюбивые растения (Караваява, 1955). В пределах Парижского бассейна, Венгрии и в других районах Европы был жаркий климат. В Северной Америке на эоцен падает температурный максимум палеогена. Среднегодовая температура, по И. Дорфу (1957), изменялась в пределах 65—75° Фаренгейта! Х. Шелли (1958), М. Шварцбах (1955) и другие исследователи говорят об очень теплом климате в эоцене и об отсутствии в то время льдов у полюса. Н. С. Шатский (1954) писал, что в позднем мелу и эоцене, когда широко формировались глауконовые осадки, сопровождаемые накоплением кремнистых и других пород, «...бо-реальная область отличалась теплым на больших площадях субтропическим климатом» (стр. 17). Об этом он писал и позже (Шатский, 1955).

Весьма теплый климат характерен и для сантона Западной Сибири. По данным сибирских палинологов (Л. Г. Маркова, Е. А. Иванова и др.), пылевая часть спектра из этих осадков в основном представлена широколиственной теплолюбивой флорой, характерной для субтропических областей. По имеющимся материалам нельзя говорить о пространственной дифференциации климата того времени. Определение палеотемпературы по изотопному составу кислорода, органогенного кальцита для образца из опоковой толщи сантона с р. Сыни (левый приток р. Оби у современного полярного круга) показало 19,3°С! (Тейс и др., 1960).

Ранее распространенное мнение о связи кремнистых пород верхнего мела Русской платформы с холодными водами основывалось, как я полагаю, на традициях и допущениях, но не на фактах. Сейчас это мнение изменилось. Так, Т. Л. Дервиз и др. (1959) отмечают, что присутствие в кремнистых осадках верхнего мела Русской платформы глауконита и другие признаки «...противоречат предположению о больших глубинах и низких температурах воды» (стр. 204) и что при их формировании ведущая роль принадлежала химическому осаждению кремнекислоты из растворов (стр. 350).

Палеотемпературы сантона Русской платформы и Западно-Сибирской плиты изменялись в пределах 19,3—20,7°С, повышаясь на юг. На начало кампана (частично сантон), согласно исследованиям Р. В. Тейс и др. (1960), падает мезозойский температурный максимум на Русской платформе. Почти к такому же выводу пришли Г. Лоуэнштам и С. Эпштейн (Lowenstam, Epstein, 1954) для Западной Европы и юго-восточной части США. Напомню, что сантон и кампан — это время наибольшего накопления опок в мезозое Западной Сибири и Русской платформе.

Пожалуй, единственным обоснованием холодных температур, существовавших при формировании кремнистых пород, являются порой широко в них распространенные остатки диатомовых водорослей. Как известно, в современную геологическую эпоху они тяготеют к холодным водам. Но и это последнее доказательство должно быть снято. Вот что по этому поводу пишет А. Н. Криштофович (1957): «...геологическое распределение диатомовых не соответствует их современному предпочтению холодных вод, так как громадные залежи известны в странах, несомненно, имевших тогда очень теплый климат (Алжир, Кавказ, Виргиния)» (стр. 135).

Есть и другие, аналогичные приведенному, высказывания, так же ярко показывающие невозможность с позиций униформизма решать ряд геологических вопросов, о чем уже говорилось раньше.

Смену кремнистых пород, распространенных в мелу и палеогене Русской платформы и Западно-Сибирской плиты, карбонатными породами в более южных районах Н. М. Страхов (стр. 146) также объясняет сменой низких температур высокими. Отказавшись от гипотезы о низких температурах на севере, мы, естественно, должны отвергнуть и это объяснение. Мы этот переход с позиций литолого-формационного метода объясняем иначе. Южные существенно карбонатные фации мела и палеогена распространены в альпийской орогенной зоне, тектоническая активность которой в рассматриваемое время была несравненно сильнее, чем в более стабильной северной зоне. Поэтому химическое выветривание на юге сдерживалось тектоническим фактором и редко доходило до стадии массового выноса кремнезема. Кроме того, здесь шире и чаще распространялись аридные и близкие к ним зоны, что также сдерживало темп химического выветривания. Наоборот, этому выветриванию более способствовал влажный гумидный теплый климат северных областей, благодаря чему оно часто приводило к массовой миграции кремнезема.

Никто не отрицает важной роли организмов в процессе образования кремнистых пород. Порой органогенной садке принадлежит даже ведущая роль. Однако не только мы, но и большинство геологов не считают кремнистые породы продуктом только органогенного происхождения. Наоборот, хемогенная садка обычно господствует. Именно так высказались Д. В. Наливкин (1955, стр. 210), К. Данбар и Дж. Роджерс (1962, стр. 161), обобщившие опыт американских литологов, и многие другие.

Кремнистые породы формируются не потому, что в море вдруг по неизвестным причинам пышно расцветают диатомовые и другие «кремневые» организмы. Наоборот, последние начинают доминировать потому, что в море появляется избыточная  $\text{SiO}_2$ , приводящая к образованию кремнистых пород. Среда определяет характер биоцено-

зов, а не они определяют среду, хотя, несомненно, и оказывают на нее влияние. Именно таков смысл выделения биогеохимических провинций по А. П. Виноградову (1932, 1960), как областей, отличающихся своеобразием отношений химических элементов не только в среде, но и в организмах.

С позиций литолого-формационного метода мы считаем, что основная масса кремнезема поставлялась в бассейны седиментации с суши, когда на ней формировалась мощная кора выветривания. Именно в эти эпохи, которые периодически повторялись в геологической истории, образовались кремнистые породы. Благодаря процессам мощного химического выветривания алюмосиликатовых комплексов на суше, мобилизовалось огромное количество кремнезема, который обогащал воды краевых морей, а не всех океанов, обуславливая хемогенную садку и расцвет кремнистых организмов.

Мы подсчитали, что при переходе в структурный элювий алюмосиликатовых пород мощностью в 25 и 50 м в полосе современного обрамления Западно-Сибирской низменности шириной в 300 км, при условии высвобождения 20% кремнезема от среднего его валового содержания в породах, в пути миграции поступит соответственно  $16.10^{12}$  и  $33.10^{12}$  т кремнезема. Подсчет содержания аутигенного кремнезема в опочных толщах сантон-кампана и эоцена низменности показал соответственно цифры  $15.10^{12}$  и  $30.10^{12}$  т. Естественно, что приведенные цифры показывают лишь порядок величин, характеризуя только объем происходивших событий. Они свидетельствуют о том, что количество накопившегося в низменности кремнезема может быть вполне объяснено его выносом из коры выветривания окружающей суши.

Песчано-алевритовая часть кремнистых и вмещающих их пород палеозоя Сибири, так же как и более молодых осадков, характеризуется значительно большей зрелостью, по сравнению с выше и ниже лежащими осадками. В парагенезисе с кремнистыми породами часто находятся глаукониты и марганцевые руды, а по простиранию они порой сменяются железными рудами и бокситами. Все это позволяет нам считать, что многие из кремнистых пород палеозоя образовались аналогично кремнистым породам мезозоя и кайнозоя.

И опять мы не одиноки в наших представлениях. Более того, мы развиваем в этой части идеи А. Д. Архангельского, высказанные им еще в 1936 г. На ряде примеров он показал, что кремнистые породы ассоциируются с такими химическими образованиями (железные руды, бокситы, каолины и др.), которые должны возникать в результате химического выветривания. Он приходит к выводу, что кремнистые породы «...если не целиком, то в значительной мере возникли за счет первичного химического осаждения кремнезема на дне моря, и что кремнезем заимствован из процессов выветривания на суше. Другая часть кремнезема и в этом случае, конечно, могла возникать за счет кремневых организмов, для которых при повышенном притоке продуктов выветривания создавались, вероятно, особо благоприятные условия существования» (Архангельский, 1954, стр. 668). Эта точка зрения поддерживается многими советскими геологами. Близкие высказывания обычные и в зарубежной литературе. Так, В. А. Тарр (Tarr, 1926), Г. Р. Мансфильд (Mansfield, 1927), В. Хунг (Huang, 1962) и другие исследователи приходят к выводу об образовании кремнистых пород в результате привноса кремнезема с выветривающейся пенепленизированной суши и его хемогенного выпадения сразу на огромной площади морского бассейна.

И, наконец, еще одно последнее логическое звено в проводимом анализе. Н. М. Страхов утверждает, что поступающий с речными водами кремнезем идет и шел в прошлом на пополнение запасов моря и что хемогенная его садка исключена (стр. 146). Однако и с этим, на первый взгляд казалось бы справедливым для современной эпохи выводом согласиться полностью нельзя. Недавно Г. С. Бьен, Д. Е. Контуа, В. Г. Томас (Bien, Contois, Thomas, 1960) убедительно показали, что при смешении вод р. Миссисипи с водами Мексиканского залива происходит хемогенное, а не органогенное извлечение кремнезема, приносимого с континента. Эти данные они подтвердили экспериментально, примешивая к морской воде, содержащей растворенный кремнезем, бентонит или ил р. Миссисипи. В. Хунг (Huang, 1962), обобщая опыт американских литологов, пишет: «...большая часть кремнезема выносится реками как в растворенном, так и в коллоидальном состоянии в море и здесь осаждается электролитами» (стр. 290).

Я думаю, что в вопросах о переносе и садке кремнезема еще много неясных мест. Нужны всесторонние исследования современных процессов, свободные от предвзятых идей, и эксперименты. Мы ведем и будем продолжать эксперименты с садкой кремнезема (Н. М. Резапова, СНИИГГИМС). То что уже сделано, свидетельствует о возможности не органогенной садки кремнезема из недонасыщенных растворов.

#### СТАДИЙНОСТЬ Выветривания и другие вопросы

Кроме рассмотренных, Н. М. Страхов делает и еще ряд критических замечаний, направленных к опровержению положения о стадийном поступлении больших масс  $SiO_2$  (и других элементов) с суши в море. Остановимся на них.

Анализ данных по химически растворенным и механически взвешенным в воде материалам, переносимым рядом рек мира, позволил Н. М. Страхову (1960) прийти к

выводу о том, что при усилении механической денудации увеличивается и денудация химическая, что в условиях горного рельефа мобилизация химических элементов сильнее, чем в условиях выровненного рельефа, но выносимые химические элементы подавляются обильным кластическим материалом. Наоборот, при выровненном рельефе вынос химических элементов хотя и сокращается, но благодаря несравненно большому спаду поступления терригенного материала они начинают играть ведущую роль. Этот вывод, казалось бы, опровергает наше положение об усилении химического выветривания по мере сглаживания континента. Но это не так.

На протяжении последних лет мы провели специальные исследования жидкого и твердого стока большого числа рек Сибири и Причерноморья. О результатах этих исследований сообщено в тезисах докладов по литолого-формационному методу (1964) и сейчас материалы подготовлены к публикации. Мы показали, что интенсивность химического выветривания (количество выносимых химически растворенных элементов с одной кубической единицы выветривающихся пород — объема дренируемых масс) значительно возрастает по мере сглаживания рельефа. Наоборот, количество механически переносимых частиц падает. Мы считаем этот вопрос решенным окончательно и не будем на нем задерживаться.

Наши исследования показали, что по мере нарастания интенсивности химического выветривания в жидком стоке увеличивается роль малоподвижных элементов и падает роль элементов большой подвижности. Так, для относительно трудноподвижных элементов (Mg, Ca, Si, Fe) вынос с единицы объема дренируемых масс в равнинных районах по сравнению с горными возрастает в 8—10 раз (тезисы, § 7, стр. 10). Поэтому мы не можем согласиться с утверждением Н. М. Страхова (стр. 147), что нам не удалось обнаружить какой-либо этапности в процессе химического выветривания. Такая этапность реально существует.

Однако, наряду с дифференциацией выноса элементов, зависящей от степени расчлененности рельефа, современное химическое выветривание на изученной нами территории должно быть отнесено к одному типу. Он характерен резким преобладанием в жидком стоке легкоподвижных компонентов. Дело в том, что благодаря значительной тектонической активности в современный геологический этап, в зонах размыва — путем эрозии, а в зонах аккумуляции — путем накопления новых осадков, породы поверхностного горизонта сравнительно быстро выводятся из области особенно активного воздействия агентов химического выветривания. Поэтому процесс химического выветривания, отражаемый миграционной схемой Б. Б. Полюнова (1934), успевает в ощутимом количестве мобилизовать лишь элементы большой подвижности. По мере спада тектонической активности жидкий сток меняется и качественно, и количественно. И, скажем, в эоцене Западной Сибири в нем резко преобладал кремнезем.

Петрографический состав дренируемых масс несомненно сказывается на составе и объеме жидкого стока. Так, большое количество известняков увеличивало общую массу карбоната кальция в жидком стоке. Однако сколько бы не облажалось на водосборах пород, прошедших в прошлом большую химическую переработку, чем окружающие, они не будут активно участвовать в формировании жидкого стока до тех пор, пока общая тектоническая активность не снизится до такого уровня, на котором когда-то остановилось их выветривание. Поэтому высказывания Н. М. Страхова (стр. 147) о массовом поступлении различных ионов из выветривающихся пород различной зрелости и нивелировании благодаря этому жидкого стока, не имеют под собой фактической базы. Воды, промывающие сейчас продукты весьма зрелой коры выветривания, например на Салаире, почти не несут кремнезема, глинозема и других малоподвижных элементов, которые с позиций критикуемых нами высказываний, должны были бы в них находиться в большом количестве.

Наконец, еще об одном замечании Н. М. Страхова (стр. 147) по рассматриваемому вопросу — о стадийности химического выветривания. Мы полностью согласны с ним, когда он говорит о том, что вынос  $\text{SiO}_2$  происходит не только при переходе алюмосиликатовых пород в каолин, но и при их превращении в гидрослюдистый элювий, так же как и при их переходе в латериты. Мы об этом много писали, так же как и о том, что под каолинизацией, как принято, понимаем процесс, который может быть прерван на любой стадии (Казаринов, 1958 и др.). Понятно, что все эти данные не имеют отношения к вопросу о «нивелировании жидкого стока».

Мы не касались одной очень важной стороны вопроса о происхождении кремнистых пород. Не был рассмотрен вулканизм, как возможный источник кремнезема. Я полагаю, что некоторые ученые сильно преувеличивают его значение, хотя он несомненно и играл существенную роль в образовании некоторых кремнистых пород. К анализу материалов по этому вопросу мы предлагаем вернуться в ближайшем будущем.

У меня создается впечатление, что вопрос о происхождении кремнистых пород, в рамках, так сказать, нормального осадочного процесса, рассмотрен, в первом приближении, достаточно всесторонне. Из-за отсутствия места коснуться других важных сторон аутигенного породообразования нет возможности. Однако некоторые замечания по статье Н. М. Страхова считаю обязательным сделать теперь же.

В тезисах докладов по литолого-формационному методу (1964), из которых

Н. М. Страхов (стр. 145) берет цитату, у нас написано следующее: «поэтому при благоприятных климатических и других условиях с *низкозрельными осадками могут быть связаны образования солей*» (§ 3, стр. 4). Давая только часть фразы, показанную разрядкой и полужаменяя слово «могут» словом «должны», Н. М. Страхов справедливо отмечает, что «...такое утверждение основано на недоразумении. Ведь в бассейнах гумидных зон, как известно, никогда садки легкорастворимых солей не происходило и происходить не может» (стр. 146). Из сказанного ясно, что расхождений в этом вопросе у нас нет.

Своими работами по изучению жидкого стока водосборов мы подтвердили ранее сделанный Н. М. Страховым вывод о том, что в периоды орогенов и сразу после них, с высоких и расчлененных континентов, в бассейнах седиментации поступает несоизмеримо большее количество легкоподвижных элементов (благодаря большому объему дренируемых масс), формирующих соли, чем в эпохи выровненных континентов, соответствующих периодам ослабленной тектонической деятельности. Известно также, что в орогенные периоды сильно обостряется климатическая зональность и резко очерчиваются аридные пояса. Кроме того, в эти периоды, характеризующиеся регрессией моря, отшнуровываются и при соответствующих климатических условиях формируются солеродные бассейны.

Мнение об орогенных этапах геологического развития, как о наиболее благоприятных для соленакпления, высказывалось многими учеными. Так, Ф. Лотце, установив взаимосвязь между интенсивностью орогена и солеобразованием, пишет «...солеобразование усиливается либо одновременно с крупными горообразовательными движениями, либо непосредственно после них» (Страхов, 1963, стр. 492). Н. М. Страхов признает в крупном масштабе наличие такой взаимосвязи (1963, стр. 493). Но если это так, то мы неизбежно должны признать и контроль континента над крупными эпохами солеобразования.

Не могу обойти молчанием утверждение Н. М. Страхова о том, что в Западно-Сибирской низменности в нижнем мелу «накопление железных руд, бокситов и связанного с ними каолина происходило на фоне весьма активного тектонического режима, свойственного всей плите в целом, и, стало быть, ее водосборам» (стр. 147). Эту «странную и противоречивую ситуацию» он объясняет тем, что тектонически спокойные районы рудонакопления и прилегающие к ним выровненные участки водосборов охватывали весьма небольшие площади, вписанные в огромные области тектонически активных зон, что «следовательно, рудные накопления триады вообще могут указывать на жизнь и этапы развития только весьма ограниченных участков питающих их водосборных площадей» (стр. 148). Это новое научное положение, лучше было бы аргументировать не сибирским материалом. Мы не можем эпоху бокситообразования, связанную с нижнемеловой корой выветривания, причислить к эпохам «весьма активного тектонического режима». Ни о каких «весьма ограниченных участках» корообразования также не может идти речи. Остатки нижнемеловой коры выветривания широко известны не только по современной периферии низменности, но и далеко в глубь Алтае-Саянской области и Казахстана. Они распространены и в Европе. Как можно думать, что маломощные глинистые бокситоносные осадки нижнего мела, например в Кузнецком Алатау (Барзас) или в Акмолинском районе Казахстана, формировались на небольшой площади, окруженной горами? А где же тогда настоящие «горные» осадки? Их нигде нет.

Многое нам остается непонятным и на чертеже, приведенном в статье Н. М. Страхова. Бокситы раннеюрского, готеривского и датского возраста в Западной Сибири неизвестны. Неверно также и толкование о более теплом климате датско-палеоценового времени по сравнению с верхним мелом и эоценом. Мы всегда считали, что в эоцене было теплее, чем в олигоцене, а в верхней юре теплее, чем в средней и нижней, а не наоборот и т. д. Я уже не говорю о таких, очевидно, чисто технических недоразумениях, как уменьшение площади осадконакопления в юре и сведение ее на-нет в олигоцене и др.

С позиций теории литогенеза Н. М. Страхова мы не могли ответить на ряд очень важных геологических вопросов. Как, например, объяснить отчетливо выраженную периодичность появления в осадках тех или иных хемогенных пород? Не могли же мы, зная реальные разрезы, думать, что кремнистые породы эоцена или сантона в Западно-Сибирской низменности накапливались потому, что в это время почему-то особенно пышно развивались диатомей [все кремнистые осадки палеогена Западно-Сибирской низменности Н. М. Страхов по неизвестным для нас основаниям относит к диатомовым (1963, стр. 155)]. Почему же тогда в промежуточных межкременных горизонтах, например сеномана или нижнего олигоцена совершенно нет аутигенного кремнезема? Ведь не мог же он разбавиться до нуля терригенным материалом. Почему повышено-фосфатные осадки и фосфориты имеют строго определенные стратиграфические уровни локализации? Ведь поток фосфатных вод с глубин океана должен был осуществляться все время. Не могли же мы присоединиться к точке зрения о решающем влиянии в этом процессе «сонных ветров». Есть много и других вопросов, на которые с позиций литолого-формационного метода мы отвечаем более удовлетворительно.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подведем некоторые итоги. Необходимо прежде всего сказать, что теория литогенеза Н. М. Страхова на многие важные вопросы современной литологии отвечает неверно. Эта теория сильно сдвинута в сторону актуализма, преувеличивает его возможности и поэтому по ряду важных положений вступает в острые противоречия с фактическим материалом.

Теперь еще раз о литолого-формационном методе. Мы не считаем его законченным; некоторые наши «выводы носят пока предварительный характер и должны еще и еще проверяться на разрезах разного стратиграфического уровня и в разных структурно-формационных зонах» (Осадочные серии мезозоя и палеогена Сибири, 1963. Предисловие). «Разрабатываемый нами метод, особенно сейчас, в период его становления, должен как можно шире освещаться в печати. Это не только повысит ответственность литологов нашего направления, но и вызовет широкую творческую дискуссию, а также, что особенно важно, проверку выявленных нами закономерностей на более обширном материале» (Осадочные серии палеозоя Сибири, 1962. Предисловие). Мы полагаем, что возникшие спорные вопросы должны решать практика, этот пробный камень всякой науки. Мы за самую широкую проверку. И мне думается, что всякое дополнительное давление в виде приставки к названию нашего метода слов «так называемый», публикация статей типа А. А. Арустамова не должно применяться. Мы бы, например, приветствовали организацию с нашим участием работ по литолого-формационному методу на Русской платформе, где, по мнению Н. М. Страхова (стр. 148), этот метод не применим. А мы утверждаем, на основании знакомства с мезозоем Прикаспийской впадины и девоном Главного поля, что наш метод здесь применим. Вот отличный способ решения научного спора.

Майский семинар Комиссии по осадочным породам при Отделении наук о Земле АН СССР был для нас весьма полезен. Мы с удовлетворением восприняли сообщения о положительных итогах работ по литолого-формационному методу В. Ф. Семенова (Якутия), Г. И. Иванова (Северный Кавказ), Э. Н. Янова (Алтае-Саянская область), а также интересные выводы И. С. Грамберга (Арктические районы). Мы благодарны за ободряющие отзывы о нашем труде и за критические замечания М. Ф. Викуловой, М. А. Толстихиной, С. Г. Саркисяну, Г. И. Бушинскому, А. П. Фефиловой и др.

Дискуссия, прошедшая на майском семинаре, и дальнейшая работа по анализу критических статей еще более убедили нас в правильности основных положений литолого-формационного метода. И мы с еще большей энергией будем выполнять обширную программу намеченных на будущее исследований.

### ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР. Избр. тр., т. 2, 1954.
- Боголепов К. В., Попов П. А. О возрасте бокситов Енисейского кряжа. Докл. АН СССР, т. 100, № 1, 1955.
- Виноградов А. П. Геохимия живого вещества. Изд. АН СССР, 1932.
- Виноградов А. П. О генезисе биохимических провинций. Тр. биохимической лаборатории, т. XI. Изд. АН СССР, 1960.
- Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. Изд. иностр. лит., 1962.
- Дервиз Т. Л. и др. Волго-Уральская нефтяная область. Юрские и меловые отложения. Тр. ВНИГРИ, вып. 145, 1959.
- Дорф И. Растения и шкала геологического времени. В кн. «Земная кора», Изд. иностр. лит., 1957.
- Заключенская Е. Д. Материалы к истории флоры и растительности палеогена Сев. Казахстана в районе Павлодарского Прииртышья. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 141, сер. геол., № 58, 1953.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Госпоттехиздат, 1958.
- Караваева М. Н. Палеогеографические реконструкции ландшафтов Центрально-Якутской равнины в кайнозое. Докл. АН СССР, т. 102, № 4, 1955.
- Криштофович А. Н. Палеоботаника, 4 изд., 1957.
- Липман Р. Х. Фораминиферы палеогена. Материалы ВСЕГЕИ, № 2, 1955.
- Любимова К. А. Палинологические материалы к стратиграфии палеогена Тазовского полуострова. Тр. ВНИГРИ, вып. 158, 1960.
- Литолого-формационный метод (тезисы докладов). Изд. СНИИГТИМСа, 1964.
- Нагорский М. П. Нижнетретичные отложения северо-восточного склона Салаирского кряжа. Вест. ЗСГУ, № 5, 1943.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Изд. АН СССР, т. 1, 1955.
- Осадочные серии палеозоя Сибири. Под редакцией В. П. Казаринова, В. И. Бгатова. Тр. СНИИГТИМС, вып. 16, 1962.

- Осадочные серии мезозоя и палеогена Сибири. Под редакцией В. П. Казаринова и Ю. П. Казанского. Тр. Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР, вып. 20, 1963.
- Перельман А. И. Очерки геохимии ландшафта. Географиздат, 1955.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания. Изд. АН СССР, 1934.
- Предтеченский Н. Н., Янов Э. Н. Методы анализа цикличности осадконакопления и осадочные серии Саяно-Алтайской области. Геология и геофизика, № 10, 1963.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I, II, 1940.
- Сидоренко А. В. и Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд. АН СССР, 1961.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II, III. Изд. АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюции в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Тейс Р. В., Чупахин М. С., Найдин Д. П. Определение палеотемператур по изотопному составу кислорода органического кальцита. МГК, XXI сессия. Доклады советских геологов, 1960.
- Шатский Н. С. О зональном и биполярном размещении глауконитовых формаций в верхнем мелу и эоцене. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXIX (5), 1954.
- Шатский Н. С. Фосфоритовые формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн. «Совещание по осадочным породам», вып. II, Доклады. Изд. АН СССР, 1955.
- Шварцбах М. Климаты прошлого. Изд. иностр. лит., 1955.
- Шепли Харлоу. Изменения климата. Изд. иностр. лит., 1958.
- Bien C. S., Contois D. E., Thomas W. H. The removal of soluble silica from fresh water entering the Sea. Silica in sediments, 1958.
- Bramlette M. N. The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks: U. S. Geol. Survey, Prof. P. 212, 1946.
- Mansfield G. R. Geography, geology and mineral resources of part of Southeastern Idaho: U. S. Geol. Survey, Prof. P. 152, 1927.
- Lowenstam H. A., Epstein S. J. of Geology, 62, No. 3, 1954.
- Pettijohn F. I. Sedimentary rocks. New-York, 1957.
- Tarr W. A. The origin of Chert and flint: Missouri Univ. Studies, I, No. 2, 1926.
- Huang W. T. Petrology. New-York, Sanfrancisco, Toronto, London, 1962.

Сибирский научно-исследовательский  
институт геологии, геофизики  
и минерального сырья  
Новосибирск

Дата поступления  
17.II.1965

УДК 553.1

### ЗАЧЕМ НУЖНА ТАКАЯ КРИТИКА? (ответ на статью А. А. Арустамова)

Т. И. ГУРОВА, В. П. КАЗАРИНОВ, Н. И. КОСОЛОБОВ

Статья А. А. Арустамова «О теории осадконакопления и методе литолого-формационного анализа»<sup>1</sup> может быть подразделена на три части. В первой излагаются некоторые основные положения литолого-формационного метода; во второй речь идет о теоретических ошибках В. П. Казаринова; в третьей — разбираются методические ошибки. В нашем ответе остановимся на двух последних частях.

#### ВОПРОСЫ ОБЩЕТЕОРЕТИЧЕСКОГО ХАРАКТЕРА

Замечания А. А. Арустамова разрознены, не связаны в какую-то единую логическую систему. Поэтому каждое из них мы будем рассматривать отдельно.

1. Критика начинается с утверждения, что мы якобы считаем, что анионы и катионы при выветривании горных пород мигрируют раздельно. Б. Б. Полынов (1934), говоря, что Si и S первыми удаляются из выветривающихся пород, писал:

«само собой разумеется (курсив наш), что с этими анионами уходит некоторое количество катионов» (стр. 190). Вслед за ним и мы не раз говорили то же самое:

<sup>1</sup> Журнал «Литология и полезные ископаемые», № 6, 1964.

«В первую фазу химического выветривания горные породы лишаются хлора и серы. Естественно, что с этими анионами уходит некоторое количество катионов» (Казаринов, 1958, стр. 42). О том же можно прочесть и в ряде других наших работ (Казаринов, 1955, стр. 97; Литолого-формационный анализ осадочных толщ, 1962, стр. 13 и др.). На каком же основании критик заявляет о том, что В. П. Казаринов будто бы извращает взгляды Б. Б. Польнова?

2. Следующее критическое замечание сформулировано в виде вопроса. «По мнению В. П. Казаринова,— пишет наш критик,— вынос главной массы К, Na, Ca, Mg происходит во вторую стадию, при сравнительно высоком стоянии области сноса. Тогда непонятно, как же могут сохраниться алюмосиликаты (полевые шпаты и др.) до четвертой стадии выветривания, если они лишаются главной части щелочей и щелочных земель уже во вторую стадию» (стр. 161). Прийти к такому выводу можно лишь в том случае, если считать, что все стадии химического выветривания совершаются в условиях законсервированного рельефа— сначала из какой-то приповерхностной зоны выносятся одни, потом другие, потом третьи элементы и тогда, действительно, полевых шпатов на третьей-четвертой стадиях быть не должно. Но ведь так в природе не бывает! Горная страна все время размывается. Когда денудация начнет преобладать над орогенным фактором, происходит ее постепенное выравнивание. В этом случае, на каждых новых конкретных эрозионных срезах вновь обнаженные, относительно свежие породы все дольше и дольше соприкасаются с агентами химического выветривания и оно успевает продвинуться на какую-то следующую стадию. Поэтому, если на каком-то условном этапе денудации терригенный материал, выносимый за пределы размываемой горной страны, сначала будет обеднен, а затем и лишен Si и S, то на следующей стадии он будет лишен не только этих легкоподвижных элементов, но и более инертных K и Na, а затем и Ca и Mg и т. д. Соответствующего состава будет и временно возникающий и потом смыаемый элювий в пределах водосборов. В зону гипергенеза таким образом все время вводятся относительно свежие (с полевыми шпатами) алюмосиликатные породы, и поэтому нет ничего удивительного в присутствии относительно свежих полевых шпатов в начале каждого этапа химического выветривания. Этот принцип нарушается только в самом конце процесса денудации, при значительных степенях выравнивания страны, когда формируется элювиальный плащ.

3. Далее автор заявляет (стр. 161), что массовый вынос  $\text{SiO}_2$  происходит в щелочную стадию выветривания, а не в четвертую, как это, вслед за Б. Б. Польновым, думает В. П. Казаринов. Своего материала А. А. Арустамов по рассматриваемому вопросу не приводит и все заменяет ссылкой на Н. М. Страхова. Мы же не согласны с мнением Н. М. Страхова. В. П. Казаринов (1958), так же как и Б. Б. Польнов (1934), приводил значительный материал, доказывающий, что массовый вынос  $\text{SiO}_2$  наступает только после массового выноса Ca и Mg, что геохимическая подвижность  $\text{SiO}_2$  намного меньше, чем  $\text{CaCO}_3$ . При обсуждении этого вопроса, конечно, хотелось бы слышать не декларацию, а хотя бы краткое обоснование высказываемого положения.

4. Следующее замечание таково: «Химическое выветривание может преобладать как в условиях выровненного рельефа, так и при высоком стоянии питающей области» (стр. 162). Далее следует утверждение, что интенсивность выветривания зависит от климатических факторов и что в пустынях химическое выветривание не может преобладать над физическим. Не останавливаясь на двух последних триюмзах, отметим, что первый тезис поддерживается ссылкой на провинцию Алмерия в Испании, где на высоте более 2000 м якобы преобладает химическое выветривание. Читатель, наверно, согласится с нами, что приведенного примера маловато для неопровержения устоявшегося в мировой науке представления о преобладании химического выветривания в областях выровненных. Ни описания процесса, хотя бы краткого, ни даже элементарной ссылки на первоисточник нет. Естественно, что на этом уровне обсуждать крупные научные проблемы мы не можем.

5. Наш критик отмечает, что осадки, образовавшиеся в результате размыва кварцевых пород, будут характеризоваться высокими значениями коэффициента мономинеральности, а бескварцевых — низкими и что это обстоятельство сводит на нет все наши теоретические выкладки об изменении зрелости пород во времени. Во-первых, при размыве бескварцевых пород говорить о коэффициенте мономинеральности бессмысленно. Во-вторых, коэффициент мономинеральности и другие близкие коэффициенты зависят от среднего петрографического состава пород области денудации лишь на самых первых этапах размыва горной страны. По мере спада тектонической активности и усиления процессов химического выветривания эта зависимость утрачивается до почти полного исчезновения. В каждом конкретном горизонте изучаемого разреза коэффициент мономинеральности обычно зависит не только от какой-то конкретной (кварцевой или малокварцевой) породы, а от условий смешивания терригенных компонентов, поступающих в результате размыва разнообразных пород зоны денудации и от этапа переживаемого ею химического выветривания. Нам важны не столько абсолютные, сколько относительные изменения этого коэффициента по разрезу. Только полным непониманием сути обсуждаемого мы объясняем те элементарные выкладки

о кварцевых и бескварцевых породах и их связи с коэффициентом мономинеральности, которые делает наш критик (стр. 162).

6. А. А. Арустамов объясняет, что наше «толкование процессов формирования хемогенных осадков» (стр. 162) принципиально неверно, что это для фосфоритовых фаций давно доказал А. Б. Казаков. За этой декларацией хотелось бы видеть аргументацию. Но ее опять нет.

Что же касается взглядов А. Б. Казакова, то не он, конечно, виноват в том, что одному из случаев возникновения фосфоритовых осадков, им хорошо разобранным, пытаются, для создания общих теорий, придать универсальное значение. Естественно, что получается тупик, с позиций которого невозможно ответить на многие из возникающих вопросов. Так, например, ярко выраженную стратиграфическую приуроченность фосфоритов пытаются объяснить существованием «сгонных ветров», которые порой усиленно дуют с суши, ускоряя подток глубинных фосфатных вод. Ну, а как же быть с прогнозами? Ведь не скажешь же поисковикам — «ищите ветра в поле»!

7. Вулканические процессы, естественно, влияют на аутигенное минералообразование. Они затухевают первичный состав осадка. Важность этой проблемы для нас ясна и мы продолжаем в этом направлении исследования.

8. Далее сообщается, что некоторые «неискушенные начинающие исследователи» слишком упрощенно понимают литолого-формационный метод. Они думают, что «достаточно, например, рассчитать по гранулометрическим анализам, коэффициенты терригенности, чтобы по ним судить об изменениях вещественного состава пород по разрезу» (стр. 162). Можно это сделать, рассчитав и какой-либо из других коэффициентов; ведь они все повторяют друг друга. А. А. Арустамов правильно считает «все эти утверждения ошибочными». И мы тоже, самым категорическим образом отмежевываемся от такого примитивного понимания литолого-формационного метода. Во избежание дальнейших недоразумений разъясняем.

Различные коэффициенты, предложенные нами для определения степени зрелости пород разреза и в конечном итоге для выделения серий, вовсе не подменяют обычных геологических исследований. Мы об этом неоднократно писали. «Для выделения осадочных серий большое, а часто и решающее значение имеют данные общегеологического анализа» (Казаринов, 1962, стр. 11). В нашей работе «Литолого-формационный анализ осадочных толщ» (Гурова, Казаринов, 1962) при описании методик выделения серий на первое место поставлены «общегеологические критерии» (стр. 14), а уж потом идут «минералого-петрографические» и «геохимические критерии» и т. д. Да и как может геолог по гранулометрическому составу пород конкретного разреза судить об их минеральном составе. Ведь разрезы в подавляющем большинстве случаев вскрывают разнофациальные осадки. Отдельные коэффициенты, в том числе и данные по гранулометрическому составу, многое дают, когда рассматриваются в совокупности между собой и в увязке с другими данными для бассейна в целом или для его какой-либо крупной (многофациальной) части. В конкретных разрезах отдельные показатели зрелости могут полностью не совпадать друг с другом, могут не образовывать «пика», там где он с позиций «неискушенных» геологов должен был бы быть и т. д. Мы обо всем этом не раз говорили. Вот и теперь повторяем, что рассматриваем литолого-формационный метод не в качестве заменяющего геологический анализ, а как метод, помогающий в этом анализе.

#### ВОПРОСЫ МЕТОДИЧЕСКОГО ХАРАКТЕРА

1. Сообщается, что из-за больших колебаний содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в полевых шпатах коэффициент выветрелости<sup>2</sup>, предлагаемый нами, никуда не годен. Однако, этот вывод основан на досадной элементарной ошибке А. А. Арустамова. Опираясь на химический анализ, заимствованный из работы Ф. К. Крачека и К. Дж. Нейвонена (1956, табл. 3, стр. 270), он отношение  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в альбите определяет цифрой 6,3! Любой литолог или минералог, конечно, сразу же обратит внимание на неправдоподобно большую величину этой цифры и захочет проверить, в чем же дело. А дело-то оказывается в опечатке, вкравшейся в табл. 3 переводной работы Ф. К. Крачека и К. Дж. Нейвонена. В этом можно убедиться сверив сумму цифр в колонке с напечатанным под ней итогом. В любой справочной и учебной литературе легко найти, что отношение  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в альбите не может быть больше, чем 3,55. Собственно на этом можно было бы считать «инцидент» исчерпанным. Однако доведем анализ до конца.

А. А. Арустамов построил ряд для кислых плагиоклазов и ортоклазов (стр. 165). Этот ряд таков: альбит ( $\text{An}=\text{O}$ )—6,3, олигоклаз ( $\text{An}=\text{17}$ )—2,8 и ортоклаз—3,6. К сожалению, этот ряд, соблюдая прежний порядок, приходится написать так: 3,55—2,8—3,6 и констатировать, что разница в отношениях  $\text{SiO}_2$  к  $\text{Al}_2\text{O}_3$  не так значительна.

<sup>2</sup> Коэффициентом выветрелости мы называем отношение кремнезема к глинозему в песчано-алевритовой фракции породы.

Поскольку в осадочных породах всегда встречается какая-то смесь различных полевых шпатов, то в табл. I приведен расчет для смеси кислых и средних плагиоклазов и ортоклаза.

Как видно, средняя погрешность из-за разницы отношения  $\text{SiO}_2$  к  $\text{Al}_2\text{O}_3$  весьма невелика и даже при ее значительном увеличении она, очевидно, не может сказаться на правомерности применения коэффициента выветрелости.

Таблица 1

Отношение кремнезема к глинозему в условной равномерной смеси полевых шпатов

Полевые шпаты	$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$	Среднее значение	Отклонение от среднего значения
Альбит (Ап—0)	3,55	2,96	+0,59
Олигоклаз (Ап—17)	2,80		-0,16
Андезин (Ап—50)	2,00		-0,96
Ортоклаз	3,51		+0,55
Средняя	2,96	Сумма, отклонений от среднего	+0,02

2. А. А. Арустамова «смушает» и «вызывает крайнее недоумение» то, что кривая коэффициента выветрелости для девонских отложений Минусинской впадины, построенная в 1960 г. (Опыт изучения разрезов осадочных толщ, 1960) и в 1962 г. (Косолюбов, 1962), разнятся между собой не только по количеству «пиков», но и по их абсолютному значению.

Кривая коэффициента выветрелости в 1960 г. была построена по сравнительно малому количеству анализов, выполненных не для песчано-алевритовой фракции, а для *песчаных пород* в целом. На это обстоятельство тогда же ясно указывалось. «Необходимо отметить, что значения коэффициента выветрелости даны весьма приблизительно, так как использованы результаты химических анализов пород» (Опыт изучения разрезов осадочных толщ, 1960, стр. 20). Эти анализы, выполненные с другой целью, использовались нами для предварительного обоснования появившейся тогда мысли о коэффициенте выветрелости. Дальнейшие полевые работы значительно уточнили разрез. Кривая коэффициента в 1962 г. строилась по гораздо большему числу анализов, выполненных уже не для пород, а для песчано-алевритовой их части. Об этом также ясно написано (Косолюбов, 1962, стр. 75). Некоторые уточнения кривой коэффициента выветрелости в результате дальнейших более детальных исследований никого не должны удивлять. Тем более, что эти уточнения, сделанные самим автором и им же доведенные до общего сведения, полностью согласовали осадочные серии с ранее выделенными В. С. Мелешенко и др. седиментационными циклами.

Что же касается изменений абсолютного значения коэффициента по одним и тем же горизонтам на кривых 1960 и 1962 гг., то ведь в 1960 г., как уже отмечалось, анализировались песчаники, содержащие 10—20% глинистого материала; глина же, как известно, повышает в общем анализе количество глинозема, снижая тем самым значение коэффициента выветрелости. Кривая же 1962 г. построена по данным анализов песчано-алевритовой фракции, и поэтому общее значение коэффициента по ней, естественно, выше. Вот, если бы значения коэффициентов по этим кривым совпали, то это бы действительно вызвало «крайнее недоумение»!

Кривые коэффициента выветрелости 1960 и 1962 гг. сопровождаются литолого-стратиграфическими колонками, которые совершенно идентичны. При таком объективном изложении фактов, разговоры об изменениях в трактовке разреза, в том числе и по количеству формаций, нам представляются излишними.

3. Далее наш критик пишет, что «большое сомнение вызывают и все остальные коэффициенты» (стр. 165), а наши материалы «не внушают доверия» (стр. 167). Анализ начинается с разбора данных таблиц 13 и 14 (Гурова, Казаринов, 1962), где для Западно-Сибирского низменности, по отдельным стратиграфическим подразделениям, вскрытым многочисленными скважинами, приведены имеющиеся данные по коэффициенту мономинеральности ( $M$  — отношение суммы устойчивых породообразующих терригенных компонентов к сумме неустойчивых) и палеогеографическому коэффициенту ( $P$  — то же для компонентов тяжелой фракции). Критик показывает, что для большого числа скважин то по тому, то по другому интервалу отсутствуют необходимые сведения. Из этого он заключает «...что эти пропуски не случайны и что они совпадают с фактами, противоречащими выводам В. П. Казаринова» (стр. 167).

Характеристика отмеченных критиком пропусков дана нами в фиг. 1, составленной в полном соответствии с его табл. 1. Она такова. При бурении керн не был поднят из отложений готерив-баррема Викуловской скважины, из верхнемеловых отложений Парабельской, Тобольской, Яковлевской, Завьяловской, Гришкинской и других скважин. Керн из юрско-валанжинских отложений Ново-Васюганской скважины обработан намного позже завершения нашей книги.

Стратиграфическое расчленение континентальных верхнемеловых отложений юго-восточной части низменности, в отличие от других ее районов, сделано, как известно,

Скважина	Средняя-нижняя юра		Верхняя юра		Валанжин		Готерив-баррем		Апт.-доломитовый-сеноний		Туран		Коньяк-сеноний-мамон		Мастрихт	
	М	П	М	П	М	П	М	П	М	П	М	П	М	П	М	П
Тобольская	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		
Татарская	+	+	—	+	+	—	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Омская	+	+	○	○	○	○	+	○	○	○	+	+			○	+
Камышловская	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	○	
Саргатская 1-Р	+	+	—	+	○	○	+	—	+	+	+	+	+	+	+	+
Ново-Логинovo	—	+	—	○	+	—	+	—	+	—	○	○			+	○
Завьяловская	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	○	○	○	○	+	+
Пудинская	—	+	—	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	○	+	+
Колпашевская	+	+	+	○	+	—	+	—	+	—	—	+			+	—
Нарымская	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+	+	+	+	+
Парабельская 3-Р	—	+	—	+	+	+	+	+	+	+	○	○	○	○	○	○
Александровская	○	+	○	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Белогорская	+	+	+	○			+	+	○	○	○	○	○	○	○	○
Маринская	+	+	+	—			+	+	+	+	○	○	○	○	○	○
Чулымская	+	+	○	○			+	+	+	+	○	○	○	○	○	○
Елогуцкая	—	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+	—	+
Максимоарская	+	+	+	—	+	—	+	—	+	—	○	○	○	○	+	○
Каская	+	+					+	+	—	+	○	○	○	+	○	○
Лобьянская	+	—	+	+	+	—	+	—	○	○	+	+	+	○	+	○
Гришкинская	+	—	+	—	+	—	+	—	+	—						
Большереченская	+	—	+	+	+	+	+	+	+	+	○	○	○	○	○	○
Уватская	—	+	—	○	+	—	+	—	+	—	+	+	+	+	+	+
Тобольская	+	+	+	○	+	+	+	+	○	○	○	○	○	○		
Викуловская			+	+	—	+	○	○	—	—	○	○	—	+	—	+
Авдальская			+	○												
Малиновская			+	○			+	+	○	○	○	○	+	○	+	+
Березовская					+	+	○	+	+	○	+	○	+	+	+	+
Октябрьская					—	+	+	+	+	+	○	○	+	+	+	+
Лучинская					+	○										
Тарская					+	○	○	○	+	○	○	○	○	○	+	○
Яковлевская					+	○	+	—	+	○	○	○	○	○		
Пизтовская					+	○	+	○								
Понурская					+	—	+	+	—	+	+	+	+	+	+	+
Леушицкая							+	+	+	—	+	○	+	○	+	○
Ново-Васюганская	○	○	○	○	○	○	+	—	—	—	+	+	+	+	+	+
Кузнецовская									+	+	+	+	+	+	+	+
Ипатовская									+	—	+	—	+	—		
Назаровская											+	+	+	+	+	+
М. Атымская											+	+	+	+	+	○
Тюменская											—	+	○	○	○	○

М — коэффициент мономинеральности; П — палеогеографический коэффициент;

○ Нет керна или он не обрабатывался;

● Керн обработан после сдачи рукописи в издательство;

⊙ Фракция сложена на 80–100% аутигенными минералами или неопределенными агрегатами;

⊙ Порода невыясненного стратиграфического положения;

⊙ Отсутствовал в нашем распоряжении фактический материал или исследовались единичные образцы

Фиг. 1. Коэффициент мономинеральности и палеогеографический коэффициент по скважинам

весьма приближенно. Поэтому данные по минералогическому составу этих отложений для Белогорской, Маринской, Чулымской и Максимоарской скважин, именно в целях большей объективности, нами не использованы, хотя именно здесь по корам выветривания особенно четко выделяются осадочные серни. Данные по верхнему мелу этих скважин мы сочли возможным использовать лишь в менее ответственных расчетах по средним мощностям и, частично, гранулометрическому составу.

Нами неоднократно отмечалось (Гурова, Казаринов, 1962, стр. 38, 67, 82 и др.), что тяжелые фракции отложений верхней юры, альба, турона и др. сильно обогащены, а иногда почти полностью сложены пиритом и сидеритом. Понятно, что для таких горизонтов нельзя определить палеогеографический коэффициент.

При подготовке материала для минералогических исследований, керн для уплотненных пород дробился. Однако дробление порой не приводило к полной дезинтеграции породы и тогда легкая фракция на 80—90% слагалась нерастертыми комочками. Понятно, что для таких фракций коэффициент мономинеральности определен быть не мог.

Поскольку обработка и литологическое изучение керна осуществлялось в основном тематическими партиями геологических управлений, некоторый фактический материал по тем или иным причинам временно отсутствовал в нашем распоряжении. Так, мы не имели тогда проверенного цифрового материала по Омской скважине. Но она-то как раз, следуя уровню и терминологии критики, была «выгодной» для подтверждения нашей идеи. Как показано в работе В. П. Казаринова (1958, стр. 122, рис. 14), по этой скважине все «пики» находятся там, где им положено быть!

Рассмотренный пример с коэффициентами, пожалуй, наиболее ярко показывает характер критики.

4. Теперь о палеогеографическом коэффициенте и о его взаимосвязях с коэффициентом мономинеральности. А. А. Арустамов желает убедиться всех, что между этими коэффициентами «...должна существовать прямая зависимость» (стр. 169), что имеется «...полная идентичность кривых, построенных по этим... коэффициентам» (стр. 167) и т. п., а потом сам опровергает эту идею, показывая на своей фиг. 3, что некоторые построенные им по нашим данным кривые палеогеографического коэффициента для отдельных скважин, отличаются от построенной нами средней для низменности кривой этого коэффициента, а также и коэффициента мономинеральности.

Но идея о том, что оба коэффициента «...должны быть однотипны в любой точке низменности» (стр. 167), в действительности чужда нам. «...Общие закономерности могут выявляться лишь при анализе большого фактического материала, освещающего осадочные этажи во всех палеогеографических обстановках» (Гурова, Казаринов, 1962, стр. 10). «Коэффициент устойчивости<sup>3</sup>, так же как и мономинеральности, используется для выделения осадочных серий, и в общем виде его поведение по разрезу тождественно изменению коэффициента мономинеральности. Однако ввиду очень незначительного содержания акцессорных минералов в породах, даже небольшие изменения в процессе седimentации или эпигенеза могут исказить действительную картину. Такими искажающими факторами могут быть различные флотационные свойства, удельные веса минералов, изменение роли той или иной питающей провинции и др.» (Литолого-формационный метод, 1964, стр. 14, § 7).

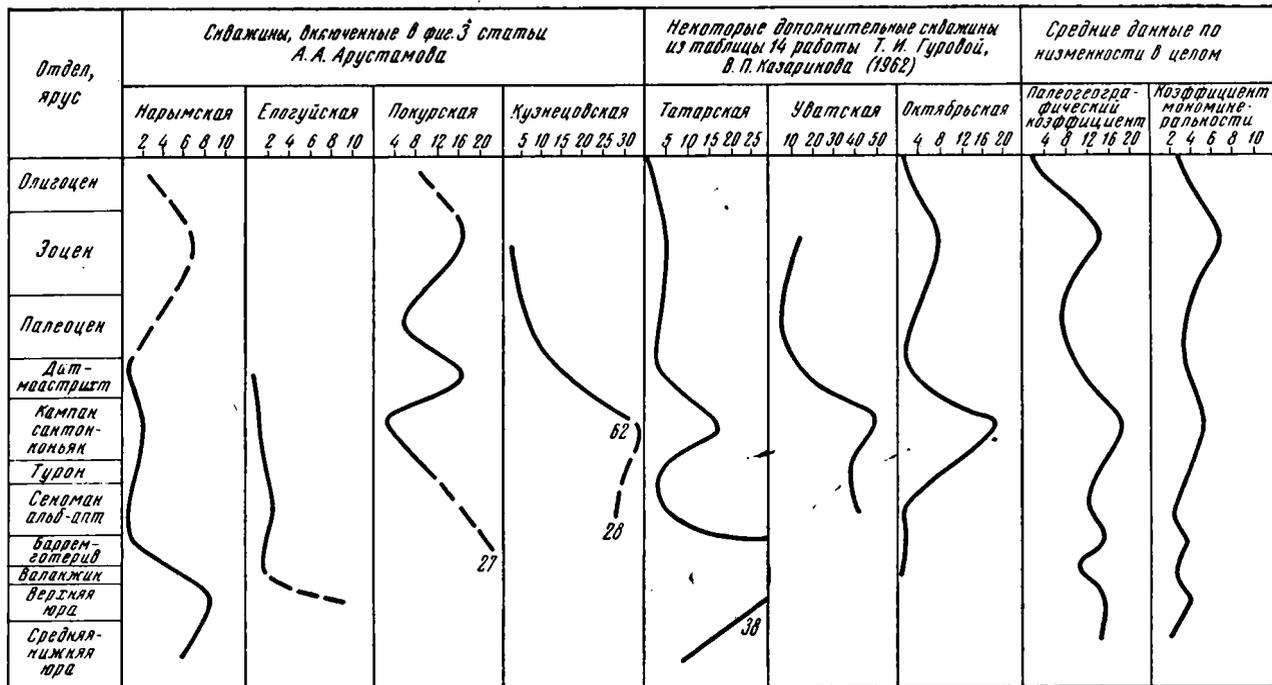
Поэтому коэффициент устойчивости во всех конкретных разрезах не может повторять коэффициент мономинеральности, хотя случаи сходимости кривых, пожалуй, более часты, чем несходимости. Кривые средних значений того и другого коэффициента для бассейна в целом всегда сопоставимы. Во всех случаях, когда кривые по тому и другому коэффициенту сопоставимы, они являются подобными, но не пропорциональными. Таким образом, разница между поведением коэффициентов устойчивости (палеогеографического) и мономинеральности в некоторых разрезах для нас не нова, а их одинаковое в общем виде поведение для всей низменности — понятно.

В связи с рассматриваемыми вопросами, мы не можем не остановиться на двух характерных особенностях критики А. А. Арустамова. Так, он выбрал из табл. 14 (Гурова, Казаринов, 1962) все, даже самые мелкие случаи несовпадения кривых палеогеографического коэффициента по отдельным скважинам как между собой, так и со средними для низменности кривыми коэффициента мономинеральности и палеогеографического. Все эти 8 случаев изображены на его фиг. 3. Но из той же табл. 14 он почему-то не нашел нужным выбрать и включить в рисунок случаи, когда «пики» на кривых противоречили его идее, а на некоторых кривых, включенных в его рисунок, он эти «пики» просто не дорисовал. На фиг. 2 мы показываем некоторые из таких случаев. Кстати, приведенная фигура характеризует в общем-то уж и не такую плохую сходимость «пигов» по всем стратиграфическим подразделениям, что, однако, для коэффициента устойчивости не является всегда характерным.

Говоря (стр. 169) о том, что по Ново-Васюганской скважине верхнеюрские отложения не характеризуются повышением зрелости, наш критик не сообщает, что по данному табл. 13 (Гурова, Казаринов, 1962) верхнеюрские осадки характеризуются «пиком» кривой коэффициента мономинеральности по большому числу скважин. Неожиданная молчаливость нашего критика удивляет!

Теперь о фиг. 4 статьи А. А. Арустамова. Если бы кривые коэффициентов мономинеральности и палеогеографического коэффициента были пропорциональны, то точки, обозначающие значение того и другого коэффициента на диаграмме, легли бы около прямой, идущей под каким-то углом между осями координат, и тогда А. А. Арустамов

<sup>3</sup> Так мы в последнее время называем палеогеографический коэффициент.



--- Интервалы не дорисованные А. А. Арустамовым

Фиг. 2. Изменения «палеогеографического» коэффициента в отложениях мезозоя и палеогена Западно-Сибирской низменности

был бы прав. Но ведь кривые не пропорциональны, а подобны, что предельно четко видно хотя бы на двух левых столбцах фиг. 3 нашего критика. Опровергать же наличие подобия кривых того и другого коэффициента при помощи диаграммы типа фиг. 4 нельзя.

В конце своей статьи критик делает ничем не подкрепленное заявление о том, что в окремненных известняках высокие значения коэффициента мономинеральности обусловлены не минеральным составом терригенных компонентов нерастворимого остатка, а тем, что мы при подсчетах учитывали зерна аутигенного кремнезема. Но ведь тогда будет уже не коэффициент мономинеральности, а кривое зеркало.

5. Непонятно далее почему недоволен А. А. Арустамов схематической кривой изменений минерального состава глинистых фракций в отложениях девона Миусинской

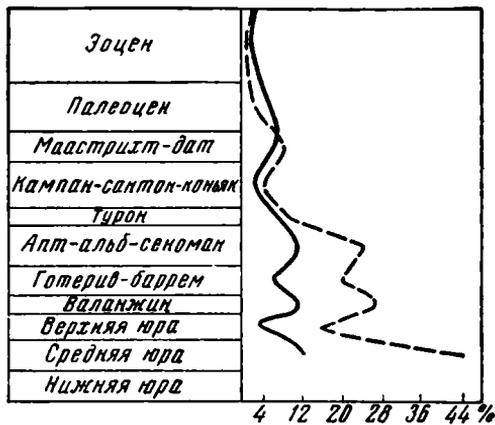
впадины (Акульшина и др., 1960, рис. 13), воспроизведенной в его статье (фиг. 5). В соответствии с исследованиями, результаты которых по всем 126 образцам приведены в табл. 2 работы Е. П. Акульшиной и др. (1960, стр. 66—76), все глинистые породы разбиты на три группы. Первая сложена только гидрослюдами; вторая — гидрослюдами и в меньшем количестве минералами групп монтмориллонита и в еще меньшем — группы каолинита, третья — минералами группы каолинита и в меньшем количестве — групп монтмориллонита. Все эти три группы и изображены по трем столбцам рисунка, причем каждому образцу на рисунке соответствует отдельная точка. Таким образом, имеется относительная количественная оценка минералов глин, что на рисунке отражено порядком написания минералов. Более того, интервалы, где преобладают минералы группы каолинита в свободной колонке, показаны отдельно на рис. 15 (Акульшина и др., 1960). Кажется сделано все с предельной ясностью. Мы не настаиваем, что избрали лучший способ графического изображения полученных данных, но никакого другого варианта кривой, кроме приведенного нами, предложить нельзя, если, конечно, разобраться в существе дела, а не заявлять, что у нас нет данных о «количественных соотношениях в породах различных групп глинистых минералов» (стр. 169).

6. При составлении таблицы 15 (Гурова, Казаринов, 1962) в расчетах действительно, по нашему недосмотру, была допущена техническая ошибка. Одинаковый ее характер при всех расчетах, хотя и привел к общему снижению песчаности по разрезам, но не изменил конфигурации кривой гранулометрического состава. В результате этого данные таблицы и данные по типам пород, показанные на диаграммах (рис. 2—17, там же), разнятся лишь по абсолютному значению величин песчаности, что относится, главным образом, к нижней, наиболее песчаной половине разреза.

Но что же меняется в научной интерпретации материала? На фиг. 3 сплошной линией изображена песчаность по данным табл. 15 (кривая заимствована из работы Гуровой, Казаринова, 1962, рис. 45). Пунктиром дана кривая, показывающая процент песчаников в разрезах, составленная по материалам диаграмм (рис. 2—15 той же работы)<sup>4</sup>. Фигура отчетливо подтверждает правомерность сделанных нами выводов по выделению осадочных серий (Гурова, Казаринов, 1962, рис. 45).

Если бы наш критик постарался взглянуть в суть вопроса и проанализировал все материалы по гранулометрическому составу, приведенные в нашей работе, сопоставив их между собой, он, вероятно, воздержался бы от возражений.

7. Переходим теперь к рассмотрению химического состава осадков. А. А. Арустамов считает (стр. 169), что кривые, изображающие содержание  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в мезозойских и палеогеновых осадках низменности, впервые построенные Т. И. Гуровой и В. П. Казариновым (1962, рис. 45, табл. 16), искажают действительное состояние вещей в угоду идее.



1 — по табл. 15; 2 — по диаграммам процентного содержания (рис. 2, 3, 4, 5, 8, 9, 10, 11, 14, 15)

Фиг. 3. Песчаность осадков Западно-Сибирской низменности (по материалам Гуровой, Казаринова, 1962)

1 — по табл. 15; 2 — по диаграммам процентного содержания (рис. 2, 3, 4, 5, 8, 9, 10, 11, 14, 15)

<sup>4</sup> По эоцену не учтена Нарымская скважина, стратиграфическое расчленение разреза по которой пересмотрено.

Конечно, количество химических анализов, которые были нами собраны в фондах различных геологических экспедиций до 1961 г., оказалось невелико и эти анализы не всегда равномерно характеризовали толщу. Об этом мы неоднократно писали (Гурова, Казаринов, 1962, стр. 212 и др.). По отдельным скважинам имелись лишь единичные анализы, что с полной объективностью отражено в табл. 16 (там же). Но ведь вывод о среднем содержании, скажем, железа в осадках готерив-баррема, о которых пишет наш критик (стр. 171), делался по 23 скважинам, причем для большей их части количество анализов превышало 10, доходя в отдельных до 40—50. Почему же А. А. Арустамов, характеризуя состояние химической изученности осадков, берет в пример Тобольскую скважину? Если не считать зоэновоей толщи, то это единственный случай, когда по одному из стратиграфических интервалов (из 86 учтенных по всем скважинам) имеется только один анализ!

Таблица 2

Среднее содержание  $Fe_2O_3$  (валовое) в породах юры и нижнего мела Западно-Сибирской низменности

Возраст	Количество исследованных разрезов	Количество исследованных образцов	Среднее содержание $Fe_2O_3$ (%)
Нижняя — средняя юра	26	349	3,6
Байос — нижний келловей	14	88	4,2
Верхняя юра	35	288	5,0
Нижний — средний валанжин	30	478	4,6
Средний — верхний валанжин	36	249	4,0
Готерив-баррем	34	452	4,7
Апт	14	143	3,8

В настоящее время состояние химической изученности осадков низменности существенно изменилось. Мы располагаем теперь уже многими сотнями анализов, сравнительно равномерно освещающих осадки. Этот материал полностью подтверждает правильность наших выводов, сделанных в 1962 г. Поскольку наш критик рассматривал только содержание железа и только для юрско-нижнемеловых осадков, приводим краткие сведения по этим разрезам. Они сведены в табл. 2.



1 — по данным Т. И. Гуровой, В. П. Казаринова (1962, рис. 45); 2 — по данным табл. 2

Фиг. 4. Изменение содержания железа в осадках юры и нижнего мела Западно-Сибирской низменности

1 — по данным Т. И. Гуровой, В. П. Казаринова (1962, рис. 45); 2 — по данным табл. 2

ми, то есть для разбуренного разреза, содержания по скважинам и деления взвешивания на мощности и площади, ограничившись лишь приблизительной характеристикой химизма отложений.

Что же сделал А. А. Арустамов в поисках истины? Для получения средних содержаний по свитам он вычисленные нами средние содержания по каждой скважине умножил на количество проанализированных по ней проб, суммировал полученные произведе-

Цифры, приведенные в табл. 2, показаны графически (фиг. 4). Новые данные сопоставлены со старыми (Гурова, Казаринов, 1962, рис. 45). Приведенные графики не требуют дополнительных пояснений.

8. А. А. Арустамов обвиняет нас в том, что при вычислении средних содержаний по химическим анализам образцов из скважин мы то «учитываем», то «не учитываем» количество использованных анализов. Вступаясь снова за истину, А. А. Арустамов пересчитывает полученные нами средние содержания окиси железа для отложений юры и валанжина с учетом количества выполненных анализов и получает, разумеется, совершенно новые цифры.

Дело заключается в следующем. Выясняя среднее содержание по химическим анализам для той или иной свиты, мы вначале подсчитывали среднее содержание по каждой скважине. Для этого по скважине суммируются анализы всех имеющихся по ней проб и сумма делится на число этих проб. Среднее между скважинами вообще, получено путем суммирования средних суммы на число скважин. Мы не производили деления суммы на количество скважин, ограничившись лишь приблизительной характеристикой химизма отложений.

дения по всем скважинам и делил сумму на общее также по всем скважинам число проб. Совершенно ясно, что в таком случае будет получено среднее между пробами, но не между разрезами по скважинам. В этом случае, бесспорно, на первый план выступит формальный учет количества проб, но зато полностью утрачивается смысл самого подсчета.

Нужно понять, что если количество проб по одной скважине для свиты довести, например, до десяти тысяч, то значение проб по всем другим скважинам при «методе» подсчета по А. А. Арустамову будет сведено к нулю и вся характеристика свиты для Западно-Сибирской низменности ограничится только той скважиной, по которой отобрано множество проб.

Мы разобрали все поднятые нашим критиком вопросы. Этот разбор наглядно показал, что он не вник, как бы это должен был сделать, в существо рассматриваемых проблем по ряду элементарных положений науки и практики. Статья А. А. Арустамова в ложном свете характеризует научный уровень спорных вопросов советской литологии и вводит в заблуждение научную общественность. Кому и зачем это нужно?

#### ЛИТЕРАТУРА

- Акульшина Е. П., Бгатов В. И., Казаринов В. П., Косолобов Н. И. Закономерности осадконакопления в девоне и нижнем карбоне Южно-Минусинской котловины. Гостоптехиздат, 1960.
- Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. Гостоптехиздат, 1962.
- Казаринов В. П. Континентальные осадочные формации Западной Сибири. Материалы Новосибир. конференц. по учению о геолог. формациях, Госгеолтехиздат, т. 1, 1955.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостоптехиздат, 1958.
- Казаринов В. П. Осадочные серии и тектонические фазы палеозоя Сибири. Тр. СНИИГГИМС, вып. 16, 1962.
- Косолобов Н. И. Коэффициент выветрелости, как одна из методик выделения осадочных серий. Тр. СНИИГГИМС, вып. 16. Гостоптехиздат, 1962.
- Крачек Ф. К., Нейвонен К. Дж. Термохимия плагноклазов и щелочных полевых шпатов. В сб. «Полевые шпаты», т. II. Изд. иностр. лит., 1956.
- Литолого-формационный анализ осадочных толщ. Под ред. В. И. Бгатова и В. П. Казаринова. Изд. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1962.
- Литолого-формационный метод (тезисы докладов). Изд. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1964.
- Опыт изучения разрезов осадочных толщ. Под ред. В. И. Бгатова и В. П. Казаринова. Изд. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1960.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания. Изд. АН СССР, 1934.

Сибирский научно-исследовательский  
институт геологии, геофизики  
и минерального сырья  
Новосибирск

Дата поступления  
17.II.1965

УДК 553.1

#### КРИТИКА, ОТОРВАННАЯ ОТ ФАКТОВ

В. И. БУДНИКОВ, Н. А. ЛИЗАЛЕК

В журнале «Литология и полезные ископаемые» № 6 за 1964 г. опубликована статья Г. Ф. Крашенинникова «Некоторые замечания к методике литолого-формационного анализа». Автор этой статьи стремится показать спорность ряда отправных теоретических положений, лежащих в основе этого метода, пытается поставить под сомнение достоверность нашего фактического материала и методические приемы исследования. Он пишет, что хотя за последние годы «...литолого-формационный метод получает все более широкое признание» и «...довольно широкое распространение», этот метод страдает существенными погрешностями как принципиального, так и фактического характера. Рассмотрим все эти замечания в той последовательности, как они изложены в статье нашего оппонента.

## ЗАМЕЧАНИЯ ТЕОРЕТИЧЕСКОГО ПОРЯДКА

Авторы литолого-формационного метода считают, что вещественный состав осадков определяется главным образом интенсивностью химического выветривания в областях денудации и петрографическим составом разрушаемых здесь пород. Г. Ф. Крашенинников считает, что это положение «нельзя признать достаточно точным» (стр. 152), так как оно не учитывает других определяющих факторов: переработки осадков в путях сноса, физико-химических особенностей среды осаждения, характера находящегося в этой среде органического мира и пр. Все эти и многие другие факторы при возможности, конечно, нужно учитывать. Однако в терригенных породах они не определяют вещественного состава, хотя порой и корректируют его. При разработке любой теории на ее начальных этапах, как известно, отделить главное от второстепенного является непрерывным требованием.

Г. Ф. Крашенинников противопоставляет интенсивность и длительность химического выветривания и сообщает, что при выветривании страны с расчлененным рельефом вынос растворимых элементов гораздо больше, чем на равнине. Но это правильное положение ни в коей мере не доказывает большую интенсивность выветривания расчлененной страны. В брошюре «Литолого-формационный метод» (1964, доклад Конторовича и др.), на которую наш оппонент не раз ссылается, совершенно однозначно показано, что именно при равнинном рельефе намного сильнее интенсивность выветривания, а не общий объем жидкого стока. Соответственно, при горном рельефе длительность сопрякосновения пород с агентами выветривания значительно меньше, чем при равнинном рельефе. Об этом писалось и раньше (Казаринов, 1962, стр. 6).

Далее, наш вывод о том, что коэффициент мономинеральности не зависит от фаций, отвергается на том основании, что в речных осадках он должен быть ниже, чем в прибрежно-морских. Конечно, абсолютные значения коэффициентов мономинеральности изменяются в отложениях различных фаций: Но каковы эти изменения? Наши исследования показали, что коэффициент мономинеральности изменяется в зависимости от фаций при прочих равных условиях в общем незначительно. Но какое это имеет отношение к выделению серий? Коэффициенты мономинеральности, как и вообще зрелость пород одновозрастных горизонтов, сложенных обычно разнофациальными породами, могут сравниваться между собой не по абсолютному значению коэффициентов, а по их относительному положению в общем графике, характеризующем разрез. Поэтому максимальные значения коэффициента мономинеральности в одном разрезе могут быть меньше минимальных его значений в другом, однако эти изменения обусловлены отнюдь не различными фациями. Не поняв этого, вообще нельзя говорить о литолого-формационном методе.

Г. Ф. Крашенинников считает неправильным наше мнение о том, что эпохи наиболее интенсивного солеобразования контролируются эпохами усиления орогенных процессов и регрессии. Но открытие этой связи, к сожалению, принадлежит не нам. На нее указывают многие ученые. Прочитав, например, Н. М. Страхова «...в общей форме галогенные эпохи действительно тяготеют к моментам горообразования и регрессии» (1963, стр. 493), хотя реальная картина значительно более сложна и противоречива. И нам не понятно, каким образом упомянутые Г. Ф. Крашенинниковым палеогеографические реконструкции опровергают вышеуказанное положение.

Указанием на то, что в умеренном и холодном гумидных климатах каолиновая кора выветривания не формируется, Г. Ф. Крашенинников пытается доказать, что развитие коры выветривания не всегда идет по пути, предполагаемому нами. Естественно, что мы бы хотели уточнений, например ссылок на соответствующие работы сторонников литолого-формационного метода. Авторы этого метода никогда не утверждали, что всякая кора выветривания должна быть каолинового состава. Разговор нередко шел о процессах каолинизации, но ведь каолинизация и каолин — не одно и то же, так же как процессы, скажем, гранитизации не отождествляются с гранитом. На пути к каолиновому составу, если он вообще для данной породы и при данном типе выветривания может быть достигнут, структурный элювий проходит несколько стадий, характеризующихся разным минеральным составом. Понятно, что процесс может быть прерван на любой стадии. Вот почему так широко, в частности, в Сибири, распространены не только каолиновый, но гидрослюдистый и другой элювий. Обо всем этом много писал В. П. Казаринов (1958).

Если ссылка на М. А. Ратеева в отношении каолинита в осадках Черного моря близ Кавказа понудила Г. Ф. Крашенинникова для того, чтобы утверждать наличие горного рельефа при формировании коры выветривания, то об этом нужно писать более определенно. Мы выступим с опровержением этого положения, когда Г. Ф. Крашенинников полным голосом скажет о широком формировании коры выветривания в условиях расчлененного рельефа.

Дальнейший дискуссионный прием нашего оппонента приводит нас в замешательство. Он приводит цитату из работы В. П. Казаринова, соглашается с правильно поставленным там положением, а затем заявляет, что из этого положения нами не делается надлежащих выводов. Но мало этого, он тут же утверждает, что сторонники

нашего метода, в противоположность изложенному в цитате положению, считают, что состав осадков в каждой данной точке отражает «какую-то среднюю стадию денудации какой-то абстрактной и усредненной коры выветривания» (стр. 153). Ни о какой аргументации всего этого даже и речи нет.

«Авторы метода,— пишет далее Г. Ф. Крашенинников,— практически не учитывают в своих построениях, что процесс формирования коры выветривания может быть прерван усилившимися тектоническими поднятиями в области сноса на любом этапе. В результате в пути переноса поступят продукты выветривания, далеко не достигшие «зрелости»» (стр. 153). Отвечает цитатой: «...очередная фаза орогенеза может проявиться раньше, чем страна достигнет крайних степеней выравнивания, соответствующих, например, пенеплену. Новое поднятие разрушаемой горной страны может прервать ритм денудации на любом этапе. Поэтому, ...в пределах единого бассейна седиментации в различных его частях один и тот же осадочный комплекс может завершаться различными осадочными формациями» (Гурова, Казаринов, 1962 г., стр. 10—11). О том же писал В. П. Казаринов (1958, стр. 60 и др.). Представления Н. П. Казаринова и Г. Ф. Крашенинникова по данному вопросу, судя по цитатам, сходятся, почти текстуально, и мы не понимаем, зачем нам оппонент ставит на обсуждение согласованные вопросы?!

Далее, сторонники литолого-формационного метода обвиняются в том, что они не объясняют, как учитывался петрографический состав пород питающей провинции в конкретных условиях. Это неверно. Там, где материал позволял говорить о петрографическом составе питающей провинции, соответствующие выводы широко аргументировались. Так, петрографическим составом пород питающей провинции В. П. Казаринов (1958, стр. 302—303) объяснил марганцевоносность пород палеогена, А. Э. Конторович и Г. Э. Прозорович (1963, стр. 78—80) показали влияние трапповых формаций Сибирской платформы на состав прилегающих меловых пород Западно-Сибирской низменности и т. д. Однако, по большинству разрезов выводов о петрографическом составе пород питающей провинции сделать нельзя, а если и можно, то лишь в весьма общем виде. Минеральный состав песчано-алевритовой составляющей осадочной толщи отражает петрографический состав пород питающей провинции лишь на первых этапах денудации горной страны. Затем, по мере выравнивания, терригенный материал становится все более и более зрелым и, следовательно, все менее отражает состав пород водосборов. Это одна из основ метода. Примеры с бескварцевыми и, наоборот, кварцевыми породами, которые приводит Г. Ф. Крашенинников, конечно, нужно иметь в виду. Но в нашей практике мы с такими трудностями еще не встречались, очевидно, благодаря тому, что область денудации всегда сложена разнообразным комплексом пород. Смешение продуктов размыва этих пород, происходящее как в путях миграции, так и в бассейне седиментации, обуславливает минеральный состав пород в конкретных разрезах.

Мы опускаем здесь рассмотрение вопроса об учете вулканогенного материала в осадках, Г. Ф. Крашенинников в разных частях своей статьи повторяет его почти словно трижды. Мы, во избежание повторений, вернемся к нему в третьем разделе.

#### ЗАМЕЧАНИЯ ПО ФАКТИЧЕСКОМУ МАТЕРИАЛУ

Через все эти замечания Г. Ф. Крашенинникова красной нитью проходит одна мысль: над нашим сознанием довлела предвзятая идея, а не факты. Собранные же нами факты не внушают доверия.

С аналогичным утверждением Г. Ф. Крашенинников выступал на заседании комиссии по осадочным породам в мае 1964 г., когда рассматривался литолого-формационный метод. Тогда его основные замечания относились к Минусинской впадине; теперь объектом критики являются наши исследования в Кузнецкой впадине. «Минусинская серия» критических замечаний, доведенная до сведения большой аудитории, основывалась на положениях, которые в наших работах, по тем или иным причинам не понял наш оппонент. Однако эти непонятые им места он классифицировал как наши ошибки и даже как преднамеренные, в угоду идее искажения фактов. Один из авторов этих строк вместе с группой других сторонников литолого-формационного метода после работы комиссии в обстоятельной беседе с Г. Ф. Крашенинниковым разъяснил ему все недоумения. Так отпала серия многочисленных вопросов, во всяком случае, нам их автор сказал, что он все эти вопросы снимает. Теперь мы ответим на вопросы по Кузбассу.

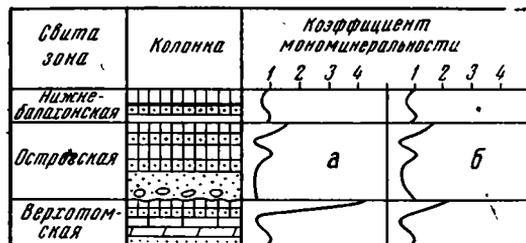
Первая группа замечаний относится к статье М. Н. Выродовой и Н. А. Лизалека (1962). В ней на схематическом разрезе (рис. 5) для осадков на границе верхотомской зоны и острогойской свиты Кузбасса показаны завышенные значения коэффициента мономинеральности. Это наша оплошность, на которую справедливо указал оппонент. На сводном графике по Кузбассу для верхотомской зоны были учтены данные только по одному Кондомскому разрезу. Но ведь эта ошибка не принципиальная, и в этом легко убедиться. На фиг. 1 нашей статьи показаны кривые коэффициента мономинеральности: старая (а) и исправленная (б). Новый вариант кривой позволяет провести границу

между осадочными сериями не менее отчетливо. Характер допущенной ошибки настолько ясен, что вряд ли имело смысл так подробно ее обсуждать и тем более делать далеко идущие выводы.

Нельзя также не согласиться с замечаниями о недостаточном количестве изученных разрезов и об отсутствии среди них некоторых стратотипических. М. Н. Выродова и Н. А. Лизалек опубликовали результаты своих двухлетних исследований и, естественно, многого сделать не могли. После этого наши работы в Кузбассе продолжались, и сейчас мы вместе с А. В. Ваном имеем возможность говорить о гораздо большем числе разрезов, в том числе и стратотипических. Этот материал подготовлен к

опубликованию. Он совершенно однозначно подтверждает правильность сделанных в 1962 г. выводов, в том числе и о границе серий между верхотомской зоной и острогской свитой. Однако имеется основание полагать, что и этому материалу наш критик не поверит. Поэтому мы решили обратиться к данным Т. Н. Процветаловой (1961), которым, судя по ссылке, Г. Ф. Крашенинников верит.

На фиг. 2 показаны разрезы острогской свиты, составленные по Т. Н. Процветаловой. По приведенным ею данным мы подсчитали коэффициент мономинеральности, изменение которого показано рядом с колонками<sup>1</sup>. Как видно из фиг. 2, кривые изменения коэффициентов для разрезов у дер. Ст. Балахонка (стратотипический разрез) и Северо-Ермаковской структуры близки. В разрезах у дер. Камешек и на р. Кондоме сопоставлены кривые коэффициента, рассчитанные по данным Т. Н. Процветаловой и опубликованные нами ранее (Выродова, Лизалек, 1962). Как видно, сходимость вполне удовлетворительная, и мы думаем, что это поможет нашему оппоненту разобраться в поднятом им вопросе. Тем более, что наши данные, нанесенные на фиг. 1, в опубликованной работе позволяют провести кривую, полностью совпадающую с кривой, построенной по данным Т. Н. Процветаловой.



Фиг. 1. Схематическая кривая изменения коэффициента мономинеральности по разрезу острогской свиты

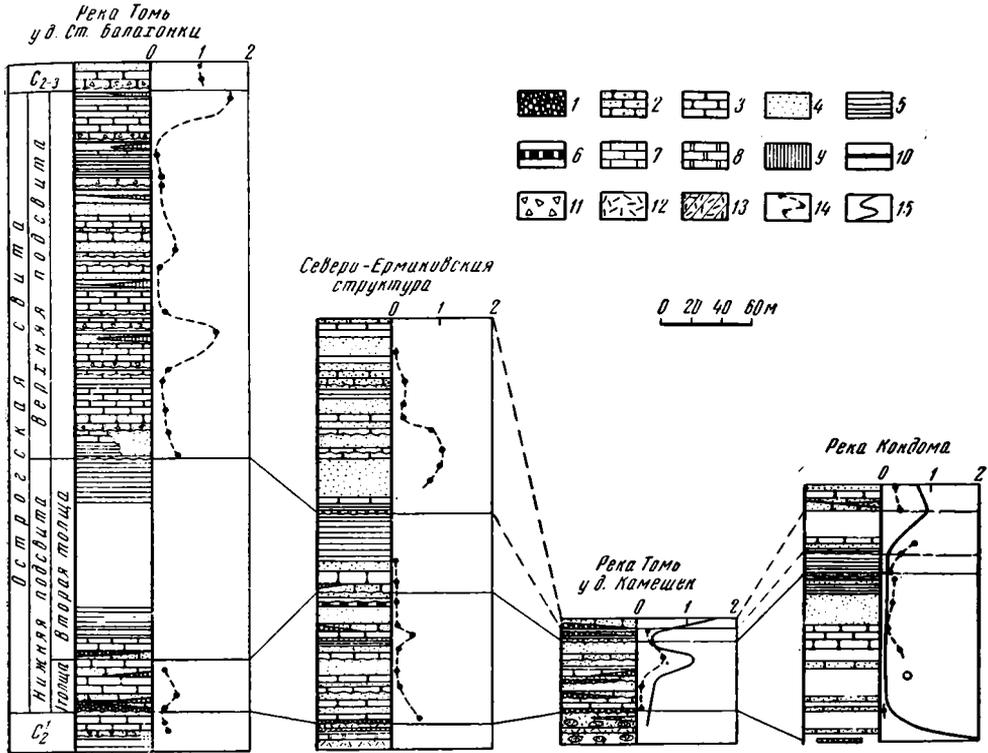
1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — мергели; 6 — угли; 7 — известняки; а — прежний вариант кривой коэффициента мономинеральности; б — исправленный вариант

По всем приведенным на фиг. 2 кривым, показывающим изменения коэффициента мономинеральности, можно видеть, что верхняя граница первой осадочной серии, проведенная нами в кровле острогской свиты, отмечается достаточно четко. Менее выражена нижняя граница в основании свиты. Это вытекает как из наших материалов, так и из материалов Т. Н. Процветаловой.

Далее Г. Ф. Крашенинников заявляет, что кривая, характеризующая изменения коэффициента мономинеральности для кузнецкой свиты, не вытекает из фактического материала конкретных разрезов. Этот материал графически был показан лишь на крупных разрезах. Разрезы же по отдельным свитам, изученным в других районах бассейна, на графиках не отражены, но результаты подсчета коэффициентов приведены в тексте (Выродова, Лизалек, 1962, стр. 97). Для пород кровли и основания кузнецкой свиты в г. Новокузнецке данные по коэффициенту мономинеральности приведены дополнительно. Можно подсчитать, что средние значения коэффициента для кровли составляют 1,95, для основания — 1,73. Таким образом, наш график полностью соответствует фактическому материалу. И, следовательно, несколько перефразируя Г. Ф. Крашенинкова, можно сказать, что сделанное им замечание скорее всего отражает его идею о недоброкачественности нашего материала, чем истинное положение вещей.

<sup>1</sup> К разряду устойчивых компонентов отнесен кварц; к неустойчивым — полевые шпаты, обломки эффузивных и осадочных пород и «выветрелые обломки». Исключение составила лишь группа метаморфических пород, в которую Т. Н. Процветаловой объединены кварциты (устойчивые) и слюдистые сланцы (неустойчивые), без указания количественных соотношений. На основании установленных соотношений между этими обломками в изученных нами разрезах, мы треть этой группы отнесли к устойчивым, остальные — к неустойчивым. Поскольку содержание обломков метаморфических пород изменяется в пределах 5—13% и лишь в единичных случаях достигает 15—23%, принятое нами соотношение не может существенно исказить характера кривой коэффициента мономинеральности. Как показали расчеты, она в принципе не изменится, даже в том случае, если мы эту группу целиком отнесли бы к устойчивым или к неустойчивым компонентам.

Теперь обратимся к коэффициенту терригенности для пород острогской свиты, который, как пишет наш оппонент, необоснованно нами завышен в ее основании с целью оттенить «идею с резкости границ в основании свиты» (стр. 155). А между тем характер кривой терригенности объясняется очень просто. Коэффициент терригенности, равный 0,6, показывает, что песчаники острогской свиты имеют 60% частиц размерностью более 0,01 мм. В подошве же свиты находится слой конгломератов, как это и показано на наших рисунках 1, 3, 5 и в тексте (Вырдова, Лизалек, 1962). Поскольку же галька



Фиг. 2. Минералого-петрографическая характеристика острогской свиты (составлено по материалам Т. Н. Прозвещаловой, 1961)

1 — конгломераты; 2 — песчаники разнозернистые; 3 — песчаники средне- и мелкозернистые; 4 — алевриты; 5 — аргиллиты, прослоями алевритистые; 6 — углистые аргиллиты; 7 — граувакки; 8 — доломиты; 9 — сидериты; 10 — угли; 11 — брекчии алевритов; 12 — туфы; 13 — известняки глинистые с примесью туфогенного материала; 14 — кривые изменения коэффициента мономинеральности, составленные нами по данным Т. Н. Прозвещаловой; 15 — кривые изменения коэффициента мономинеральности по М. Н. Вырдовой и Н. А. Лизалеку (1962)

конгломерата по своим размерам несомненно больше 0,01 мм, то коэффициент терригенности, естественно, возрастает до 0,9. Почему-то этого конгломерата Г. Ф. Крашенинников не заметил! Видимо и в этом случае он имел в виду отразить все ту же свою идею.

Только что разобранным замечанием все претензии к графикам по коэффициентам кончаются. На основании этих замечаний делается вывод, «что те 7 «серий», которые выделены в верхнепалеозойском разрезе Кузнецкого бассейна с помощью литолого-формационного метода, недостаточно обоснованы фактическим материалом» (стр. 156). Нетрудно заметить, что между выводом нашего оппонента и обоснованием его фактическим материалом «дистанция огромного размера».

У Г. Ф. Крашенинникова имеются поправки по распределению в разрезе и генезису каолинитов. Каолинит, по его мнению, в угленосной толще приурочен к угольным пластам, «имеет аутигенное происхождение и не связан с размывом каолиновой коры выветривания» (стр. 155). В отличие от нашего оппонента, мы не можем вопрос о каолинитах Кузбасса считать так просто и окончательно решенным. Понадобятся, очевидно, еще большие исследования, чтобы полностью разобраться в этой проблеме. Сейчас намечается два типа каолинитов, которые имеют различное происхождение. Преимущественно о каолинитах, связанных с угольными пластами, шла речь, когда мы писали,

что «большинство из каолининовых прослоев приурочено к пластам блестящего угля» (Выродова, Лизалек, 1962, стр. 103) и вслед за Ю. К. Горечким и Н. И. Наконником считали, что «...каолининовые образования возникли в результате диагенезиса» (там же). Кажется ясно. А на странице 104 был сделан следующий вывод: «В этом случае выделение осадочных серий по характеру распределения в разрезах глинистых минералов невозможно». На рис. 5 (Выродова, Лизалек, 1962) можно видеть, что никакой закономерности в распределении каолинита по разрезу нет и, естественно, мы не использовали его для выделения осадочных серий. Из сопоставления этих цитат с вышеприведенной цитатой из статьи Г. Ф. Крашенинникова видно, что он полностью присоединяется в этом вопросе к нашей точке зрения.

Другой тип каолинитов, который встречается в глинистых и песчаных породах и не связан с угольными пластами, описан В. И. Будниковым (1962а) в Заломненском районе Кузбасса, породы которого находятся на стадии начального эпигенеза, а угли относятся к газовым. В этом разрезе минеральный состав глин (включая чистые каолиниты) вместе с другими данными был использован для выделения мезоциклов и макроциклов (серий), так как было установлено закономерное распределение по разрезу глин разного состава. Для синхроничных отложений Верхнетерсинского района, породы которого находятся на стадии раннего метагенеза (по классификации А. Г. Коссовской), а угли относятся к тощим и антрацитам, каолиниты этого типа исчезают и в этом случае не могут быть использованы при выделении серий. Однако, несмотря на то, что при исследовании минерального состава глин Заломненского района были широко применены все методики (термический, рентгеновский, химический анализы и электронномикроскопическое изучение), а разрез достаточно детально охарактеризован образцами Г. Ф. Крашенинников не верит в полученные результаты. Он пишет: «...без подробных объяснений того, как это делалось, показанное на графике... приходится считать бездоказательным» (стр. 157). Ни малейших нововведений в расшифровку, скажем, рентгенограмм и пр. мы не делали, поэтому, какие подробные объяснения от нас требуются, мы не понимаем. Не печатать же в статье результаты многочисленных анализов. В ответ на «бездоказательность» распределения глин различного состава по разрезу приходится обратиться к исследованиям, где Г. Ф. Крашенинников знает «как это делалось». Так, в выполненной под его руководством работе А. Н. Волковой освещается минеральный состав глинистых фракций пород балахонской серии Кузбасса. В пределах описанного нами Заломненского района А. Н. Волковой изучен Змеинский разрез. Минеральный состав глинистых фракций пород этого разреза, показанный на ее рис. 4, приведен нами в несколько обобщенном виде на фиг. 3. На этом же рисунке показана и наша кривая, характеризующая минералогию глинистых фракций. Может быть, после сопоставления приведенных данных Г. Ф. Крашенинников не будет так строг и к нашему фактическому материалу?!

Совершенно непонятным является замечание Г. Ф. Крашенинникова о генезисе кремней, распространенных в карбонатных осадках девона и карбона Кузбасса. То, что эти кремнистые конкреции являются по своему образованию диагенетическими и эпигенетическими, достаточно ясно всем, однако это не снимает вопроса о коре выветривания как источнике кремнезема, необходимого для формирования этих конкреций.

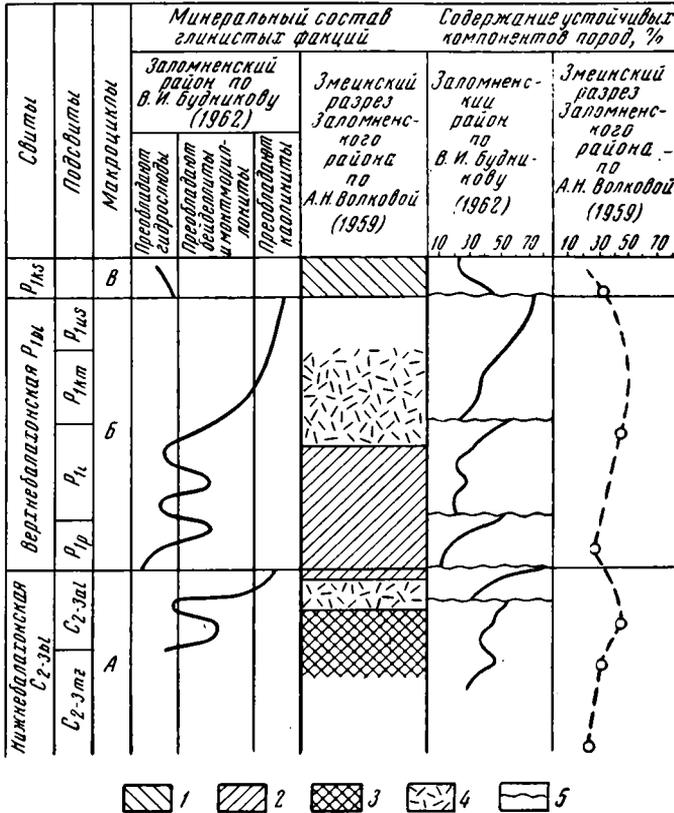
Раосматривая статью В. И. Будникова (1962а), оппонент подразделяет параметры, применяемые для выделения циклов, на три категории, изменения которых характеризуют периодический ход седиментации. Однако это деление проведено Г. Ф. Крашенинниковым искусственно и не отражает характера выполненных исследований. При изучении балахонских свит восточной части Кузбасса был применен ряд современных методов анализа осадочных толщ: метод фашиально-циклического анализа, разработанный Ю. А. Жемчужниковым (1947), количественный геохимический метод, предложенный Н. М. Страховым и Э. С. Залманзон (1955), фашиально-геохимический метод И. А. Юркевича (1958) и предложенный В. П. Казариновым литолого-формационный метод. Таким образом, сделанные выводы основываются не только на весьма большом количестве различных анализов, но и на применении различных методов. Все это наш оппонент обошел молчанием.

Итак, к первой категории параметров Г. Ф. Крашенинников относит средние коэффициенты угленосности микроциклов и их средние мощности. Эти параметры он считает неприемлемыми, так как они различны в разных районах Кузбасса. Это возражение основано на явном недоразумении. Мы никогда не выделяли и не пытались выделять циклы путем сопоставления абсолютных значений угленосности в разрезах разных районов или же на основании прослеживания изолиний равных мощностей элементарных циклов.

Одним из критериев выделения мезо- и макроциклов явилась давно подмеченная приуроченность максимальной угленосности (максимальной для данного мезоцикла, а не для всего разреза) к их верхним и средним частям. Было установлено, что и мощности элементарных циклов в общем закономерно изменяются: наибольшие их мощности свойственны нижней части мезоциклов, наименьшие — их верхней части. Подобный подход к выделению крупных циклов был применен И. А. Вылцаном (1959) и Э. М. Сен-

дерзоном (1961). Разница заключается лишь в названии выделенных циклов: одни называют их «макроциклами», а другие — «фазами углеобразования».

Ко второй категории параметров Г. Ф. Крашенинников относит «средние мощности аллювиальных толщ в основании микроциклов» и «максимальные амплитуды размывов». По его мнению, эти параметры отражают лишь нашу субъективную точку зрения, которая нами никак не аргументируется. Прежде всего об аргументации. Интересующие оппонента вопросы отражены в ряде работ В. И. Будникова (1961, 1962б). Мы:



Фиг. 3. Изменение минерального состава глинистых фракций и содержания устойчивых компонентов песчано-алевритовых фракций пород балахонской серии Заломненского района Кузбасса

Ассоциации: 1 — бейделлитовая; 2 — монтмориллонитовая; 3 — монтмориллонитовая и бейделлитовая; 4 — каолинитовая и каолинит-гидрослюдистая; 5 — размывы

полагаем, что, взявшись за критику нашего труда, Г. Ф. Крашенинникову следовало ознакомиться хотя бы с нашими основными работами. Требовать же разъяснения всех вопросов в одной статье специального назначения и, как всегда ограниченной в размерах по меньшей мере странно.

Учет наличия аллювиальных пород и амплитуд размыва представляется нам не только правомерным, но и обязательным. Заломненский и Верхнетерсинский районы в балахонское время располагались в непосредственной близости от основного устойчивого на протяжении длительного времени источника сноса обломочного материала — Кузнецкого Алатау. Эти районы то вовлекались в опускание и становились областями аккумуляции, то приключались к областям сноса и подвергались размыву. Естественно поэтому, что среди отложений балахонских свит этих районов широко развиты песчаные пачки аллювиального происхождения с четко выраженными размывами в основании. К такому же выводу пришли и другие исследователи восточной части Кузбасса (Вылцан, 1959; Кутуков, 1960 и др.). Ссылка нашего оппонента на

существование высказываний, отрицающих наличие аллювиальных отложений (стр. 156), вызывает недоумение. Упомянутые им работы В. И. Яворского и П. Ф. Ли (1954) и Г. Ф. Крашенинникова (1959) освещают материал по совершенно другим районам Кузбасса и поэтому, несмотря на всю их достоверность, для рассматриваемого нами района, вряд ли могут приниматься в расчет. Далее упомянута работа А. Н. Волковой, но какая именно, мы не знаем. Полагаем только, что это, очевидно, не автореферат диссертации (1962), выполненной под руководством Г. Ф. Крашенинникова, где без малого все породы балахонской серии Кузбасса, включая, конечно, и песчаники, отнесены к аллювиальным отложениям!

К третьей категории параметров отнесены коэффициенты мономинеральности и терригенности и минеральный состав глин. С глинами мы уже разобрались; рассмотрим остальное. Наши исследования показали, что для обоих изученных районов устанавливается четкое уменьшение сверху каждого выделенного мезоцикла средних коэффициентов терригенности пород и, соответственно, возрастание содержания устойчивых компонентов (кварца и кремнистых пород). Наиболее резкие изменения этих параметров отмечаются на границах макроциклов (серий). Только на этих уровнях в Заломненском районе Кузбасса установлены алевриты и песчаники, приближающиеся по своему составу к олигомиктовым. Во всех остальных частях разреза песчаники относятся к грауваккам. Выявленная закономерность настолько очевидна, что даже наш оппонент, как бы склоняясь к объективности, говорит о «крупном достижении в познании литологии угленосной толщи Кузнецкого бассейна» (стр. 156). Однако, видимо, по инерции, он тут же переходит к сожалениям и сомнениям, которые мешают ему поверить действительности. Сожаления относятся к тому, что мы не уделили достаточного внимания описанию установленной закономерности. Но это недоразумение. Одна треть статьи (стр. 115—118 и рис. 2 и 3) посвящена этому вопросу. Теоретические же положения рассмотрены в статье В. П. Казаринова, опубликованной в том же сборнике.

Сомнения относятся к достоверности наших исследований. Не является ли установленная нами закономерность «...результатом того, что в нижней части циклов содержание устойчивых компонентов определялось по шлифам песчаных пород...», а в верхней части циклов — по шлифам более тонкозернистых алевритовых пород. В них из-за их общей тонкой зернистости... обычно кажется, что возрастает содержание кварца» (стр. 156). Должны отметить, что вообще этот довод нами не использовался. Мы провели анализ изменения гранулометрического состава пород по 1017 шлифам, что позволило выбрать оптимальные условия отбора образцов для подсчета, чтобы исключить ошибку за счет разницы в гранулометрии. Подсчет произведен по 436 шлифам, изготовленным из мелкозернистых песчаников и крупнозернистых алевритов, равномерно освещающих всю толщу. В связи с тем, что различие в содержании устойчивых компонентов за счет разницы в гранулометрии близких фракций для одних и тех же участков составляет в среднем 5—10%, а содержание устойчивых компонентов для одних и тех же фракций по разрезу изменяется в 2, 3, 4 раза, невозможно за счет разницы в гранулометрическом составе получить приведенные нами кривые. Характер построенной нами кривой подтверждается также в общем виде и данными А. Н. Волковой (1959). На фиг. 3 видна примерная сходимость кривых даже несмотря на то, что многочисленные анализы обобщены ею в шесть групп и, естественно, не могут полностью отразить истинного хода кривых для всего разреза.

#### ЗАМЕЧАНИЯ МЕТОДИЧЕСКОГО ПОРЯДКА

Этим замечаниям посвящены 5 и 6 разделы статьи Г. Ф. Крашенинникова. Кроме того, замечания методического характера имеются в других разделах статьи.

Признавая справедливым замечание, что пора отказаться от термина «песчаниковый» цемент при описании конгломератов, нам кажется странным замечание по поводу определения «существенно кварцевый песчаник». Он пишет: «...почему у «существенно кварцевого песчаника» коэффициент мономинеральности всего коло 2,0? Едва ли правильно называть обломочную породу, в которой более 30% некарцевого обломочного материала «существенно кварцевой»» (стр. 155).

Как известно, по классификации Л. Б. Рухина (1961), породы, содержащие 60% кварца и 40% некарцевых обломков, относятся к полевошпатово-граувакковым *кварцевым* песчаникам. В классификации А. Г. Коссовской (1962) выделяется семейство кварцевых песчаников. К ним относятся все песчаники, содержащие кварца в которых более 50% и коэффициент кварцевости (близкий к нашему коэффициенту мономинеральности) всегда более единицы. Правильно ли выделение такого семейства пород? Безусловно. Все они характеризуются тем, что кварц в них является основным, самым важным порообразующим минералом. Слово «существенный» по словарю русского языка означает: «составляет сущность, важный, значительный». В таком смысле термин «существенно кварцевый песчаник» для разностей с коэффициентов мономинеральности около 2,0 вполне правомерен.

Далее Г. Ф. Крашенинников высказывает сомнения в правильности определения коэффициента мономинеральности, поскольку «в составе обломочного материала песчаных и алевролитовых пород часто преобладают мелкозернистые агрегаты, которые лишь с большой натяжкой можно отнести как к «устойчивым», так и к «неустойчивым» зернам» (стр. 158). В самом деле, возможны ли ошибки при подсчете минерального состава пород? Да, возможны. И, очевидно, петрографы-осадочники при использовании обычных оптических средств наблюдения долго не достигнут абсолютно правильного определения пород в обломках во всех случаях. Кроме того, при подсчетах сказываются и субъективные особенности исследователей. Но это несколько не означает, что не следует проводить подсчеты минерального состава осадочных пород. Ведь как вышеупомянутые классификации песчаников и алевролитов, так и другие основаны на количественном учете минерального состава пород. Как же литологи определяют кремнекlastиты, пиробикластиты, бикластиты и т. д., которые выделяются по классификации М. К. Калинин? Именно подсчетом минерального состава. При различных палеогеографических построениях такие подсчеты проводятся как в шлифах, так и в иммерсионных препаратах (и в тяжелой, и в легкой фракциях). Во всех указанных нами случаях перед исследователями стоит более сложная задача, чем при определении коэффициента мономинеральности, так как требуется не только определение состава пород в обломках, но и количественный их учет. И на основе таких подсчетов литологи делают очень широкие выводы. При подсчете же коэффициента мономинеральности обломки пород подразделяются всего на две группы: обломки кремнистых и обломки алюмосиликатовых пород. Это значительно более легкая задача, и вероятность ошибки уменьшается в несколько раз. Имеет значение и то, что для выделения осадочных серий решающим является не абсолютная величина коэффициента мономинеральности, а его относительное изменение по разрезу. Ошибки в подсчетах коэффициента, обусловленные, как правило, индивидуальными особенностями исследователя, являющиеся поэтому более или менее постоянными, систематическими, могут сказываться на абсолютных величинах коэффициента, но не влияют заметно на характер его относительного изменения по разрезу.

Все вышесказанное по поводу подсчета коэффициента мономинеральности полностью относится и к примеси пирокластического материала в породах. В «Справочном руководстве по петрографии осадочных пород» (1958) приводится следующая классификация пирокластических пород: туф — количество пирокластического материала в породе более 90%; туффит — 90—30%; туфогенная порода — 30—10%. И литологи успешно пользуются этой классификацией, несмотря на ошибки, имеющиеся в подсчетах. Поэтому мы не можем поддержать Г. Ф. Крашенинникова в его утверждениях, что осадочная порода с некоторой примесью пеплового материала не пригодна для исследований литолого-формационным методом.

Лишено оснований и заявление Г. Ф. Крашенинникова о том, что при подсчетах коэффициента мономинеральности для пород нижнего карбона и девона Минусинской впадины мы пользовались пирокластическими компонентами и, следовательно, получили заведомо искаженную картину.

Девонские и нижнекаменноугольные отложения Южно-Минусинской впадины, как известно, обстоятельно изучались многими исследователями. Нижнекаменноугольные отложения, которые рассматривает в своей статье наш критик, наиболее подробно описаны М. И. Грайзером и И. С. Боровской (Чочиа и др., 1958). Они показали, что толща сложена туфовыми и осадочными породами. Последние представлены песчаниками, алевролитами, известняками, часто с фауной. Поэтому странно воспринимаются строки Г. Ф. Крашенинникова «...каким способом такие прослои (осадочных пород.— В. Б., Н. Л.) определялись и как они вообще могли образоваться в вулканогенной в целом толще?» (стр. 157). Ни у нас, ни у наших многочисленных предшественников, судя по их работам, не возникло особых затруднений при разделении горизонтов туфовых и осадочных пород. Разница в микроскопическом облике тех и других пород достаточно ясна и неоднократно иллюстрирована микрофотографиями (Чочиа и др., 1958, стр. 83—97; Акульшина и др., 1960, стр. 122—123). Вопросу о чередовании вулканогенных и осадочных пород с объяснениями причины этого посвящена, как известно, большая литература.

В работе по Южно-Минусинской котловине (Акульшина и др., 1960) совершенно ясно написано, что образцов из туфогенных горизонтов не бралось. Более того, для выявления существенно туфовых пород, было просмотрено 900 шлифов, после чего такие породы «из дальнейшего изучения были исключены» (Акульшина и др., 1960, стр. 11).

Г. Ф. Крашенинников, ссылаясь на наш рис. 6 (там же, стр. 55), указывает, что многие точки отбора образцов приходятся на прослои туфовых пород. Нескольких таких точек действительно есть. Но ведь в масштабе чертежа невозможно показать всех тех прослоев осадочных пород, из которых отбирались образцы. Это же совершенно ясно.

Следует, наконец, отметить, что, если бы наш критик оставался на позициях объективности, он бы увидел, что результаты наших исследований в Минусинской впа-

дине в дальнейшем были сопоставлены с результатами аналогичных исследований в разновозрастных толщах других впадин Алтае-Саянской области. Так, Н. Н. Предтеченский и Э. Н. Янов (1963), которые не принадлежат к нашему коллективу и не могут, очевидно, быть обвинены в предвзятой идее, убедительно показали правильность наших выводов.

Далее Г. Ф. Крашенинников объясняет, что монтмориллонит может появляться в осадках не только в результате размыва продуктов коры выветривания, как это думают сторонники литолого-формационного метода, но и в результате преобразования пепловых пород. «В частности,— пишет он,— в Кузнецком бассейне доказано, что монтмориллонит появляется в значительном количестве там, где в разрезе присутствует пепловый материал, например, в Крапивинском районе... Этого также не учитывают авторы литолого-формационного метода» (стр. 158). Вся курьезность сделанного заявления заключается в том, что бентониты в Кузбассе были впервые обнаружены геологами ЗСГУ и нами при проведении работ литолого-формационным методом. Нами же впервые было показано, что обнаруженные монтмориллониты генетически связаны с пепловым материалом (Алехина, 1960; Будников и др., 1960; Будников и др., 1961). И мы же, оказывается, этого не учитываем! Вот к каким неудобным положениям приводит критика, основанная на незнании фактического материала.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог критическим замечаниям, сделанным Г. Ф. Крашенинниковым по адресу теоретических и практических основ литолого-формационного метода, мы видим, что он, этот итог, равен почти нулю. Таким образом, и вторая серия его вопросов, поднятых в статье, должна быть снята с обсуждения (как отмечалось выше, первая серия вопросов была снята Г. Ф. Крашенинниковым в беседе с нами после семинара в мае 1964 г.). Понятно, поэтому, что рекомендации, сформулированные им в заключении, нельзя рассматривать серьезно.

Литолого-формационный метод является, как известно, продуктом длительного труда большого коллектива новосибирских литологов. За последние годы этот метод начал творчески применяться литологами не только в Сибири, но и в ряде других районов нашей страны. Можно ли думать, как это делает наш критик, что нас всех объединила работа по натягиванию предварительно «преобразованных» фактов на каркас предвзятой идеи? Думаем, что нет. Полагаем, что, рассмотрев все поднятые Г. Ф. Крашенинниковым вопросы, мы показали несостоятельность его идеи о нашей научной недобросовестности. В наших работах, конечно, есть ошибки. Мы их находим и стараемся исправлять. Но ведь ошибок не бывает лишь у тех, кто стоит на одном месте. Не лучше ли Г. Ф. Крашенинникову начать серьезную проверку метода на конкретных разрезах? Это будет творческий путь, который, как мы думаем, сделает нас единомышленниками.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Акульшина Е. П., Бгатов В. И., Казаринов В. П., Косолобов Н. И. Закономерности осадконакопления в девоне и нижнем карбоне Южно-Минусинской котловины. Гостоптехиздат, 1960.
- Алехина Л. П. О монтмориллонитовых породах ишановской подсветы Заломненской депрессии Кузбасса. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 9, 1960.
- Будников В. И. Литология, стратиграфия и условия образования отложений балахонской серии в восточной части Кузбасса в связи с поисками нефти, газа и других полезных ископаемых. Автореферат диссертации. Томск, 1961.
- Будников В. И. Роль литологических методов при расчленении и корреляции угленосных отложений Кузбасса. Осадочные серии палеозоя Сибири. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 16, 1962а.
- Будников В. И. Отношение пиритового железа к органическому углероду в породах, как показатель условий осадконакопления. Геология и геофизика, № 6, 1962б.
- Будников В. И., Казанский Ю. П., Лежнин А. И. Открытие бетонитов в Кузбассе. Докл. АН СССР, т. 131, № 6, 1960.
- Будников В. И., Казанский Ю. П., Лежнин А. И., Ядренкин В. М. Кузбасские бентониты. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 25, 1962.
- Волкова А. Н. Сравнительная литологическая характеристика балахонской серии юга и севера Кузнецкого бассейна. Вопросы геологии Кузбасса, т. II, вып. 99, 1959.
- Волкова А. Н. Вещественный состав и условия накопления балахонской серии Кузнецкого бассейна. Автореферат диссертации. Москва, 1962.
- Вылцан И. А. Фациальные особенности и цикличность угленосных отложений Кузбасса. В сб. «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Кузбасса». Тр. СНИИГГИМС, вып. 4. 1959.
- Выдорова М. Н., Лизалек Н. А. Осадочные серии палеозойских отложений Куз-

- нецкой впадины. Осадочные серии палеозоя Сибири. Тр. СНИИГГИМС, вып. 16, 1962.
- Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. Гостоптехиздат, 1962.
- Жемчужников Ю. А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения. Тр. Ин-та геологических наук АН СССР, вып. 90, угольн. сер., № 2, 1947.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гос-топтехиздат, 1958.
- Казаринов В. П. Осадочные серии и тектонические фазы палеозоя Сибири. Тр. СНИИГГИМС, вып. 16, 1962.
- Конторович А. Э., Прозорович Г. Э. Новые данные по литологии и геохимии мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности в связи с палеогеографией. Геология и геофизика, № 3, 1963.
- Коссовская А. Г. К вопросу о классификации песчаных пород по минералогическому составу. Уч. зап. ЛГУ, № 310, сер. геол., вып. 12, 1962.
- Крашенинников Г. Ф. Некоторые закономерности размещения и состава балахонской серии на юге Западной Сибири. Вопр. геол. Кузбасса, т. II, вып. 99, 1959.
- Кутуков А. В. Условия образования осадков балахонской серии Заломненской депрессии Кузбасса в связи с поисками нефти и газа. Тр. СНИИГГИМС, вып. 13, 1960.
- Литолого-формационный метод (тезисы докладов). Изд. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1964.
- Предтеченский Н. Н., Янов Э. Н. Методы анализа цикличности осадконакопления и осадочные серии девона Саяно-Алтайской области. Геология и геофизика, № 10, 1963.
- Процветалова Т. Н. Острогская свита Кузнецкого бассейна и условия ее образования. Изд. АН СССР, 1961.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1961.
- Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. I, II, Гостоптехиздат, 1958.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1955.
- Сендерзон Э. М. Распределение углей в продуктивной толще Кузнецкого бассейна. В сб. «Ученые Сибири — Кузбассу», 1961.
- Чочиа Н. Г., Беляжкова Е. Е., Боровская И. С. и др. Геологическое строение Минусинских межгорных впадин и перспективы их нефтегазоносности. Гостоптехиздат, 1958.
- Юркевич И. А. Исследования по методике фациально-геохимического изучения осадочных пород. Изд. АН СССР, 1958.
- Яворский В. И. и Ли П. Ф. Геология и генезис угленосных отложений Кузнецкого бассейна. Госгеолтехиздат, 1954.

Сибирский научно-исследовательский  
институт геологии, геофизики  
и минерального сырья  
Новосибирск

Дата поступления  
17.II.1965

УДК 553.1

## ЕЩЕ РАЗ ОБ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ

*Ю. П. КАЗАНСКИЙ*

В статье «О так называемом литолого-формационном методе» Н. М. Страхов (1964) подверг резкой критике классификацию формаций, предложенную мною для апт-палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности (Казанский, 1963 б). Основные критические замечания Н. М. Страхова в адрес предлагаемой классификации сводятся к следующему: 1) в статье вместо формаций описаны стратиграфические подразделения (свиты, толщи и пр.); 2) развитие тектонических структур и развитие элювия — процессы, не связанные и в классификации взаимозаменяемые, а поэтому классификация по этапам развития и разрушения кор выветривания не может быть принята; 3) в латеральных рядах формаций этапы формирования и размыва кор выветривания располагаются в беспорядке.

К сожалению, ни с одним из этих заключений согласиться нельзя. Это станет ясным, если рассмотреть каждый из них подробно. Начнем с первого. Утверждение, что в статье формаций описаны стратиграфические единицы, Н. М. Страхов заканчивает следующим замечанием: «...такой прием выделения «формаций» не нов и не специфичен для новосибирских литологов; его употребляет, вероятно, 99% всех, кто пользуется этим термином... И от того, что прежние свиты, толщи, пакки новосибирцы и другие именуют формациями — они все же не стали формациями в том смысле, какой предусматривается определением этого понятия» (Страхов, 1964, стр. 150). Такое заявление ставит читателя рецензии в затруднительное положение, так как не известно, какое определение этого термина предусматривается. Их существует несколько. Так, Н. С. Шатский (1960) осадочной формацией называет «...естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пакки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности» (стр. 3). Далее он отмечает, что «...особенности этих сообществ связаны с особенностями развития крупных тектонических структур земной коры» (там же, стр. 4). Близкие определения дают А. В. Пейве, Б. М. Келлер, Н. П. Херасков, Н. А. Штрейс и др. Как известно, Н. С. Шатский выделял глауконитовые, фосфоритовые и другие формации.

Н. М. Страхов (1960) осадочными формациями называет «...ландшафтно-тектонические сообщества пород...» (стр. 89). Он понимает формации значительно шире, чем другие исследователи. Так, например, им выделяется верхнемеловая формация на Русской платформе, в которую включены, кроме толщи пишущего мела, кремнистые породы, глауконитовые и кварцевые пески (Страхов, 1956). Какое же из этих двух различных представлений считать общепринятым? В рецензии этот вопрос остается открытым. Определение, предлагаемое в моей статье (формации — петрографо-фациальные комплексы, отражающие развитие крупных тектонических структур), по формулировке и существу ближе к определениям тектонистов Геологического института АН СССР.

Придерживаясь определения, данного в статье, я специально обратил внимание читателя на то обстоятельство, что объем формаций обычно не совпадает со стратиграфическими подразделениями. Это видно из следующей цитаты: «Для описываемого района в тех случаях, когда разрез богат органическими остатками, определяющими возраст, удается установить, что границы формаций, как правило, секут биостратиграфические рубежи» (стр. 18). Вероятно, на это не обратил внимания автор рецензии. Ссылка на геологов-съемщиков и стратиграфов, которые выделяют толщи и свиты по петрографическим признакам, сделанная Н. М. Страховым, уместна в том смысле, что они действительно вынуждены при недостаточном палеонтологическом материале коррелировать разрезы по любым отличиям, которые намечаются между толщами. В то же время в работах стратиграфов очень часто можно обнаружить, что одинаковые петрографические признаки толщ при значительном удалении разрезов могут встречаться в достаточно разновозрастных интервалах. Что они собой представляют? Это, вероятно, не удастся установить росчерком пера. Их принадлежность к свитам или формациям будет решаться в каждом конкретном случае отдельно.

Если обратиться к фактическому материалу по Западно-Сибирской низменности, то можно привести в качестве примера поведения формаций в разрезе верхнемеловую железорудную формацию, описанную как в статье, так и в работе, ссылка на которую приведена там же (Казанский, 1960). Эта формация мощностью около 200 м состоит из нескольких рудных пластов, переслаивающихся с железистыми песчаниками, и отвечает, согласно унифицированной схеме, верхней части ипатовской, всей славгородской и нижней части ганькинской свит. Если проследить стратиграфическое положение нижнего рудного пласта, то на западе он оказывается турон-коньякским, а на востоке — сантонским. Формационный характер этого образования очевиден. Аналогичные примеры можно привести и для других формаций. Чтобы закончить вопрос, что такое формация, остановлюсь еще на одном замечании Н. М. Страхова. Он считает, что в самом определении не ясно, как следует понимать термин «крупная структура». Он пишет, в частности, что «еще сложнее обстоит дело в геосинклинальных зонах, где совсем не ясно, считать ли крупными структурами миогеосинклинали в противоположность эвгеосинклинали или же отдельные депрессии внутри миогеосинклиналей и эвгеосинклиналей» (стр. 149). Эта неясность устраняется названием критикуемой статьи, из которой видно, что район, для которого разработана и применена классификация, располагается в центральной части Западно-Сибирской низменности, являющейся эпигерцинской платформой. В статье нигде не предлагается распространить классификацию на какие-либо другие районы, в том числе и на геосинклинали. С другой стороны мною однозначно указано (Казанский, 1963, стр. 18), что под крупной структурой подразумевается вся платформа.

Второе и наиболее значительное замечание по классификации относится к замене тектонического признака, который дан в определении этапами формирования и раз-

мыва кор выветривания в классификационной таблице. По этому поводу Н. М. Страхов пишет: «... развитие тектонической структуры и развитие элювия — это ведь совершенно различные и совсем не взаимозаменяемые понятия. Этапы развития тектонической структуры — это этапы ее видоизменения и прогрессивного усложнения. Скажем, вначале складка была небольшой и слабо выраженной, симметричной, потом стала асимметричной, потом разбилась сдвигами, сбросами и т. д. Этапы развития коры — это последовательное физическое и химическое изменение верхней полосы пород, выходящих на поверхность. Тектоническое строение региона отнюдь не видоизменяется от того, что тонкая пленка элювия то появляется на структуре, то исчезает» (стр. 149). Отрицание связи между тектоническим развитием района и образованием коры выветривания — это, вероятно, новое теоретическое положение Н. М. Страхова. До этого он писал следующее: «Фактором, контролирующим возникновение в одних случаях гумидных формаций полимиктового типа, в других — олигомиктовых, является тектонический режим формациеобразующего ландшафта (курсив мой — Ю. К.). Полимиктовые накопления отвечают эпохам интенсивных движений земной коры, высокому рельефу и интенсивной механической денудации водосборных площадей... Олигомиктовые комплексы формировались в совершенно иной физико-географической обстановке. Они возникли внутри тех седиментационных участков гумидных зон, рельеф водосборных площадей которых сnivelирован, а климат отличался не только влажностью, но и теплотой. Низкий рельеф страны обуславливал ослабление механической денудации и создавал большие возможности для химического выветривания материнских пород» (Страхов, 1960, стр. 97; 1963, стр. 114—115).

Хотя процитированное высказывание характеризует проблему в самом общем виде, из него вытекает, что в 1963 г. Н. М. Страхов считал возможным выделение двух основных типов гумидных формаций (полимиктовых и олигомиктовых) в зависимости от климата и тектоники, комбинация которых определяет интенсивность выветривания. В разбираемом случае, на примере Западно-Сибирской низменности, влияние выветривания в областях сноса на характер осадконакопления особенно отчетливо заметно. Коры выветривания, корни которых описаны многочисленными исследователями на склонах Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау, Кольвань-Томской зоны и других крупных структур обрамления низменности, не являются тонкой пленкой, как утверждает автор рецензии, а имеют мощности, равные десяткам, а местами сотням метров, т. е. они полностью сопоставимы по мощностям с синхронными по возрасту мезозойскими и палеогеновыми отложениями.

Образование коры выветривания, таким образом, является крупным геологическим событием, отражающим медленное воздымание складчатого обрамления низменности и ослабления эрозии на значительных площадях этих районов. В областях седиментации, шлейфами, окаймляющими районы развития кор выветривания, накапливались сравнительно маломощные олигомиктовые песчано-глинистые комплексы осадков, выделенные как терригенно-олигомиктовые формации. В ряде случаев для восточной части Западно-Сибирской низменности удалось доказать синхроничность во времени терригенно-олигомиктовых формаций и кор выветривания (сеноман — турон, турон — нижний сенон, палеоцен — эоцен). В глубь области осадконакопления терригенно-олигомиктовые формации обычно переходят в маломощные кремнистые формации. Следовательно, медленным поднятием в областях формирования кор выветривания отвечали медленные прогибания и замедленная седиментация в зоне осадконакопления.

Терригенно-олигомиктовые и кремнистые формации, образовавшиеся в эпохи возникновения кор выветривания в условиях слабого размыва, в разрезе переслаиваются с комплексами континентальных и морских осадков, отличающимися большей мощностью в 1,5—3 раза и большим разнообразием типов пород. Эти комплексы выделены как формации, отвечающие эпохам усиленного размыва выветрелых пород в областях складчатого обрамления, которые в это время испытывали усиленное воздымание. Из вышесказанного следует, что этапы формирования и размыва кор выветривания на крупных структурах складчатого обрамления низменности отражают интенсивность колебательных движений этих структур. Неодинаковая скорость поднятий структур обрамления синхронична неравномерному прогибанию прилегающих участков Западно-Сибирской низменности. Таким образом, введение в классификационную таблицу этапов развития и разрушения кор выветривания дает возможность учесть особенности тектонического развития как зоны осадконакопления, так и прилегающих крупных структур складчатого обрамления.

Указание о влиянии выветривания на состав осадочных формаций имеется в рецензии. Это сводится к следующему: «...явления размыва всегда сопровождают процессы выветривания. И если скорость размыва будет приблизительно равна скорости выветривания, возникнут терригенно-полимиктовые формации с материалом, лишь очень слабо выветрелым. Если скорость размыва заметно меньше скорости выветривания, возникнут мезомиктовые, а при опережении размыва выветриванием — формации олигомиктовые» (стр. 149—150). Сравнение высказываний Н. М. Страхова в 1963 и 1964 гг. показывает, что в более позднем отсутствует «тектонический режим формациеобразующего ландшафта», место которого занимает размыв. Однако в этой форме мож-

но согласиться с тем, что при малой скорости размыва в области седиментации возникают олигомиктовые формации. При этом нельзя не сделать вывод о том, что при такой резкой разнице скоростей размыва и выветривания на водосборах неизбежно должны накапливаться элювиальные продукты. При усилении размыва, при активизации тектонических движений из этих районов в эпоху седиментации будет поступать материал, обогащенный кварцем, каолинитом, а иногда — гидроокислами железа и алюминия. Чем, спрашивается, в этом случае позиция Н. М. Страхова отличается от предложения разделять гумидные формации Центрального Приобья на две группы, отвечающие этапам формирования и размыва коры выветривания и почему это разделение «лишено основания и не может быть принято»? Понять это невозможно.

Еще большее недоумение вызывает третье замечание Н. М. Страхова, когда он приводит примеры распределения формаций по площади. Он увидел в статье латеральный формационный ряд, в котором в беспорядке перемежаются формации, отвечающие как этапам формирования, так и размыва кор выветривания. В качестве примера он приводит ряд, в котором от берега в сторону моря сменяются: 1) железорудная; 2) кремнистая и 3) терригенно-глинистая формации. Такого ряда в статье не существует. Его можно при желании вывести из таблицы 2, но она, как об этом свидетельствует заголовок, является схемой классификации формаций. Кроме таблицы 2 в рассматриваемой статье имеется текст и фиг. 2, в которых приведены латеральные формационные ряды, отличающиеся от описанных автором рецензии. На стр. 23—29 рассмотрены семь латеральных рядов, три из которых отвечают эпохам формирования, а четыре — эпохам размыва кор выветривания. Во всех случаях к областям развития кор выветривания примыкают синхроничные по возрасту терригенно-олигомиктовые формации, которые в глубь зон седиментации обычно переходят в кремнистые формации. Исключение составляет сеноманский латеральный ряд, в котором терригенно-олигомиктовая формация к западу и северо-западу переходит в терригенно-полимиктовую, сложенную продуктами размыва слабыветрелых пород западной окраины Сибирской платформы. Во всех формационных рядах, отвечающих эпохам размыва кор выветривания, отсутствуют как терригенно-олигомиктовые, так и кремнистые формации. Таким образом, в распределении формаций нет беспорядка, нет произвольного отнесения одних и тех же формаций к эпохам образования и размыва кор выветривания.

В связи с этим приходится удивляться той манере критики, которая, как видно из вышесказанного, основывается или на новых, еще неопубликованных взглядах Н. М. Страхова, часто отличных от его прежних представлений, или на своеобразном способе изложения содержания рецензируемой статьи. Можно также удивляться тому приему, который применен автором рецензии, когда из нескольких публикаций одного автора выбирается одна статья, на основании чего делаются выводы о схематичном описании формаций, отсутствии фациальных карт, разрезов и т. д. В то же время почему-то игнорируются материалы тех работ, в которых эти сведения приводятся. Так, в 1963 г. была опубликована монография (Казанский, 1963 а), в которой приводятся подробная петрографо-минералогическая, фациальная и другие характеристики осадочных формаций того же района. Описание иллюстрируется разрезами скважин, литолого-фациальными картами, картами терригенно-минералогических ассоциаций, схемами распределения глинистых и аутигенных минералов.

В заключение еще раз необходимо подчеркнуть, что без учета влияния развития водосборов невозможно изучать состав платформенных отложений, вообще, и осадочных формаций, в частности.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Казанский Ю. П. Верхнемеловая оолитовая железорудная формация Центрального Приобья. Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК, пробл. 20, 1960.  
 Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья. Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 18, 1963а.  
 Казанский Ю. П. Осадочные формации и серии апт-альбских, верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений центральной части Западно-Сибирской низменности. Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 20, 1963б.  
 Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1956.  
 Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I. Изд. АН СССР, 1960.  
 Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.  
 Страхов Н. М. О так называемом литолого-формационном методе. Литология и полезные ископаемые, № 6, 1964.  
 Шатский Н. П. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1960.

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья  
 Новосибирск

Дата поступления  
 17.II.1965 г.

УДК 549.1

## ОБЗОР РАБОТ ШКОЛЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА СТРАСБУРГСКОГО УНИВЕРСИТЕТА ПО ИЗУЧЕНИЮ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ (1962—1964 гг.)

*А. Г. КОССОВСКАЯ*

В 1962—1964 гг. вышли три монографии, посвященные генезису глинистых минералов, выполненные в Геологическом институте Страсбургского ун-та. Это — фундаментальный труд проф. Ж. Милло (Millot, 1964) «Геология глин» и работы его сотрудников и учеников Ж. Лука (Lucas, 1962) «Видоизменения глинистых минералов в процессе осадконакопления» и Т. Камец (Camez, 1962) «Изучение эволюции глинистых минералов в почвах умеренного климата».

Данные работы, особенно это относится к монографии Ж. Лука, дали важный фактический материал для обоснования и развития теоретических взглядов Ж. Милло на генезис глинистых минералов и представляют интерес для самостоятельного разбора.

Работы Ж. Лука и Т. Камец выполнены на основе детального рентгеноструктурного исследования. Оба автора уделили большое внимание смешанно-слоистым минералам и предложили удачную и простую схему расшифровки основных типов неупорядоченных смешанно-слоистых минералов в рядах: иллит — хлорит, иллит — вермикулит — монтмориллонит и хлорит — вермикулит — монтмориллонит. К сожалению, нигде не фиксировалось к какому типу: диоктаэдрическому или триоктаэдрическому принадлежит иллит. Это привело к неясностям. В частности, в работе Т. Камец выделяются два основных типа профилей выветривания. В первом — это главным образом почвы, развитые на различных осадочных, часто известковых породах, сверху вниз по профилю наблюдается увеличение иллита и уменьшение хлорита и монтмориллонита. Во втором — это подзолы, развитые как на кристаллических породах, так и на различных песчаниках наблюдается обратная картина: содержание иллита снизу вверх уменьшается, иногда в верхнем горизонте он совсем исчезает; появляются хлорит, вермикулит и смешанно-слоистые «подвижные» минералы и увеличивается их количество.

Автор не дает объяснения этим разным типам профилей и читателю остается попытаться объяснить их самостоятельно. Можно предположить, что в первом типе почв, развитых на осадочных породах, присутствовали устойчивые мусковитовые слюды, увеличение содержания которых было связано с относительным обогащением за счет исчезновения менее стойких при выветривании хлорита и монтмориллонита. Как известно, второй ряд типичен для выветривания очень нестойких биотитовых слюд — обычного компонента кристаллических пород. Определение принадлежности иллитов материнских пород к диоктаэдрическому или триоктаэдрическому типу позволило бы достоверно ответить на этот оставшийся неясным вопрос.

Общий вывод Т. Камец сводится к тому, что в умеренном климате, в молодых слабо эволюционировавших почвах изменений глинистых минералов практически не происходит; изменения существенны только в почвах, прошедших глубокую эволюцию.

Объектом исследования Ж. Лука явились глины триасового эвапоритового комплекса Франции, Испании и Марокко. Особенностью этих глин является высокое содержание в них хлорита и разнообразных смешанно-слоистых образований хлорито-вермикулито-монтмориллонитового ряда. Наряду с неупорядоченными смешанно-слоистыми минералами часто встречается корренсит (упорядоченное чередование хлорит-монтмориллонита или хлорита — разбухающего хлорита), приуроченный чаще всего к глинам соленосных пачек. Автор подчеркивает однотипность состава триасовых глин во всех изученных им районах. Добавим, что близкий состав глин установлен в триасе Германии Липпманом (Lippman, 1956); им же впервые обнаружен и описан корренсит.

Ж. Лука устанавливает четкую закономерность в распределении глинистых минералов в водоемах: в прибрежных участках наибольшее распространение имеет иллит, сменяющийся при движении к центру бассейна неупорядоченными смешанно-слоистыми минералами и далее корренситом; в центральных частях бассейна широко развит хорошо окристаллизованный хлорит, близкий к пеннину. Опираясь на полученные данные, Ж. Лука предлагает выделить среди глинистых минералов три основные группы: 1) обломочные, унаследованные от материнских пород; 2) трансформированные; 3) новообразованные.

Большое внимание уделяется группе трансформированных минералов. Трансформация может осуществляться путем «деградации» и «аградации». В первом случае, имеющем место при континентальном выветривании, происходит как бы «раскрытие» решеток минералов, выражающееся в первую очередь в разрушении межслоевых про-

межутков у слюд и хлоритов, и появление различных смешанно-слоистых образований и минералов с подвижным характером структуры. Во втором случае при агрегации, осуществляющейся в основном в морских бассейнах и водоемах с повышенной минерализацией вод, происходит «закрывание» решеток и образование за счет подвижных и смешанно-слоистых минералов иллитов и хлорита. К новообразованным Ж. Лука относит минералы, возникающие непосредственно из растворов в бассейне седиментации: таковыми являются, например, аттапульгит и сепиолит, распространенные в триасовых отложениях Марокко.

Выделение группы трансформированных минералов имеет большое значение для дальнейшего развития представлений о генезисе глин и широко использовано в монографии Ж. Милло.

В книге Ж. Милло обобщен большой фактический материал, полученный главным образом в течение последних лет (включая 1962 г.) по минералогии, распространению и генезису глинистых минералов. В разделах, посвященных генезису, автор уделяет много внимания новым результатам экспериментальных работ по искусственному выветриванию и синтезу глинистых минералов.

Общее положение, которому подчинено основное содержание книги, это то, что понять происхождение глинистых минералов можно, установив характер первичного обломочного материала, что достигается методами петрографии, и установлением положения глин в фаціальном цикле при помощи палеогеографического анализа.

В первой главе автор дает краткая характеристика основных типов простых и смешанно-слоистых глинистых минералов; очень подробно охарактеризованы, в частности, глаукониты. Завершается глава классификацией глинистых минералов.

Во второй главе автор рассматривает некоторые тектурные и минералогические особенности глин осадочного и гидротермально-вулканического происхождения. Приводятся интересные данные о различном характере изменений пеплового материала в зависимости от расстояния от центра извержения. Так, например, по данным Гастюш и де Кимпа (Gastuche, de Kimpe, 1961), изучавших изменения вулканического пепела вулкана Ниамураджира в Конго, в 20 км от вулкана грубый пепел был преобразован в телевидную массу с  $pH=7$ , давшую при рентгеноструктурном изучении слабые рефлексы в 14, 10 и 7 Å; в 50 км от вулкана более тонкая пепеловая масса представляла смесь галлуазита и каолинита с  $pH=5$ , а в 75 км присутствовал неупорядоченный каолинит.

Третья глава посвящена геохимии гидросферы. В ней приводятся сведения по гидратации различных катионов в водных растворах, новые экспериментальные материалы Вей и Сифферта (Wey, Siffert, 1961) по растворимости окислов алюминия и кремния в воде, некоторые данные по гидролизу силикатов.

В четвертой главе автор разбирает вопрос о положении глин в почвах, принадлежащих разным климатическим зонам, и в различных осадочных породах. Выделяются основные генетические группы глин, которые разбираются в главах V, VI и VII: 1) глины физического выветривания и почв; 2) глины континентальных осадков; 3) глины морских осадков.

В главе пятой, посвященной почвам, подробно разбираются процессы физического выветривания; особый интерес представляют экспериментальные материалы последних лет по искусственному, физическому и химическому выветриванию кристаллических пород — Педро (Pedro, 1961), Биро (Bigot, 1961) и др. Далее с многочисленными примерами рассматривается минеральный состав и условия возникновения ассоциаций глинистых минералов в почвах холодного, умеренного «атлантического» и теплого климата. Большое внимание уделяется латеритным профилям выветривания. В этом разделе, помимо сводки материалов последних десяти лет по изучению латеритных почв экваториальной Африки, приводятся также результаты экспериментов по моделированию процессов латеритизации.

В следующей главе рассматривается состав глин континентальных отложений различного генетического типа: ледовые и элювиальные отложения, осадки рек и эстуарий, красноцветные толщи, угленосные серии и др. Основной вывод, к которому приходит автор, заключается в том, что в вышеназванных типах отложений абсолютно преобладают глинистые минералы услажденного типа, т. е. обломочные. В угленосных комплексах так называемые «underclay» подугольные глины, отличающиеся часто повышенным содержанием каолинита и существенным изменением глинистых минералов, присутствующих в других породах толщи (уменьшение содержания слюд, возрастание смешанно-слоистых образований и др.), представляют не что иное, как древние почвы.

Сведения, приводимые Ж. Милло, неполны. Исследования глин угленосных толщ, проведенные в СССР, показывают, что в платформенных условиях при медленной седиментации происходит глубокая трансформация первичных глинистых минералов и приспособление их к различным фаціальным обстановкам, свойственным угленосным бассейнам. Обломочный состав глинистых минералов сохраняется почти неизменным, в мощных угленосных молассах, формировавшихся в условиях быстрой седиментации (Коссовская, Шутов), 1964.

Зональность в распределении глинистых минералов в морских водоемах, установленную многими авторами на различных объектах (в частности, многочисленными исследованиями осадков Мексиканского залива) Ж. Милло склонен объяснить совместным влиянием различных скоростей осаждения глинистых минералов и их трансформацией. Как известно, эта зональность выражается в нередком присутствии каолинита в дельтах и эстуариях, постепенном убывании и исчезновении его при движении к центральному участку бассейна. В этом же направлении происходит уменьшение монтмориллонита, появление смешанно-слоистых минералов и основное увеличение содержания иллита в хлорите. Присутствие каолинита в периферийных участках бассейна связано, по мнению автора, с большей скоростью его осаждения. Уменьшение содержания, а иногда и исчезновение монтмориллонита при движении в глубь бассейна определяется малой скоростью его осаждения и постепенной трансформацией в процессе осадконакопления сначала в смешанно-слоистые образования, а затем в хлорит и иллит. Различные смешанно-слоистые минералы рядов иллит — вермикулит — монтмориллонит или хлорит — вермикулит — монтмориллонит претерпевают агрегацию, т. е. в большей или меньшей степени «восстанавливают» свою решетку до первичных иллита или хлорита.

В главе седьмой Ж. Милло рассматривает глины различных типов морских отложений: терригенных, терригенно-карбонатных и терригенно-соленосных. При описании терригенных серий, главным образом на примере пенсильванских и миссисипских отложений Иллинойса (Glass, Potter, Siever, 1956, 1958; Stoin, Narain, 1960), автор обращает внимание на наблюдающиеся в ряде случаев различия между составом глинистых минералов в цементе — песчаников и в сланцах. Отличный состав цемента объясняется наложенными изменениями при циркуляции растворов в диагенезе. (Под диагенезом понимается весь период от осадконакопления до метаморфизма — А. К.). Приводятся очень интересные собственные наблюдения автора о тормозящем влиянии нефти на перекристаллизацию цемента песчаных пород. На примере нефтеносных кембрийско-ордовикских отложений Сахары показано, что в нефтеносных горизонтах основным минералом цемента песчаников является каолинит; иллит присутствует в подчиненном количестве. В песчаных породах, находящихся за контуром нефтеносности, цементирующим минералом служит иллит. Автор считает, что изучение характера и степени перекристаллизации глинистого цемента песчаников нефтяных месторождений может дать важные сведения о времени прихода нефти в пласт, путях ее миграции и в известной мере служить критерием для поисковоразведочных работ<sup>1</sup>.

Суммируя материалы по изучению терригенно-глинистых серий Ж. Милло подчеркивает, что основными факторами, определяющими состав глинистых минералов в породах является: а) наследование первичного обломочного состава; б) его трансформации. Относительная значимость того или другого фактора зависит от скорости накопления и среды седиментации. (Добавим, — и от степени устойчивости или приспособленности того или другого глинистого минерала к соответствующей среде — А. К.). Новообразованные глинистые минералы при терригенной седиментации не образуются.

В карбонатно-глинистых сериях сохраняются оба вышеупомянутых фактора, однако трансформации минералов принадлежит уже значительно большая роль. Чем более высокой минерализацией обладают воды бассейна, тем в большей степени начинают преобладать процессы трансформации. При хемогенной седиментации в морских бассейнах, соленых и содовых озерах и лагунах появляются и начинают играть доминирующую роль новообразованные глинистые минералы — аттапульгит, сепиолит и монтмориллонит. Обломочные минералы, если они присутствуют, испытывают глубокую трансформацию.

На примере мела Франции, изучавшегося автором, пермо-триаса Франции, Испании и Марокко (Ж. Лука, 1962) и третичных отложений Западной Африки, Милло рисует обстановку возникновения новообразованных глинистых минералов. Особенно наглядные материалы приводятся по работам Сланского (Slansky, 1959), изучавшего мел и третичные отложения Западной Африки. Краткое содержание этих работ сводится к следующему: в эпоху развития мощных латеритных кор на континенте в морские бассейны вносятся большие количества растворенного кремнезема и, отчасти, алюминия, включаются в химическую седиментацию. В зависимости от большей или меньшей концентрации солей в бассейне могут последовательно формироваться монтмориллонит, аттапульгит и сепиолит. В ряде разрезов эоцена Того и Сенегала устанавливается отчетливая ритмичность в распределении названных минералов, выдерживающаяся на больших расстояниях и отражающая определенные этапы истории развития третичного бассейна Западной Африки. Любопытно отметить, что иногда в описываемых отложениях встречается на первый взгляд трудно генетически объяснимая ассоциация каолинита, монтмориллонита и магнезиальных силикатов. Присутствие ее связано со спорадическим поступлением в бассейн седиментации с континен-

<sup>1</sup> К аналогичным выводам пришел Г. Фухтбауэр (Füchtbauer, 1963), изучавший юрские и меловые отложения северной части Ф. Р. Г.

та не только растворенных веществ, но и обломочных продуктов коры выветривания.

В восьмой главе как бы суммируются материалы предшествующих глав и разбирается характер распределения и изменения глинистых минералов на примере ряда мощных серий осадочных пород, начиная от чисто терригенных образований и кончая хомогенными осадками.

Девятая глава посвящена растворимости кремнезема в природных водах и характеристике процессов окремнения и окварцевания. Эта глава содержит ряд новых материалов по структурной и электронномикроскопической характеристике опала, халцедона и аутигенного кварца осадочных пород, но непосредственно с глинистыми минералами не увязана.

В трех последних главах автор излагает свои взгляды на генезис глинистых минералов. Здесь подытоживаются материалы, изложенные в предыдущих разделах. В главе, где разбираются вопросы аутигенного минералообразования, дается подробная сводка работ последнего десятилетия по экспериментальному синтезу глинистых минералов.

Книга Ж. Милло, написанная на высоком научном уровне, с обобщением обширных современных материалов по минералогии глин различных типов осадочных отложений и экспериментальным работам, бесспорно, представляет большой интерес для широкого круга литологов и минералогов, занимающихся изучением глин.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадкообразования. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1964.
- Biró P. Contribution a l'étude de la desagregation des roches. Centre Docum. Universit. Paris, 1961. Caillere.
- Caméz T. Etude sur l'évolution des minéraux argileux dans les sols des régions tempérées. Mem. Serv. Carte Geol. Als. Lor. N 20, 1962.
- Fürshtbauer H., Goldschmidt H. Beobachtungen zur Tonmineral—Diagenese Intern. Clay Conference, 1963.
- Gaustuche M., de Kimpé C. La genèse des minéraux argileux de la famille du kaolin. Coll. Intern. C. N. R. S., 105 pp. 57—81, 1961.
- Class H. D., Potter P. E., Siever R. Clay mineralogy of some basal pennsylvanian sandstones, clays and shales. Bull. Am. Assot. Petrol. Geol. 40, pp. 750—754, 1956.
- Class H. D. Clay mineralogy of pennsylvanian sediments in southern Illinois. Clays and clay minerals (Sth Nat. Conf. pp. 227, 241, 1958).
- Lippman F. Clay minerals from the röth member of the triassic near Göttingen. J. Sed. Petrol. 26, pp. 125—129, 1956.
- Lukas G. La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. Mem. Serv. Carte Geol. Als. Lor. N 23, 1962.
- Millot G., Geologie des argiles. Paris, 1964.
- Pedro G. An experimental study on the geochemical weathering of cristalline rocks by water. Clay Minerals Bull., 4, 26, pp. 99, 107, 1961.
- Slansky M. Contribution a l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo. These Sci. Nancy, 355, p. 1959.
- Smoth T. W., Narain K. Clay mineralogy of pre—Pennsylvanian sandstones and Shales of the Illinois basin. Illinois State Geol. Surv. 286, 287, 1960.
- Wey R., Siffert B. Reaction of the silica monomoléculaire en solution avec les ions  $Al^{+3}$  et  $Mg^{+2}$ . Coll. Intern. C. N. R. S., 105, pp. 11—23, 1961.

Геологический институт АН СССР  
Москва

Дата поступления  
16.VI.1965

## МЕТОДИКА

УДК 549.1

### К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ ПО МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ

*И. Ф. КАШКАРОВ, Ю. А. ПОЛКАНОВ*

При проведении разнообразных литологических исследований ответственная роль отводится изучению физических свойств минералов. При этом часто важно знать не среднее значение какого-либо физического параметра, а количественное распределение того или иного минерала по физическим свойствам (Коссовская и др., 1962). Значительный интерес представляют количественные распределения по таким основным свойствам, широко используемым при характеристике и разделении минералов, как удельный вес и магнитная восприимчивость. Изучению дисперсии удельного веса минералов посвящен ряд опубликованных работ (Кац, 1962; Кац, Шутов, 1963; Давидич, Еременко, 1964 и др.). Магнитная восприимчивость минералов обычно характеризуется средними значениями, реже — размахом значений (Адян, Никитин, 1962; Гребенникова, 1961 и др.), тогда как сведения по количественному распределению минералов по магнитной восприимчивости в литературе отсутствуют.

**Распределение минералов по магнитной восприимчивости**

Магнитная восприимчивость, $10^{-6}$ ед CGSM	Весовой выход, %					
	Ильменит	Ставролит	Рутил	Дистен	Силлиманит	Циркон
< 2,15	—	—	64,0	75,88	84,98	97,20
2,15	—	0,71	35,7	23,80	14,70	2,50
7,2	—	0,02	0,03	0,02	0,05	0,02
12,0	0,01	0,02	0,06	0,02	0,02	0,01
15,0	0,01	0,15	0,08	0,02	0,02	0,03
16,8	0,06	1,2	0,06	0,05	0,08	0,04
22,0	0,51	5,2	0,06	9,08	0,05	0,07
22,8	0,85	73,4	Ед. зн.	Ед. зн.	—	Ед. зн.
33,0	12,6	17,8	Ед. зн.	—	—	—
58	76,2	1,2	—	—	—	—
201	8,7	0,2	Ед. зн.	0,08	0,07	0,06
> 201	1,06	0,1	Ед. зн.	0,05	0,03	0,07
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Средняя магнитная восприимчивость	79,6	23,5				

**Примечание:** Исследовалась тяжелая фракция, полученная разделением рудоносных песков в бромформе. Общий вес тяжелой фракции составлял около 150 г. Материал был разделен на 12 фракций на лабораторном электромагнитном сепараторе 1386 СЭ. Магнитная восприимчивость измерена методом Гуи.

При достаточном количестве исследуемого терригенного материала (десятки — сотни граммов) количественное распределение минералов по магнитной восприимчивости может определяться следующим образом. Изучаемый песчаный материал дробно фракционируется на лабораторном электромагните или электромагнитном сепараторе, обычно применяемых в минералогической практике (удобно пользоваться лабораторным индукционно-роликовым электромагнитным сепаратором типа 1386 СЭ завода Геоприборцветмет). Постепенно снижая напряженность магнитного поля уменьшением силы тока в обмотках электромагнита, последовательно отделяют фракции, отличающиеся по магнитным свойствам.

Полученные фракции подвергаются детальному исследованию. Количественным минералогическим анализом устанавливается распределение минералов по фракциям (%). Затем методом Гуи, видоизмененным применительно к минералогической практике, замеряется магнитная восприимчивость каждой фракции. Описание установки и детали методики измерения магнитной восприимчивости изложены в работах Г. Л. Адян и К. К. Никитина (1962) и А. А. Вальтера и Г. К. Еременко (1963, 1964).

Значительное количество проанализированных фракций, последовательно выделенных электромагнитной сепарацией, позволяет получить достаточно дробное распределение минералов по магнитным свойствам.

Описанный способ удобен в том отношении, что позволяет исследовать распределение по магнитной восприимчивости сразу нескольких минералов, входящих в состав исходного песчаного материала.

Для примера приводятся результаты изучения распределения по магнитной восприимчивости тяжелых минералов (см. таблицу) одной из третичных россыпей Среднего Приднпровья.

Количественные распределения минералов по магнитной восприимчивости, помимо их значения для оценки возможности разделения минералов магнитной сепарацией (что важно не только при литологических исследованиях, но и при технологической оценке россыпей), очевидно, могут использоваться для корреляции песчаных толщ при проведении различных палеогеографических построений.

#### ЛИТЕРАТУРА

- А д я н Г. Л., Н и к и т и н К. К. Определение магнитной восприимчивости минералов. В кн.: «Физические методы исследования осадочных пород и минералов». Изд. АН СССР, 1962.
- В а л ь т е р А. А., Е р е м е н к о Г. К. Об измерении магнитной восприимчивости минералов. Теоретические и генетические вопросы минерал. и геохимии. Изд. АН УССР, 1963.
- В а л ь т е р А. А., Е р е м е н к о Г. К. Магнитометрическое исследование состояния церия в бритолите. Зап. Всес. минерал. о-ва, 2 серия, ч. 93, 1964.
- Г р е б е н н и к о в а О. Т. К методике изучения вещественного состава технологических проб древних титано-циркониевых россыпей. Тр. Иргиредмета, вып. 10: Госгортехиздат. 1961.
- К а ц М. Я. Новые методы исследования минералов по их удельным весам. В кн.: «Физические методы исследования осадочных пород и минералов». Изд. АН СССР, 1962.
- К а ц М. Я., Ш у т о в В. Д. Удельный вес обломочных зерен кварца и его использование в качестве корреляционного признака песчаных пород. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1963.
- К о с с о в с к а я А. Г., Ш у т о в В. Д., К а ц М. Я. О направлении методических работ в минералогии осадочных пород. В кн.: «Физические методы исследования осадочных пород и минералов». Изд. АН СССР, 1962.

Институт минеральных  
ресурсов Госгеолкома СССР  
г. Симферополь

Дата поступления  
19.IV.1965

## ОТ РЕДАКЦИИ

В работе И. Ф. Кашкарова и Ю. А. Полканова приведен опыт измерения кривых распределения зерен ряда минералов по магнитной восприимчивости. Они делили образцы на индукционно-роликовом сепараторе типа 138-б, а магнитную восприимчивость измеряли методом Гуи. Авторы считают, что для указанной цели минералы можно делить на любом «лабораторном электромагните или электромагнитном сепараторе, обычно применяемых в минералогической практике». С этим нельзя согласиться, так как большая погрешность разделения минералов будет явно не соответствовать сравнительно малой погрешности измерения магнитной восприимчивости методом Гуи. По-видимому, для целей измерения кривой распределения зерен данного минерала по магнитной восприимчивости правильнее делить образцы на изодинамических магнитных сепараторах, которые сейчас выпускаются Ленинградским заводом «Геологоразведка» с маркой СИМ-1.

В литературе опубликованы как результаты разделения минералов на изодинамических магнитных сепараторах на фракции различной магнитной восприимчивости (при различных силах тока в электромагните), так и метод расчета магнитной восприимчивости каждой выделенной фракции, исходя из градуировки изодинамического сепаратора (Tille Kirkpatrick, 1955; Flinter, 1959; Кац, Резников, Баранов, 1962; Баранов и др., 1965). Это значит, что всю кривую распределения можно измерить на изодинамическом сепараторе, не привлекая, кроме сепаратора, еще методику измерения магнитной восприимчивости образца. Измерять магнитную восприимчивость методом Гуи можно более точно, чем на изодинамическом сепараторе. Так что правильнее делить образец на изодинамическом сепараторе, а магнитные восприимчивости выделенных фракций измерять методом Гуи.

---

**БИБЛИОГРАФИЯ**  
**ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ**  
**В ЗАРУБЕЖНЫХ ЖУРНАЛАХ, ПОСТУПИВШИХ**  
**В БИБЛИОТЕКУ ОТДЕЛЕНИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ АН СССР**  
за март — июнь 1965 г.

- Allen J. R. L. Первичная линейная ориентировка нижнего красного песчаника (де-вон) бассейна Англо-Уэлш. *Sedimentology*, v. 3, No 2, 1964.
- Allen J. R. L. Осадконакопление с подветренной стороны мелких подводных песчаных волн: экспериментальное исследование. *J. Geol.*, v. 73, No 1, 1965.
- Allen V. T. and Sherman G. D. Генезис гавайского боксита. *Econ. Geol.*, v. 60, No 1, 1965.
- Behrens E. W. Палеогеографическая реконструкция для известняковой части Глен Роуз, Центральный Техас. *Sedimentology*, v. 4, No 1/2, 1965.
- Beněš K., Palas M. Проявления радиоактивного метаморфизма угля в Чехословацкой части Нижне-Силезского угольного бассейна. *Věst. Ustrěd. ústavu Geol.* г. XXXIX, с. 3, 1964.
- Biernat S. Рассеянные элементы как корреляционные показатели горизонтов глубинных вод флишевого нефтяного поля. *Věst Ustrěd. ústavu Geol.*, г. XXXIX, с. 3, 1964.
- Bolduan H., Hösel G., Sippel H. Вольфрамитовые месторождения около Ауэ и Лаутер (Рудные горы). *Geologie*, No 6/7, 1964.
- Buchheim W. Правило минералогической фазы с учетом химических реакций. *Geologie*, No 6/7, 1964.
- Buczek H., Stankiewicz J. Месторождения каменного угля восточного Калимантана (Борнео) и Западной Суматры. *Věst. Ustrěd. ústavu Geol.*, г. XXXIX, с. 3, 1964.
- Budkiewicz M. Каолиновые месторождения Польской Народной Республики. *Przeł. geol.*, г. XII, No 5, 1964.
- Chlebowski R. Бентонит в верхнеордовикских породах в синклинали Бардо в Свентокшиских горах. *Przeł. geol.*, г. XII, No 4, 1964.
- Chowdhury M. K. R. and Gupta S. P. D. Рудные месторождения медного пояса Кетри, Раджастан, Индия. *Econ. Geol.*, v. 60, No 1, 1965.
- Dabrowski A. Возможности применения гравиметрических исследований в поисках и разведке бурогольных залежей в Польской Народной Республике. *Przeł. geol.*, г. XII, No 3, 1964.
- Domaszewska T. Месторождения и эксплуатация золота в Нижней Силезии. *Przeł. geol.*, г. XII, No 4, 1964.
- Duane D. B. Значение угла наклона в современных осадках пролива Западного Памбико, северная Каролина. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No 4, 1964.
- Ewing M., Ewing J. I., Talmani M. Распределение осадков в океанах. Средне-Атлантический водораздел.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 75, No 1, 1964.
- Freeman T. Водорослевые известняки нижнепенсильванской серии, Центральный Техас. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 75, No 7, 1964.
- Friedman G. M. Ранний диагенез и литификация в карбонатных осадках. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No 4, 1964.
- Gilluly J. Атлантические осадки, скорость эрозии и эволюция континентального шельфа: некоторые размывления. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 75, No 6, 1964.
- Glazek J. Обучение геологов в Северном Вьетнаме. *Przeł. geol.*, г. XII, No 6, 1964.
- Glover J. E. Этап в изучении диагенетических текстур. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No 4, 1964.
- Głowacki E., Karnowski P. Условия аккумуляции битумов в зоне предкарпатского миоцена между Пшемислем и Тарновэм. *Przeł. geol.*, г. XII, No 3, 1964.
- Gorzynski Z., Romykala J. Новые находения огнеупорных глин в окрестностях г. Севеж. *Przeł. geol.*, г. XII, No 5, 1964.

- Grant-Mackie J. A. and Lowry D. C. Верхнетриасовые осадки Киретере, юго-западный Аукланд, Новая Зеландия. Часть I. Подводное оползание свиты норриан. *Sedimentology*, v. 3, No 4, 1964.
- Graupner A. Каолины и каолиновые дериваты пестрого песчаника в Тюрингии и Золлинге. *Geologie*, No 6/7, 1964.
- Hallam A. Происхождение известняково-сланцевого ритма синего лейаса Англии. *J. Geol.*, v. 72, No 2, 1964.
- Hewett D. F. Жилы гипогенных окисных марганцевых минералов на юго-западе США. *Econ. Geol.*, v. 59, No 8, 1964.
- Hirschmann G., Neuhoef G. Взаимоотношения между явлениями выветривания и условиями залегания нижнего кембрия в районе Людвигсдорфа (Гёрлицкие сланцевые горы). *Geologie*, No 5, 1964.
- Hutta J. J. and Wright H. D. Включения урана и серебра в гидротермально-интегрированном свинце. *Econ. Geol.*, v. 59, No 6, 1964.
- Iijima A. Распределение хрома в четвертичных осадках Хоккайдо и его применение для палеогеологического изучения. *Sedimentology*, v. 3, No 2, 1964.
- Irving E. and Major A. Остаточное намагничивание после осадкообразования в синтетическом осадке. *Sedimentology*, v. 3, No 2, 1964.
- Jaworski A. Наземные проявления солёности на площади соляного купола в Ругузне около Лодзи. *Przegl. geol.*, т. XII, No 3, 1964.
- Jones R. L. and Beavers A. H. Магнитная восприимчивость как средство характеристики и дифференциации лёсса. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No 4, 1964.
- Kalwa M., Ropaska H., Tokarski Z. Соотношение минерального состава и некоторых физических свойств кирпичных глин. *Przegl. geol.*, т. XII, No 5, 1964.
- Kislow A. Солёносные отложения района Бохня-Бжеско по геофизическим данным. *Przegl. geol.*, т. XII, No 5, 1964.
- Klimczak E. Пестрые глинистые сланцы из Мендзыбродзе как сырьё строительной керамики. *Przegl. geol.*, т. XII, No 6, 1964.
- Kolago K. Работа польских специалистов в горной промышленности Марокко. *Przegl. geol.*, т. XII, No 3, 1964.
- Kostecki J. Научно-техническая конференция в г. Катовице, посвященная направлениям поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. *Przegl. geol.*, т. XII, No 3, 1964.
- Kowalski W. С. Исследования глинистых минералов в инженерной геологии. *Przegl. geol.*, т. XII, No 6, 1964.
- Krygier P. Характеристика рудоносных пород Ченстоховского бассейна для нужд горного строительства. *Przegl. geol.*, т. XII, No 4, 1964.
- Kukal Z. Диагностические признаки палеозойских дельтовых осадков центральной Богемии. *Sedimentology*, v. 3, No 2, 1964.
- Lepp H. and Goldich S. S. Происхождение докембрийских железорудных образований. *Econ. Geol.*, v. 59, No 6, 1964.
- Looff K. M. and Hubert J. F. Определение изменчивости косої слоистости палеотечений в пенсильванском песчанике, Миссури. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No 4, 1964.
- Mabesoone J. M. Происхождение и возраст песчаных рифов Пернамбуко (северо-восточная Бразилия). *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No 4, 1964.
- Masag P. et Ek C. Любопытное явление эрозии в фаменском ярусе: мараван песчанников в Шамбралле (Бельгийские Арденны). *Sedimentology*, v. 4, No 1/2, 1965.
- Maneckí A. Новые вяжущие материалы для цементирования минералов при изготовлении микроскопических препаратов. *Przegl. geol.*, т. XII, No 4, 1964.
- Miller W. E. and Hill W. E., Jr. Метод для постоянной установки порошкообразных образцов для рентгенографических анализов. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No 4, 1964.
- Mohan K. and Prakash Dh. Изучение огнеупорных глин Банзи, юго-западного Мирзапура, Уттар Прадеш. *Econ. Geol.*, v. 59, No 6, 1964.
- Mohr P. A. Генезис кембрийских марганцевых карбонатных пород северного Уэльса. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No 4, 1964.
- Mroczkowski W. F. Заметки о значении удельного веса плотных пород и грунтов. *Przegl. geol.*, т. XII, No 3, 1964.
- Osika R., Znosko J. Магнетитовые месторождения района Кируна и Гэливаре в северной части Швеции. *Przegl. geol.*, т. XII, No 3, 1964.
- Passaga R. Изображение размерности зерен системой «СМ» как геологический метод. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No 4, 1964.
- Picha F. Марганцевые руды палеогена центральных Карпат и их генезис. *Věst. Ústřed. ústavu Geol.*, т. XXXIX, No 4, 1964.
- Pirkle E. C., Yoho W. H. and Allen A. T. Происхождение кремнистых песчаных отложений района Лэйк Уэлс Ридж, Флорида. *Econ. Geol.*, v. 59, No 6, 1964.
- Piwoski M. Нахождение горного мела в окрестности Равич (севернее Вроцлава). *Przegl. geol.*, No 5, 1964.

- Raag J. E. M. de, Reading H. G. and Walker R. C. Циклическое осадконакопление в нижневестфальском ярусе северного Девона, Англия. *Sedimentology*, v. 4, No 1/2, 1965.
- Rasul S. H. Марганцевые руды Шивражпура, округа Панч Махалс, штат Джугарат, Индия. *Econ. Geol.*, v. 60, No 1, 1965.
- Rühle E. Десятилетие деятельности Комиссии по запасам полезных ископаемых Центрального геологического управления ПНР. *Przegl. geol.*, г. XXI, No 4, 1964.
- Runcorn S. K. Палеомагнитные данные докембрийских осадочных пород на западе США. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 75, No 8, 1964.
- Schoep R. Глинистые минералы силурийских оолитовых железных руд штата Нью-Йорк. *J. Sedim. Petrol.*, v. 34, No 4, 1964.
- Schtereu K. D., Martinow S. L., Lewterew R. K. Минерализованные воды Болгарии. *Věst. Ustréd. ústavu Geol.*, г. XXXIX, No 1, 1964.
- Schubert C. Данные распределения песчаных зерен по крупности зерна при абразионных процессах. *Sedimentology*, v. 3, No 4, 1964.
- Seyfarth H. H. Туфы нижнего красного лежня на юго-востоке Тюрингского леса. *Geologie*, No 5, 1964.
- Siever R., Beck K. C. and Berner R. A. Состав поровых вод современных осадков. *J. Geol.*, v. 73, No 1, 1965.
- Slanska J. Заметки о петрографии олиго-миоценовых слоев бассейна Требу (Виттинграй). *Věst. Ustréd. ústavu Geol.*, г. XXXIX, No 3, 1964.
- Snelling N. J., Hamilton E. I., Drysdall A. R. and Stillman C. J. Обзор определений геологического возраста Северной Родезии. *Econ. Geol.*, v. 59, No 6, 1964.
- Stoch L. Минералогические исследования керамических и огнеупорных глин. *Przegl. geol.*, г. XII, No 5, 1964.
- Swidzinski H., Wdowiarg S. VI Конгресс Карпато-Балканской геологической ассоциации в ПНР. *Przegl. geol.*, г. XII, No 4, 1964.
- Szyslo D. Глинистые минералы познанских глин. *Przegl. geol.*, г. XII, No 5, 1964.
- Tatsumoto M. and Patterson C. Изучение возраста цирконовых и полевшпатовых концентраций из Франконского песчаника (верхний Кембрий). *J. Geol.*, v. 72, No 2, 1964.
- Terruggi E. M. Новое и значительное месторождение осадочного аналцима. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No 4, 1964.
- Tokarski Z. Глинистое сырье в ПНР. *Przegl. geol.*, г. XII, No 5, 1964.
- Turnau Morawska M. Успехи петрографии осадочных пород за 20 лет Народной Польши. *Przegl. geol.*, г. XII, No 6, 1964.
- Van den Bussche H. K. J. and Houbolt J. J. H. C. Керн для опробования прибрежных песков. *Sedimentology*, v. 3, No 2, 1964.
- Van N. Dorr II, J. Супергенные железные руды Минас Герас, Бразилия. *Econ. Geol.*, v. 59, No 7, 1964.
- Van N. Dorr II, J. Происхождение высокопроцентных гематитовых руд Минас Герас, Бразилия. *Econ. Geol.*, v. 60, No 1, 1965.
- Weber J. N., Williams E. G. and Keith M. L. Палеофациальное значение углеродного изотопного состава сидеритовых включений в некоторых сланцах пенсильванского возраста. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No 4, 1964.
- Williams G. Некоторые взгляды на ветровую сальтацию частиц пород. *Sedimentology*, v. 3, No 4, 1964.
- Wohlmann E. Фотометрическое определение вольфрама в присутствии молибдена. *Geologie*, No 6/7, 1964.
- Wolf K. H. Петрография и палеофациальная обстановка девонских водорослевых известняков Нового Южного Уэльса. *Sedimentology*, v. 4, No 1/2, 1965.
- Wright H. E. Происхождение озер в горах Чуска северо-западнее Нью-Мехико. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 75, No 7, 1964.
- Wright M. D. Цементация и состав жернового песчаника центральных Пеннин, Англия. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No 4, 1964.
- Wyurwicka K., Gajewski Z. Возможность выявления новых залежей писчего мела в районе Корницы. *Przegl. geol.*, г. XII, No 4, 1964.
- Wyurwicki R. Сферолиты Свентокушского рэта и лейаса. *Przegl. geol.*, г. XII, No 3, 1964.
- Young R. G. О необыкновенной осадочной структуре из формации Кармел. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No 4, 1964.
- Young R. G. Трещиноватость галек песчаника в террасовом цементированном грави. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No 4, 1964.
- Zelichowski A. M. Каменноугольные отложения в основании Предсудетской моноклинали. *Przegl. geol.*, г. XII, No 5, 1964.

# Принимается подписка на 1966 год на журнал

## ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК СССР (Индекс 70244)

«Доклады Академии наук СССР» — один из старейших советских научных журналов. На его страницах публикуются сообщения о наиболее существенных результатах работ в области физико-математических, технических, химических, геологических и биологических наук.

Журнал печатает оригинальные, еще не опубликованные результаты научных исследований, имеющих характер новизны — теоретической или методологической.

В работе журнала принимают участие виднейшие ученые Советского Союза и ряд ученых зарубежных стран. Рассчитан на квалифицированных специалистов: математиков, физиков, химиков, геологов, биологов.

Общий годовой объем журнала — 576 печ. листов.

Журнал выходит каждые 10 дней — по 1, 11, 21-м числам месяца.

В год выходит 36 номеров, объединяемых в шесть томов.

Сводное издание выпускается также с шестью коленкоровыми папками с тиснением. (Индекс 70245).

Начиная с 1965 года, наряду со сводным изданием журнала, выходят его отдельные серии, каждая из которых в каталоге «Союзпечати» имеет свой индекс: Биология (индекс 70249); Геология (индекс 70250); Математика, физика (индекс 70251); Химия (индекс 70252).

Содержание каждой серии полностью совпадает с содержанием отдельных частей сводного издания.

### Подписная цена на год:

Сводный том	за 36 номеров — 51 р. 84 к.
Сводный том с 6-ю коленкоровыми папками с тиснением	за 36 номеров — 54 р. 24 к.
Серия — Математика, физика	за 12 номеров — 18 руб.
Серия — Химия	за 12 номеров — 14 р. 40 к.
Серия — Геология	за 12 номеров — 9 р. 72 к.
Серия — Биология	за 12 номеров — 9 р. 72 к.

*Подписка принимается в пунктах подписки «Союзпечать», отделениях связи, городских и районных узлах связи, почтамтах, общественных и распространителями печати на предприятиях, в учреждениях и организациях.*

*Подписка принимается также конторами и магазинами «Академкнига» и Центральной конторой «Академкнига» по адресу: Москва, Центр, Б. Черкасский пер., 2/10.*

**«АКАДЕМКНИГА»**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**