

Литология **и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

1966

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

2

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. KOSOVSKAJA,
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, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 2, 1966 г.
МАРТ — АПРЕЛЬ

СОДЕРЖАНИЕ

А. П. Лисицын, И. О. Мурдмаа, В. П. Петелин, Н. С. Скорнякова. Гранулометрический состав донных осадков Тихого океана	5
А. А. Иванов. О некоторых вопросах формационной и стратиграфической терминологии в применении к галогенным отложениям	27
Э. И. Кутырев, Ю. В. Богданов. Об ископаемых песчаных барах в меденосной толще Удоканского месторождения (Северо-Восточное Забайкалье)	28
А. Е. Мирошников, Е. И. Козлов. К характеристике верхнепермских красноцветных отложений восточной части Оренбургского Предуралья	50
Л. Н. Котова. Пепловые лапилли из девонской вулканогенно-осадочной серии хребта Тарбагатай	58
А. А. Шантар. Пермские игнибритовые отложения южного склона Чаткальского хребта Тянь-Шаня	65
Т. И. Гурова, Л. И. Коробейникова, Г. В. Масленникова, Л. Д. Неуймина, Г. Э. Прозорович, Е. Г. Сорокина. Условия формирования коллекторов нефти и газа юры и неокома Западно-Сибирской низменности	74
О. А. Щербаков, И. В. Пахомов, Л. В. Шаронов, М. А. Юнусов, Б. И. Чувашов, П. А. Софроницкий. Палеотектоника и фации позднего девона и раннего карбона западного склона среднего и южного Урала и Приуралья	87
Д. П. Хорошева. О гиббситоносной коре выветривания железистых кварцитов района Кривого Рога	99
Ф. А. Щербаков. Особенности литологии и строения прибрежных отложений северной части Азовского моря	105

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. Д. Петровский, В. А. Шитов. Опыт изучения некоторых кремнистых пород палеозоя Южного Урала методом реплик под электронным микроскопом	116
Г. С. Поротов, В. Г. Лазаренков, А. Г. Ларионов. О ритмичном строении вулканогенно-осадочной толщи Соколовско-Сарбайского рудного поля	118
У. Г. Дистанов. О фациях нижне- и верхнесызранских слоев палеогена Среднего Поволжья	121
Л. И. Горбунова. Вулканогенные породы в меловых отложениях Дагестана	126
В. П. Маслов. Биогермные и желваковые известняки и их значение при классификации карбонатных пород	130
В. А. Гроссгейм, Л. С. Смирнов. О новом типе косой слоистости	135
Р. С. Родин. Необычная форма кластических зерен в юрских отложениях бассейна р. Анабар и Анабарской губы	138
А. В. Никулин, А. А. Оборин. Фация «пририфового шлейфа» в нижнепермских отложениях Пермского Предуралья	141
А. Барабаш, К. Вираг. Механизм образования осадочных урановых руд на примере Мечекского месторождения (Венгерская Народная Республика)	143

МЕТОДИКА

И. К. Шулешко. К методике изучения циркона в метаморфических и магматических породах	146
Э. С. Залманзон, Г. И. Карасева, М. Г. Семенова. Определение пирита в углистых сланцах	148
А. В. Лапо. Методика глубокого разделения углей и графическое выражение результатов исследования	151
И. М. Симанович. О методике изучения двойников и дислокаций кварца в петрографических шлифах	157

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

В. Ф. Дерпгольц. Письмо в редакцию	160
--	-----

ХРОНИКА

Г. И. Бушинский. Третье совещание по бокситам в Югославии	161
Е. А. Головин. Семинар по экзогенному эпигенетическому рудообразованию	163
О работе журнала «Литология и полезные ископаемые» в 1965 году	168

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 2, 1966
MARCH — APRIL

CONTENTS

A. P. Lisitzin, I. O. Murdmaa, V. P. Petelin, N. S. Skorniakova. Granulometric composition of bottom sediments in the Pacific Ocean	5
A. A. Ivanov. On some problems of formational and stratigraphic terminology as applied to halogen deposits	27
E. I. Kutyrev, Yu. V. Bogdanov. On fossil sand bars in the cupriferous rock mass of Udokansk deposits (North-Eastern Transbaikalian region)	38
A. I. Miroshnikov, E. I. Kozlov. To the characteristic of Upper Permian red beds in the eastern part of Orenburg Preduralie	50
L. N. Kotova. Ash lapilli from the volcanic-sedimentary rock mass of Tarbagatai mountain range	58
A. A. Shantar. Permian ignimbritic deposits on the southern flank of Chatkals mountain range in Tien Shan	65
T. I. Gurova, L. I. Korobeinikova, G. V. Maslennikova, L. D. Neumina, G. E. Prozorovich, E. G. Sorokina. Formation conditions of Jurassic and Neocomian oil and gas collectors in the West-Siberian lowland	74
O. A. Scherbakov, I. V. Pakhomov, L. V. Sharonov, M. A. Yunussov, B. I. Chuvashov, P. A. Sofronitzky. Paleotectonics and facies of Late Devonian and Early Carboniferous age on the western flank of Middle and Southern Urals and of Priuralie	87
D. P. Khorosheva. On the gibbsite-bearing crust of weathering of ferruginous quartzites in Krivoi Rog area	99
F. A. Scherbakov. Specific features in the lithology and structure of littoral deposits in the northern part of the Sea of Azov	105

SHORT NOTES

A. D. Petrovsky, V. A. Shitov. An experience of studying certain Paleozoic siliceous rocks of Southern Urals by the replica method under an electron microscope	116
G. S. Porotov, V. G. Lazarenkov, A. G. Larionov. On a rhythmical structure of the volcanic-sedimentary rock mass on Sokolovsko-Sarbaisk ore field	118
U. G. Distanov. On the facies of Lower and Upper Syzran Paleogene beds of the Middle Volga area	121
L. I. Gorbunova. Volcanic rocks in Gretaaceous deposits of Daghestan	126
V. P. Maslov. Bioherm and concretionary limestones and their significance in the classification of carbonate rocks	130
V. A. Grossgeim, L. S. Smirnov. A new type of cross lamination	135
R. S. Rodin. Unusual shape of clastic grains in Jurassic deposits of Anabar river and Anabar gulf basin	138
A. V. Nikulin, A. A. Oborin. «Reef train» facies in the Lower Permian deposits of Permian Suburals	141
A. Barabash, K. Virag. Accumulation mechanism of sedimentary uranium ores on the example of Mechevsk deposit	143

METHODS OF RESEARCH

I. K. Shuleshko. To the methods of studying zirconium in metamorphic and magmatic rocks	146
E. S. Zalmanzon, G. I. Karaseva, M. G. Semenova. Determination of pyrite in coaly shales	148
A. V. Lapo. On a method of a fine separation of coal and its graphical interpretation	151
I. M. Simanovich. On the methods of studying quartz twins and dislocations in petrographic thin sections	157

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

V. F. Depgoltz. Letter to the Editorial Board	160
---	-----

CHRONICLE

G. I. Bushinsky. Third conference on bauxites in Yugoslavia	161
E. A. Golovin. Seminary on an epigenetic exogenetic ore formation	163
On the work of the magazine «Lithology and Mineral Resources» during 1965	168

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Т-03573	Подписано к печати 22/III-1966 г.	Тираж 1350 экз.	Зак. 6068
Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆	Бум. л. 5 ¹ / ₄	Печ. л. 14,7+4 вкл.	Уч.-изд. л. 17,6

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

УДК 552.123 (265/266)

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОСАДКОВ ТИХОГО ОКЕАНА

**А. П. ЛИСИЦЫН, И. О. МУРДМАА, В. П. ПЕТЕЛИН,
Н. С. СКОРНЯКОВА**

ВВЕДЕНИЕ

Тихий океан — самый крупный и самый глубокий водоем нашей планеты. Протяженность его с севера на юг около 16 тыс. км, а с востока на запад около 20 тыс. км. Площадь Тихого океана (179 679 тыс. км² с морями и 165 246 тыс. км² без морей) составляет половину площади Мирового океана. В Тихом океане находится максимальная глубина Мирового океана (11022 м в Марианском желобе). Средняя глубина Тихого океана (без морей) 4282 м при средней глубине Мирового океана 3795 м. Области с глубинами от 3000 до 6000 м составляют 80% площади океана (Степанов, 1961). Поэтому именно здесь можно ожидать наибольшей завершенности процесса дифференциации осадочного материала, поступающего с суши, наиболее яркого проявления горизонтальной и вертикальной зональности гранулометрического состава отлагающихся на дне океана осадков.

Огромная широтная протяженность Тихого океана обеспечивает поступление в него осадочного материала из всех климатических зон нашей планеты. Здесь в пределах одного водоема происходит смешение самого разнообразного осадочного материала. Именно в таком водоеме можно ожидать проявления климатического контроля осадконакопления в целом и формирования гранулометрических типов осадков.

Ряд факторов обуславливает резко пониженное количество поступающего в океан терригенного материала. Водосборная площадь океана имеет незначительную величину; отношение ее к площади водоема $B:L=0,04$, т. е. наименьшее из всех морей и океанов земли. При этом основная часть водосборной площади приходится на долю западных (собственно азиатских) побережий океана. Здесь на пути передвижения терригенного материала с суши в открытый океан расположена многорядная система «ловушек» в виде котловин окраинных морей, играющих роль «отстойников», а еще дальше — островных дуг (барьеров) и сопряженных с ними глубоководных желобов, которые улавливают также и материал, поступающий с островов. Терригенному материалу с многочисленных мелких островов в платформенной части тропической зоны океана преграждают путь окружающие их коралловые рифы, роль «отстойников» здесь играют лагуны. Наконец, своеобразными динамическими барьерами являются системы океанических течений, направленные так, что они перемещают терригенную взвесь в основном вдоль периферии Тихого океана. Системы течений обуславливают возникновение в океане двух огромных круговоротов: северного и южного. Это области минимального поступления терригенного материала, отделенные от суши системой отстойников и периферических течений.

На фоне крайне слабого накопления терригенного материала очень четко проявляются процессы биогенной седиментации, среди которых господствующее место занимает накопление пелагических карбонатных (фораминиферовых) и кремнистых (диатомовых и радиоляриевых) осадков. Площади дна, покрытые важнейшими типами биогенных осадков, — фораминиферовыми (глобигериновыми) и кремнистыми диатомовыми илами — схематически показаны на фиг. 1. Исследование специфики формирования гранулометрического состава осадков при пелагической биогенной седиментации — одна из самых важных задач, возникающих при изучении гранулометрии осадков Тихого океана.

Несомненный интерес представляет вопрос о влиянии на гранулометрический состав осадков тектоники Тихого океана: наличия по периферии океана современных геосинклинальных областей с присущими им процессами вулканизма и сейсмической активности, резких амплитуд тектонического рельефа и линейной вытянутости основных структурных зон, а также существования в центральной части океана типичной океанической платформы со своеобразными проявлениями вулканизма и тектонических процессов. Проследить влияние этих крупнейших тектонических элементов земли на гранулометрию осадков — задача также несомненно очень важная.

Интересен также вопрос о влиянии на гранулометрию процессов раннего диагенеза, протекающих в поверхностном слое осадков и приводящих к образованию таких специфических лаутигенных новообразований, как зерна (микроконкреции) гидроокислов железа и марганца, филлипсит (см. фиг. 1) и др. (Петелин, 1965; Bonatti, 1963 и др.).

В литературе не известны обобщающие работы по гранулометрии осадков всего Тихого океана, если не считать карты грунтов в Морском атласе (1953), основанной на очень малом фактическом материале и на устаревших принципах «динамической» классификации осадков. Гранулометрический состав осадков некоторых открытых районов Тихого океана кратко рассматривался при описании осадков и процессов осадкообразования в этих районах (Безруков, 1955, 1960₂; Скорнякова, 1961; Безруков и др., 1961; Лисицын, 1961; Revelle, 1944; Revelle a. Shepard, 1955). Имеется ряд работ по гранулометрии отдельных частей океана, в особенности прибрежных осадков, осадков морей и заливов океана (Безруков, 1960; Лисицын, 1959; Мурдмаа, 1961; Emery, 1960; Nayudu, 1958; Shepard a. oth., 1949; Zen, 1959 и др.).

В данной работе сделана попытка обобщить собранный советскими и основными зарубежными экспедициями фактический материал по гранулометрическому составу поверхностного слоя осадков, главным образом открытой (пелагической) части Тихого океана.

Аналитические данные получены примерно по 1000 станциям. Механические анализы проб, собранных на э/с «Витязь» и «Обь» в 1951—1962 гг., а также части проб зарубежных экспедиций выполнены по методике Института океанологии (Малинин, 1952; Петелин, 1961), причем для 400 станций, кроме разделения на основные фракции $>0,1$ мм (песчаной)¹; $0,1—0,005$ мм (крупнопелитовой) и $<0,01$ мм (пелитовой) определялось также содержание трех фракций пелита — $0,01—0,005$ мм (крупнопелитовой); $0,005—0,001$ мм (среднепелитовой) и $<0,001$ мм (субколлоидной) методом комбинированного водного механического анализа (Петелин, 1961). И использованные нами данные зарубежных исследователей базируются на разных методах механического анализа. В ряде случаев они согласуются с нашими анализами².

¹ Грубообломочный материал (фракции >1 мм) в обычный механический анализ не был включен и изучался отдельно.

² Подавляющее большинство механических анализов, использованных в работе, выполняли в лаборатории Института океанологии аналитики З. И. Винеvская и А. Е. Рубцова.

На основании аналитических данных, с учетом всех имеющихся отечественных и зарубежных сведений об осадках (в том числе — визуальных описаний и отметок грунта), были составлены карты распределения основных гранулометрических фракций (песчаной, алевритовой, суммарной пелитовой и субколлоидной) на площади дна Тихого океана (исключая окраинные моря). Изолинии на них проводились с учетом рельефа дна по новейшим батиметрическим картам (Тихий океан, 1963) и картам вещественно-генетического состава осадков. Опыт составления крупномасштабных карт для отдельных районов с достаточно густой сетью станций позволил выявить общие закономерности распределения фракций в связи с подводным рельефом в разных климатических зонах и распространить эти закономерности (с учетом вещественного состава осадков, гидродинамических и других факторов) на мало изученные районы в соответствующих зонах.

Наиболее крупная — *песчаная фракция* осадков концентрируется в относительно мелководных прибрежных районах океана, особенно на шельфе и на верхних частях склонов, а также на подводных хребтах и горах. В отсортированных терригенных и вулкано-терригенных песках прибрежной зоны содержание песчаных частиц превышает 50—70% и часто приближается к 100%. В районах с узким шельфом, а особенно в проливах и на склонах горных сооружений островных дуг пески спускаются до глубин 2000—3000 м. Тем не менее даже в этих случаях они занимают лишь узкие полосы близ берегов и на материковом склоне, от которых в сторону открытого океана содержание песка резко уменьшается до 10% и менее уже у подножия материкового склона (фиг. 2).

Состав песчаной фракции в осадках периферической зоны океана сложный. В северо-западной и северной частях океана (Алексина, 1962; Петелин, 1965; Мурдмаа, 1961), включая залив Аляски (Nayudu, 1958, 1964), песок сложен в значительной степени вулканогенным материалом андезитового — базальтового состава с примесью терригенных минералов и биогенных частиц (спикулы губок, известковый детрит эпифауны). В тропических широтах господствует известковый детрит; вдоль американского побережья — терригенный материал. В ряде районов — по побережью Калифорнии (Emery, 1960 и др.) у Японских (Takahashi, 1955) и Курильских (Петелин, 1954, 1965) островов, на Новозеландском плато (Reed a. Hognibrook, 1952) и в некоторых других — песчаная фракция обогащена аутигенным глауконитом.

Глубоководные бескарбонатные осадки открытых частей океана везде содержат <10% песчаной фракции, а преобладающая часть дна в пределах океанических котловин покрыта глубоководными красными глинами с содержанием <1% этой фракции. Песчаная фракция сложена здесь типичным «океаническим» комплексом минеральных зерен (Петелин, 1965): биогенными частицами — скелетами радиолярий, зубами и костным детритом пелагических рыб, спикулами губок; аутигенными минералами — железо-марганцевыми микроконкрециями и филлипситом, местами со значительной примесью вулканического пепла, чаще палагонитизированного.

Менее 10% песчаной фракции содержат также диатомовые илы приантарктической зоны.

На фоне низкого содержания песка в центральных районах океана на фиг. 2 отчетливо выделяются обширные поля и большое количество мелких пятен и полос повышенных концентраций (>10%) песчаной фракции. Если сравнить их контуры с контурами распределения биогенных карбонатных осадков (см. фиг. 1), то обнаруживается близкое сходство. Иначе говоря, переход от глубоководных бескарбонатных осадков океа-

нических котловин (красных глин, диатомовых, радиоляриевых и терригенных илов) к пелагическим карбонатным осадкам (фораминиферовым илам) сопровождается обогащением осадков песчаной фракцией.

Этот переход подчиняется строгому батиметрическому контролю, он обусловлен наличием в океанах «критической» глубины карбонатонакопления, ниже которой, вследствие растворения раковин планктонных фораминифер в холодных придонных водах, карбонатные осадки не образуются (Безруков, 1962; Безруков и др., 1961; Arrhenius, 1963 и др.). Влияние «критической» глубины на гранулометрию осадков хорошо заметно на профилях (см. фиг. 6), где кривая песчаной фракции при переходе от бескарбонатных осадков к карбонатным выше «критической» глубины всегда идет резко вверх.

Таким образом, обогащенные песчаной фракцией карбонатные осадки являются осадками более мелководными по сравнению с глубоководными бескарбонатными осадками. Они развиты на глубинах менее 4,5—5 тыс. м в тропической зоне и 4—4,5 тыс. м в высоких широтах. Обширные поля их распространения соответствуют более приподнятым частям ложа Тихого океана, а мелкие пятна и полосы — подводным горам и грядам.

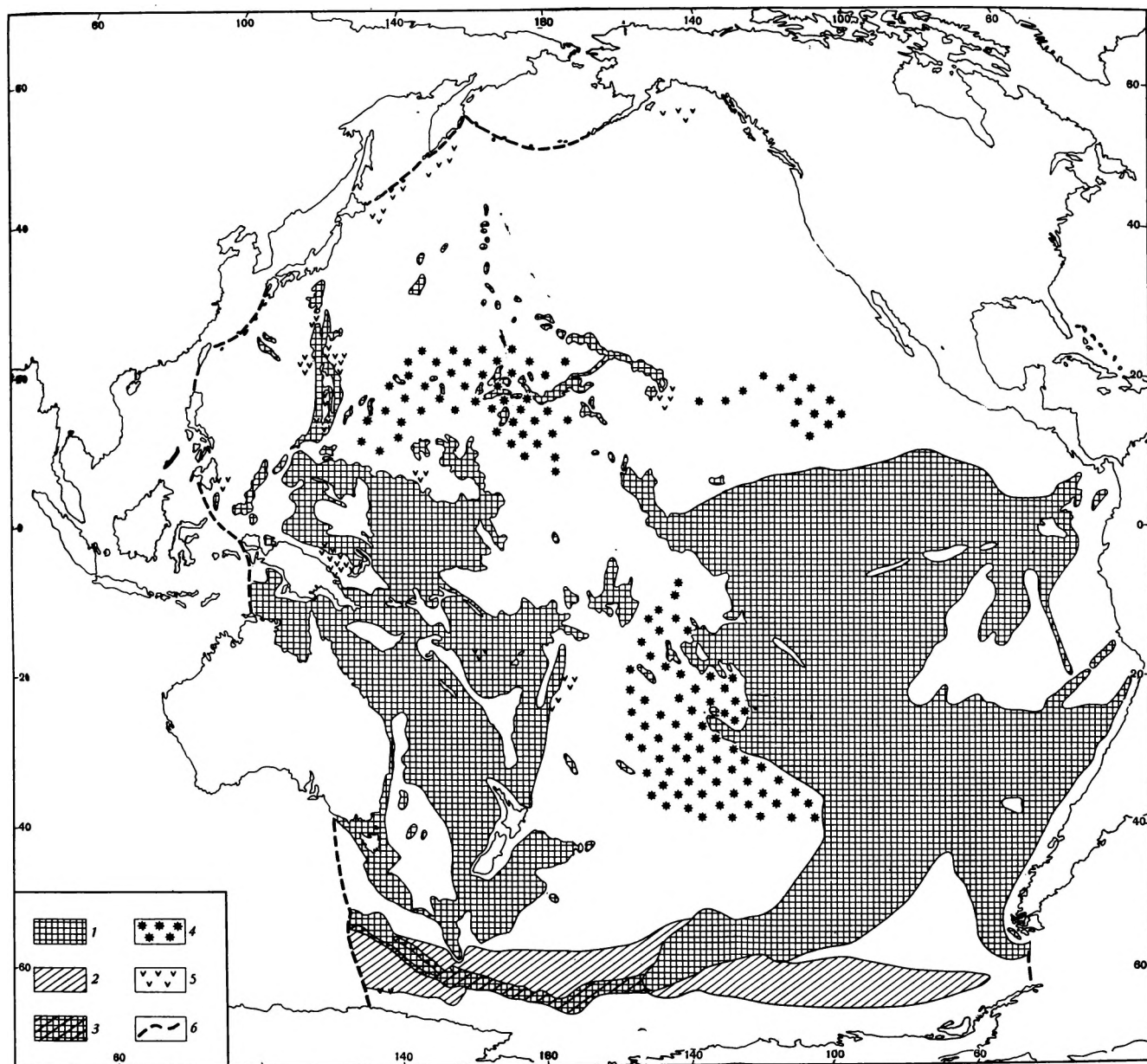
Преобладающая часть карбонатных фораминиферовых осадков (глобигериновых илов), покрывающих ложе океана и отчасти склоны возвышенностей выше «критической» глубины, содержит от 10 до 30% песчаной фракции. На вершинах и склонах, возвышенностей концентрация песка достигает 30—50%, а местами и более 50% (см. фиг. 2,6).

Чем же представлен этот песчаный материал, обогащающий пелагические осадки в тысячах километрах от суши на глубинах до 4—5 км?

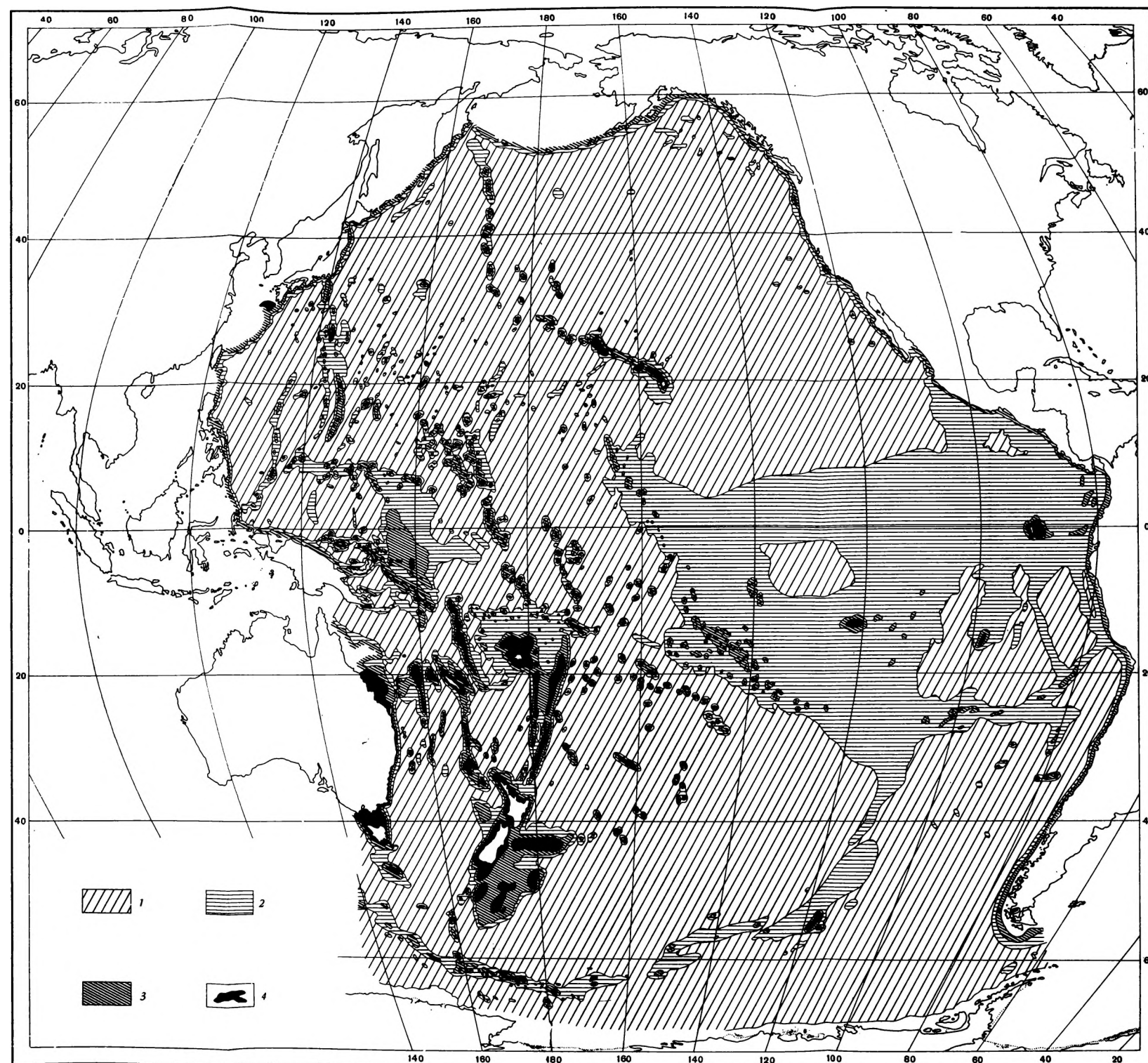
Химические анализы песчаной фракции различных типов карбонатных осадков свидетельствуют о том, что она почти целиком (на 80—100%) сложена карбонатом кальция (см. фиг. 7). То же показывает и механический анализ нерастворимого в 10% соляной кислоте бескарбонатного остатка фораминиферовых осадков (см. фиг. 8): бескарбонатный материал содержит намного меньше песчаной фракции, чем натуральный осадок. При микроскопическом изучении видно, что основную часть песчаной фракции этих осадков составляют раковины планктонных фораминифер и их обломки (Петелин, 1965). Незначительная бескарбонатная часть фракции представлена тоже главным образом биогенными частицами: скелетами радиолярий, спикулами губок, костным детритом с примесью вулканогенных компонентов (пепла, обломков стекла, палагонита) и аутигенных минералов (микроконкреций, филлипсита). Содержание вулканогенных обломков увеличивается вблизи действующих вулканов западной части океана, где в ряде мест (к северу от Новой Гвинеи, на склонах Идзу-Бонинских, Марианских, Новогебридских островов и на других локальных участках) обнаружены обогащенные пирокластическим материалом карбонатные осадки (см. фиг. 1). Во всех случаях, однако, сохраняется резкое преобладание в составе песчаной фракции биогенного карбонатного материала, даже если содержание CaCO_3 в осадке невысокое (10—30% или меньше).

Обогащение пелагических осадков песчаной фракцией происходит в основном за счет поступления раковин фораминифер и их детрита, а также условий их сохранности на дне. Последнее обстоятельство особенно важно: в пределах карбонатной зоны распределение карбонатной песчаной фракции строго контролируется критической глубиной (батиметрический контроль). Вблизи критической глубины сохранность раковин фораминифер быстро ухудшается, и из-за этого резко уменьшается содержание песчаных частиц в осадке.

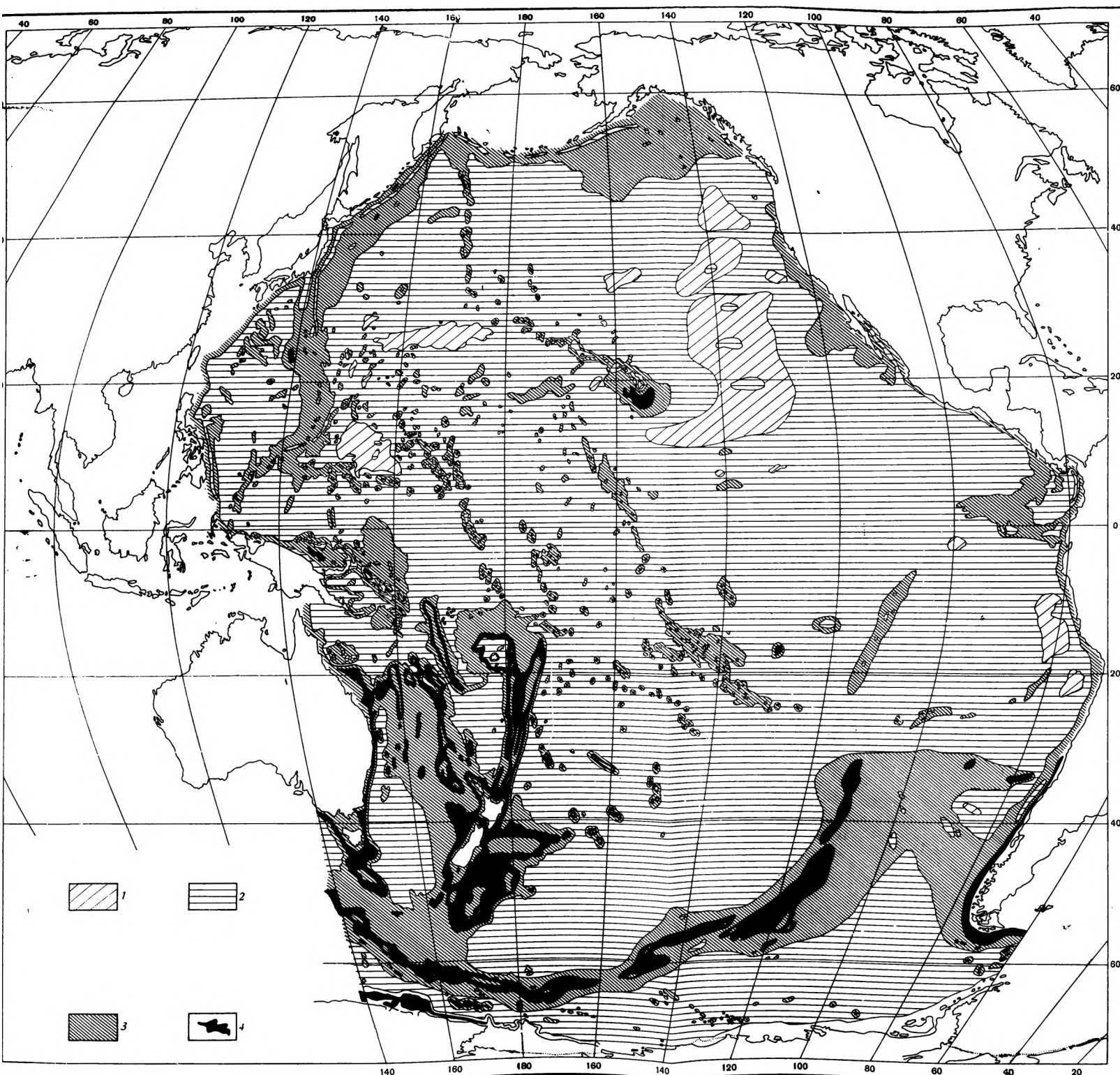
Таким образом, в распределении песчаного материала выражены две основные закономерности. Во-первых, песчаная фракция концентрируется в виде узких зон в условиях высокой подвижности вод и в непосред-



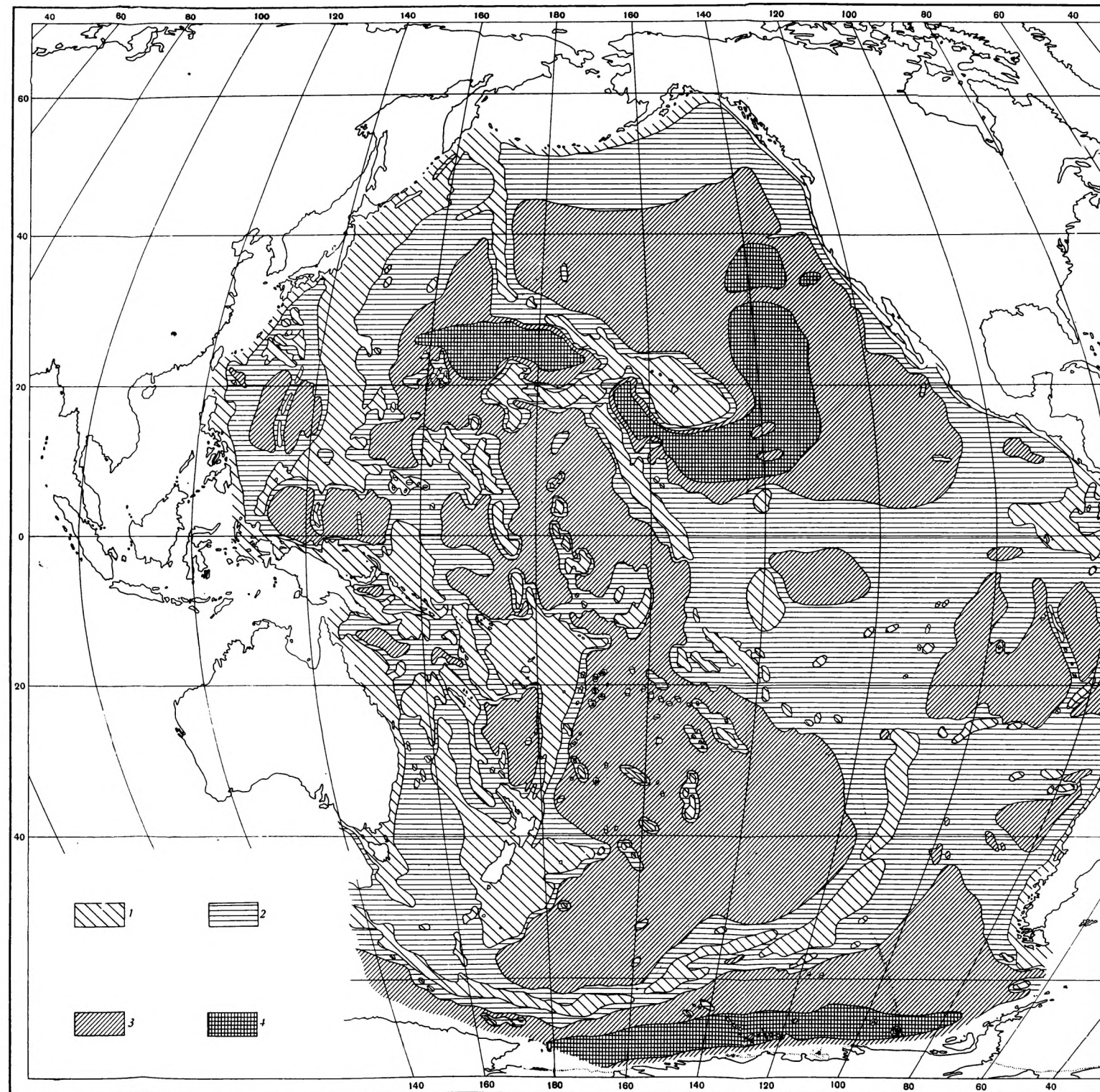
Фиг. 1. Карта распределения биогенных осадков, пирокластического материала и цеолитов
1 — карбонатные осадки (преимущественно фораминиферные, содержащие $\text{CaCO}_3 > 30\%$; 2 — кремнистые диатомовые илы, содержащие SiO_2 аморфного $> 30\%$; 3 — кремнисто-карбонатные (диатомово-фораминиферные) илы, содержащие CaCO_3 и SiO_2 аморфного $> 30\%$; 4 — осадки, обогащенные фосфоритом; 5 — осадки, обогащенные пирокластическим материалом; 6 — граница рассматриваемой акватории



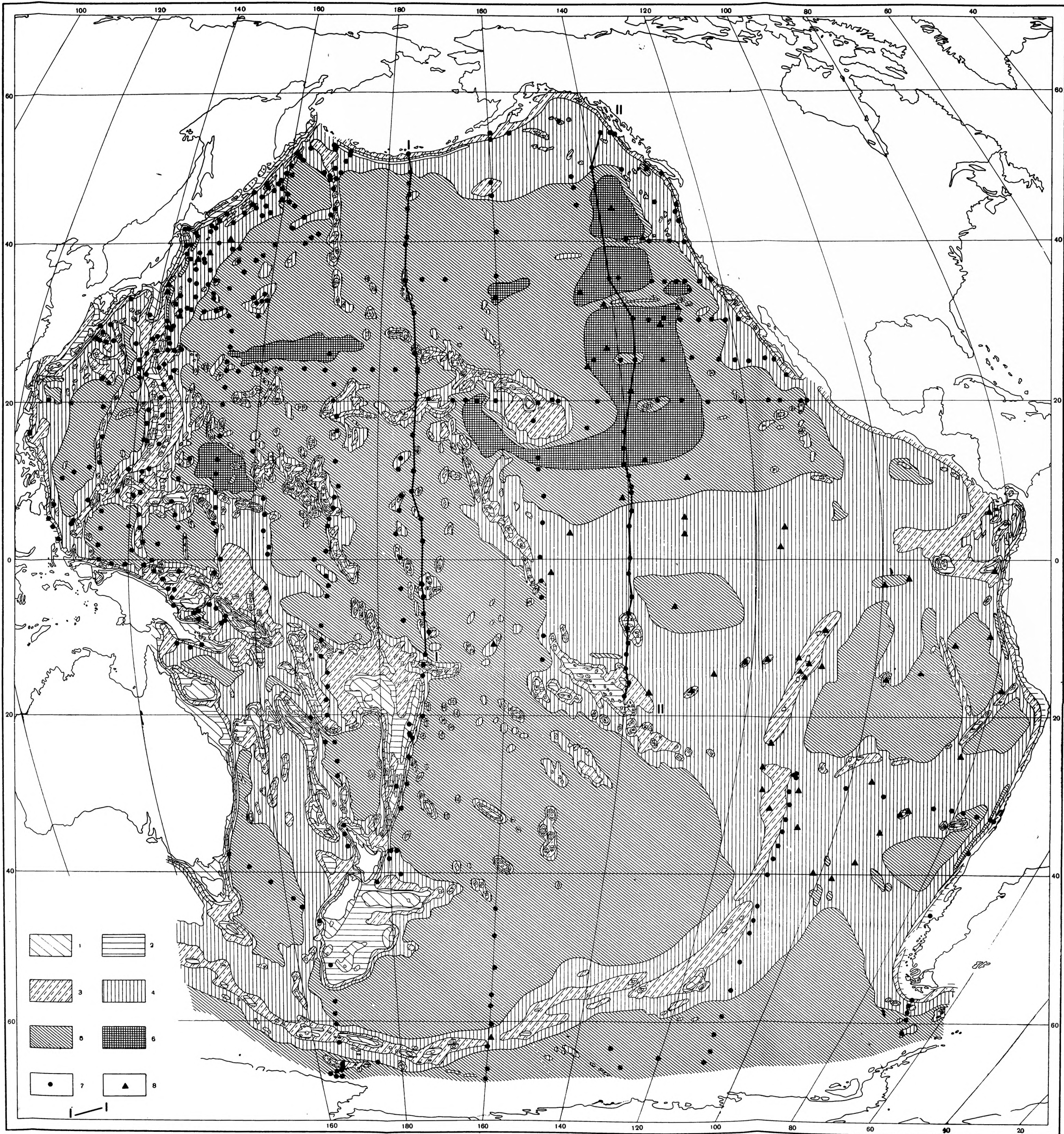
Фиг. 2. Карта распределения песчаной фракции (1—0,1 мм) в осадках Тихого океана
Содержание фракций (%): 1 — <10, 2 — 10—30, 3 — 30—50, 4 — >50



Фиг. 3. Карта распределения алевритовой фракции (0,1—0,01 мм) в осадках Тихого океана
Содержание фракций (%): 1 — <10, 2 — 10—30, 3 — 30—50, 4 — >50



Фиг. 5. Карта распределения субколлоидной фракции (<0,001 мм) в осадках Тихого океана
Содержание фракций (%): 1 — <10, 2 — 10—20, 3 — 20—40, 4 — >40



Фиг. 4. Карта распределения пелитовой фракции ($<0,01$ мм) в осадках Тихого океана
 Содержание фракций (%): 1 — <10 ; 2 — $10-30$; 3 — $30-50$; 4 — $50-70$; 5 — $70-90$; 6 — >90 %. Геологические станции: 7 — экспедиций СССР; 8 — зарубежных экспедиций; I—I линии профилей
 (см. Фиг. 6)

ственной близости от источников поступления терригенных, вулканогенных или биогенных частиц, причем она может дать очень высокие концентрации, почти полностью отделяясь от других фракций. При удалении от этих зон содержание фракции песка очень быстро убывает. Во-вторых, содержание песчаной фракции в пелагических карбонатных осадках намного выше, чем в некарбонатных осадках той же пелагической области, причем относительно высокие концентрации занимают обширные площади ложа океана, а не узкие зоны, как это свойственно некарбонатным осадкам.

Первая закономерность связана с гидравлическими свойствами фракции песка: невозможностью дальнего переноса во взвешенном состоянии, преобладанием транспортировки волочением по дну и способностью легко отмучиваться от более тонких фракций. Вторая вызывается наложением на процессы механической дифференциации биогенного процесса, при котором на любой глубине выше «критической» могут накапливаться раковины пелагических фораминифер и их обломки, имеющие размерность песка. Концентрация песчаной фракции в этом случае зависит не только от процессов механической сортировки, но и от поступления биогенных песчаных частиц (в основном фораминифер) сверху, а также от условий их сохранности или, иначе, от распада раковин на дне с образованием пелитоморфного кальцита.

Значительно шире в осадках Тихого океана распространена *алевритовая фракция* (0,1—0,01 мм). Как видно из фиг. 3, преобладающая часть площади ложа океана покрыта осадками, содержащими 10—30% алеврита. На этом фоне вырисовываются котловины с пелитовыми осадками, где алеврита <10%, и зоны подводных поднятий, в которых содержание его повышается до 30—50%; в южной же части океана (осевая зона системы Южно- и Восточно-Тихоокеанских поднятий) содержание алеврита превышает 50%. По периферии океана на некотором (обычно небольшом) расстоянии от берегов протягивается пояс повышенной (30—50% и более) концентрации алеврита, со всех сторон окаймляющий его центральную пелагическую область. Этот пояс более выдержанный и широкий в западной и северной частях океана и очень узкий у Американского побережья. Он приурочен к материковому склону и периферическим участкам ложа океана и ограничен со стороны берега зоной распространения более грубых осадков — песков и гравийно-галечных отложений.

Таким образом, для алевритовой, как и для песчаной, фракции выделяются области относительного обогащения двух типов: периферическая (более широкая и отодвинутая дальше от берегов по сравнению с областью песчаной фракции) и пелагическая, приуроченная к относительно приподнятым частям дна океана, на которых распространены биогенные карбонатные осадки. Площади распространения обогащенных алевритом (>30%) пелагических карбонатных осадков отчетливо выделяются на карте (см. фиг. 3 и 1) в районах к северу от 10° с. ш. и к югу от 20—30° ю. ш. Обогащение карбонатных осадков тропической зоны алевритовой фракцией на карте видно не везде, но хорошо прослеживается на профиле II (см. фиг. 6).

Генезис алевритового материала в разных зонах и типах осадков резко различен, при этом материал крупноалевритовой размерности существенно отличается от мелкоалевритового (Петелин, 1965). В бескарбонатных осадках периферической зоны океана крупноалевритовая фракция сложена различными вулканогенными и терригенными частицами, местами с примесью биогенного материала. В глубоководных бескарбонатных осадках центральной части океана наряду с биогенными (скелеты радиолярий, костные остатки) и вулканогенными частицами заметную роль играют и хемогенные (железо-марганцевые микроконкреции, филлипсит).

Мелкоалевритовая фракция изучена менее детально. В бескарбонатных осадках пелагических областей океана она сложена преимущественно пирокластическим материалом (вулканическим стеклом, плагиоклазом, пепловыми частицами), а в районах развития аутигенного цеолитообразования (см. фиг. 1) — филлипситом. Часто существенна примесь биогенного (опалового) материала. В зонах диатомовых илов эта фракция резко обогащена скелетами диатомей. В слабокремнистых осадках северо-западной и северной частей океана наряду с диатомовыми важным компонентом мелкоалевритовой фракции является пирокластический материал (главным образом бесцветное вулканическое стекло с примесью плагиоклаза). В красных глинах северной субтропической зоны в составе мелкоалевритовой фракции отмечается присутствие значительных количеств золотого терригенного кварца (Goldberg a. Rex, 1958), а также полевого шпата.

В пелагических карбонатных осадках алевритовая фракция, как и песчаная, состоит преимущественно из карбонатного материала. При этом крупноалевритовая фракция обычно сложена почти целиком раковинами планктонных фораминифер и их обломками, в то время как мелкоалевритовая заметно беднее карбонатом (см. фиг. 7, 8). В последней концентрируется основная часть некарбонатного алевритового материала карбонатных осадков — биогенного кремнистого детрита и местами вулканического пепла. Он образует на гистограммах бескарбонатного остатка фораминиферовых илов обычно хорошо выраженный максимум (см. фиг. 8), тогда как в натуральном осадке максимум приходится на песчаную или крупноалевритовую фракции.

Существенные различия отмечены и в характере распределения двух алевритовых фракций. Они выражаются прежде всего в том, что мелкоалевритовый материал распределен на площади дна более равномерно, чем крупноалевритовый и в отличие от последнего не образует высоких концентраций. На шельфе и материковом склоне нередко формируются крупноалевритовые осадки с содержанием фракции 0,1—0,05 мм до 70—80%; концентрация же фракции 0,05—0,01 мм очень редко превышает 30—40%.

Как показывают профили (см. фиг. 6), вблизи материкового склона, в районе относительно повышенного содержания алевритовых фракций, максимальная концентрация мелкого алеврита менее четко выражена и сдвинута по отношению к крупноалевритовой в сторону океана (вправо). Содержание крупноалевритовой фракции остается низким на всем протяжении глубоководных районов, лишь слегка повышаясь (вместе с песком) на некоторых подводных возвышенностях. В глубоководных бескарбонатных осадках (красных глинах, терригенных и диатомовых илах) почти весь алевритовый материал представлен мелкоалевритовой фракцией; крупный алеврит содержится в этих осадках в количестве <5%, а в котловинах центральной части океана — <1%. Распределение его более пятнисто и напоминает распределение песчаной фракции.

При переходе к карбонатным осадкам соотношения фракций резко меняются. Линии обеих фракций здесь сближаются, часто переплетаются, причем в большинстве случаев обогащенная известковым детритом крупноалевритовая фракция преобладает над мелкоалевритовой (см. фиг. 6).

Различное поведение двух фракций алеврита можно объяснить разницей их гидравлических свойств, генезиса, способа транспортировки. Крупноалевритовый материал не может далеко переноситься во взвешенном состоянии, но легко поддается взмучиванию на дне, освобождаясь при достаточно высокой подвижности вод от примеси более тонких частиц. Эта способность сближает его с песчаной фракцией. Мелкий алеврит, наоборот, с трудом отделяется от пелита при взмучивании, не концентрируется отмучиванием и может легко переноситься во взвешен-

ном состоянии. Значительную часть мелкоалевритовых частиц составляет пирокластический и терригенный материал, перераспределенный эоловым путем; его распределение менее резко дифференцировано, чем распределение материала, разносимого в водной среде.

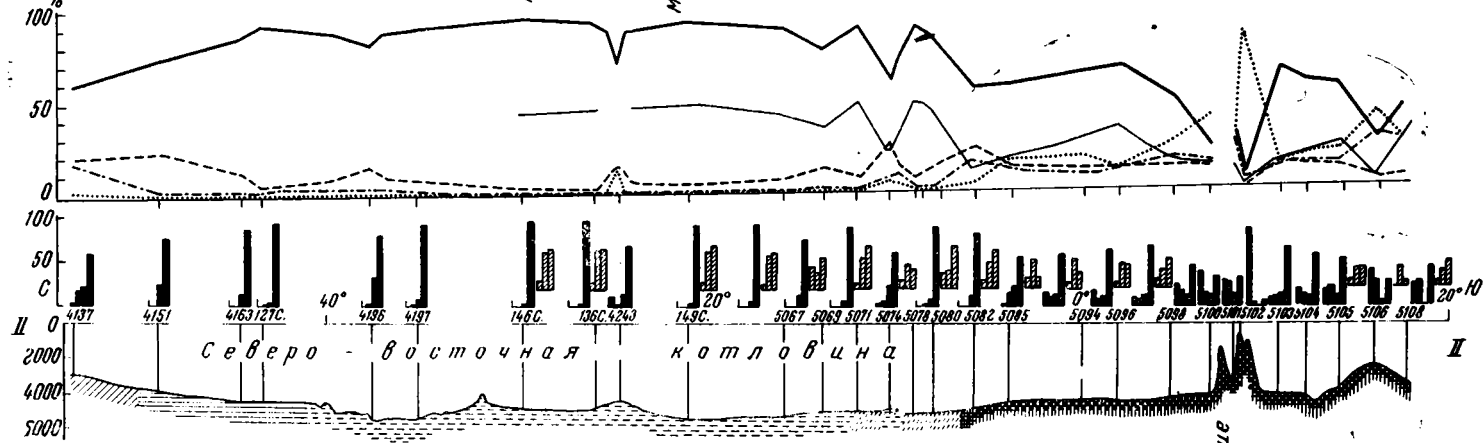
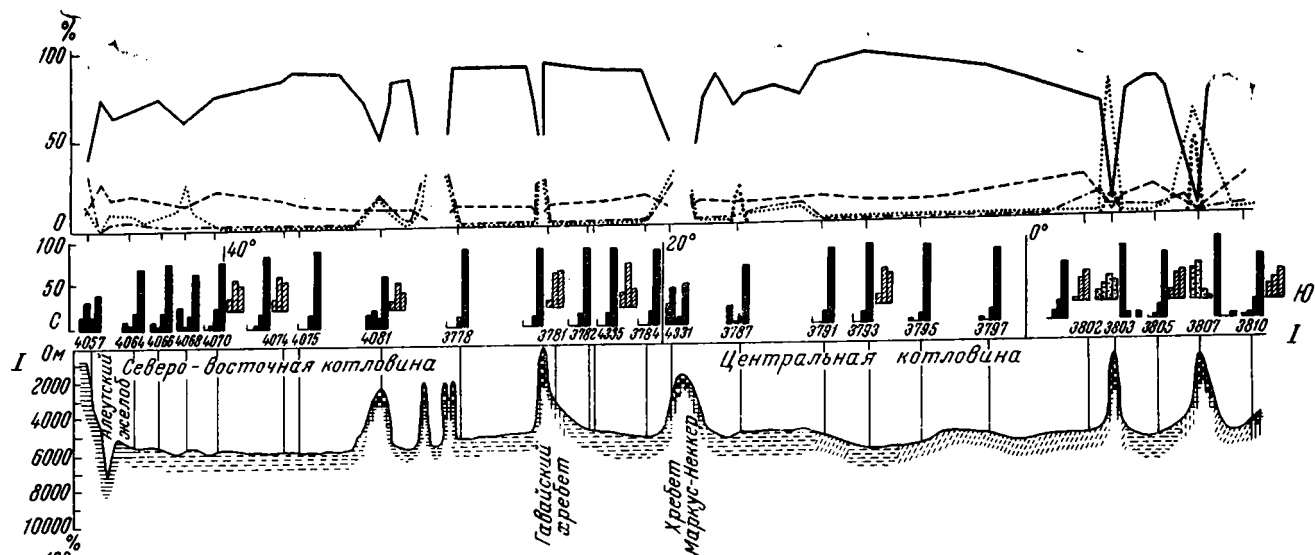
Главным гранулометрическим компонентом осадков Тихого океана является *пелитовая фракция*. Пелитовые осадки, т. е. осадки, содержащие более 50% фракции $<0,01$ мм (алеврито-пелитовые и пелитовые илы по классификации Ин-та океанологии; Безруков и Лисицын, 1960) покрывают подавляющую часть площади дна океана (фиг. 4). Только в узкой прибрежной зоне на шельфах и верхних частях склонов, в области развития песчано-алевритовых осадков и вдоль осевых частей подводных поднятий, в области карбонатакопления, содержание пелита $<50\%$, а поля с содержанием пелита $<30\%$ настолько незначительны по площади, что их с трудом, и то не везде, можно выразить в масштабе карты.

На огромных по площади полях пелитовых осадков отчетливо выделяются области относительно пониженных концентраций пелита (50—70%), соответствующие областям повышенного содержания песка (см. фиг. 2) и алеврита (см. фиг. 3). Это, во-первых, периферическая зона развития терригенных и терригенно-вулканогенных осадков, а во-вторых, зона карбонатных осадков его центральной пелагической части, в чем легко убедиться, сопоставляя контуры полей 50—70% пелита (см. фиг. 4) и карбонатных осадков (см. фиг. 1).

На дне глубоководных котловин наиболее удаленной от суши центральной части океана, особенно в аридной зоне между 10 и 30° с. ш., в развитых здесь глубоководных красных глинах концентрация пелита превышает 90%. По немногочисленным данным, такие же высокопелитовые осадки имеются местами и в Южной котловине Тихого океана в приантарктическом районе. На большей части площади дна океанических котловин содержание пелита в осадках находится в пределах 70—90%. Это иллюстрируется также изменением концентрации пелита по профилям (см. фиг. 6). На обоих профилях видно общее постепенное увеличение содержания пелита от периферии к центру океана, причем на первом профиле это происходит на фоне сложнорасчлененного рельефа с множеством подводных гор, где содержание пелита резко падает. Второй профиль пересекает область максимальных концентраций пелита ($>90\%$), где также обнаруживается связь содержания пелита с неровностями рельефа (снижение над возвышенностями). Южная часть профиля показывает резкое, в общем, уменьшение содержания пелита при переходе к области карбонатакопления. Но в пределах этой области содержание пелита обнаруживает существенные и незакономерные колебания.

Из основных типов осадков наиболее обогащены пелитом глубоководные красные глины и радиоляриевые илы (в 80% проб содержание пелита $>70\%$). Относительно пониженным содержанием обладают фораминиферовые илы (в 90% проб содержание пелита 70%). Терригенные и вулкано-терригенные осадки содержат пелита от 0 до 70% и более в зависимости от гидродинамических условий и расстояния от источника поступления. Диатомовые илы характеризуются содержанием пелита от 50 до 80%, причем преобладают осадки с содержанием $>70\%$.

Таким образом, в распределении концентраций пелита можно заметить следующие закономерности: 1) общее увеличение по мере удаления от суши в бескарбонатных осадках (т. е. по горизонтали); 2) уменьшение при переходе от некарбонатных осадков к карбонатным (через «критическую» глубину, т. е. по вертикали); 3) увеличение при прочих равных условиях в относительно пониженных участках дна и уменьшение на поднятиях; 4) резкое уменьшение на локальных участках повышенной гидродинамической активности вод.



Из более дробных составляющих суммарной фракции $<0,01$ мм интересно рассмотреть распределение самой тонкой ее части — субколлоидной фракции ($<0,001$ мм) (фиг. 5).

В Тихом океане распределение субколлоидной фракции сходно с распределением пелита (см. фиг. 4). Высокие концентрации (30—40%) отмечаются в глубоководных котловинах, удаленных от материков. Осадки с содержанием $>40\%$ этой фракции приурочены к красным глинам котловин северной субтропической зоны и встречаются также среди слабодиаatomовых и терригенных осадков приантарктической зоны, на дне котловин между поясом диаatomовых илов и берегом.

Более крупные фракции пелита имеют тенденцию концентрироваться в промежуточной зоне между высокими концентрациями субколлоидной фракции и алевроитовыми осадками прибрежных районов, что указывает на процессы дифференциации пелита в условиях океана. Крупнопелитовой фракцией обогащены вулканогенные пелитовые осадки залива Аляска (Nayudu, 1964) и западной части океана.

Особенно заметно увеличение относительного содержания в составе пелита его более крупных фракций при переходе от красных глин и тонких терригенных илов к биогенным карбонатным и кремнистым осадкам. На профиле II (фиг. 6) видно, что в области распространения некарбонатных осадков кривые субколлоидной фракции и суммарного пелита симбатны. В области карбонатных осадков соотношения меняются: помимо общего понижения содержания субколлоидной фракции она испытывает резкие колебания вне прямой зависимости от суммарного пелита, что подчеркивает неупорядоченность гранулометрических спектров карбонатных осадков, выраженную также соотношениями других фракций.

В южном поясе диаatomовых илов содержание субколлоидной фракции также заметно понижается за счет возрастания содержания более крупных фракций пелита (особенно крупнопелитовой фракции $0,01—0,005$ мм).

В состав пелитовой фракции разных типов осадков входит материал различного состава и генезиса, включая терригенные, (в первую очередь, глинистые), вулканогенные, биогенные и хемогенные частицы.

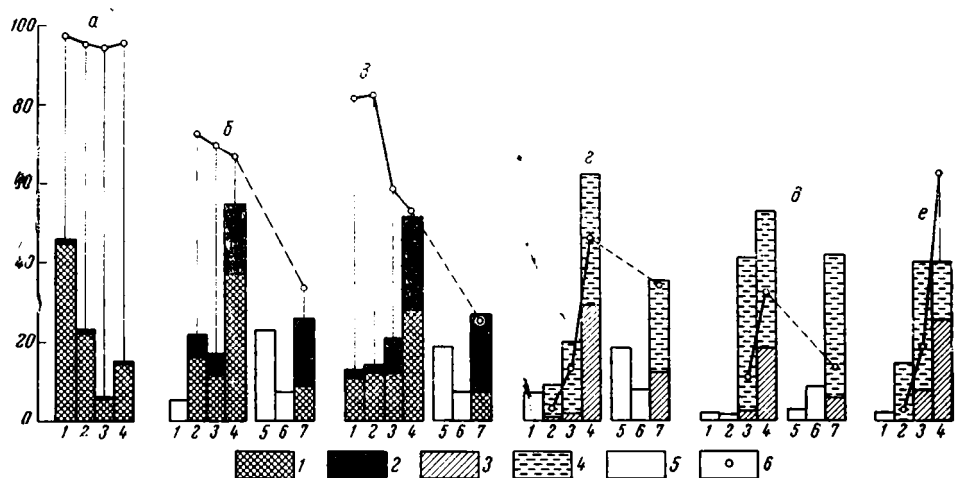
В сложении пелитовой фракции океанических осадков важно отметить большую роль биогенного материала. Так, в диаatomовых илах в пелитовой фракции концентрируется основная масса аморфного кремнезема, а в карбонатных осадках — существенная часть CaCO_3 . Содержание аморфного кремнезема (фиг. 7), представленного мелкокораздробленным диаatomовым детритом, в пелитовой фракции диаatomовых илов, в большинстве случаев выше, чем в более крупных фракциях (включая мелкоалевритовую, соответствующую размеру панцирей большей части диаatomовых). Содержание CaCO_3 в пелите ниже среднего его содержания в карбонатных осадках или равно ему, но всегда значительное (фиг. 7, 8). Иными словами, океанические биогенные осадки в большинстве случаев сложены не целыми раковинами или панцирями планктонных организмов, а их детритом. Этот детрит частично возникает при разрушении в пищевых цепях и растворении в толще воды, а частично — путем растворения и распада уже на дне. Преобладание последнего процесса, особенно для карбонатных раковин фораминифер (Беляева, 1964), приводит к тому, что области обогащения пелита биогенным мате-

Фиг. 6. Гранулометрические профили

Типы осадков: 1 — слабоскремнистые диаatomовые; 2 — терригенные; 3 — красные глины; 4 — диаatomово-радиоляриевые; 5 — слабоскарбонатные; 6 — карбонатные. Линии содержания фракций (мм): 7 — $<0,1$; 8 — $<0,001$; 9 — $0,05—0,01$; 10 — $0,1—0,05$; 11 — $1—0,1$; 12 — >1 . Фракции (мм) на гистограммах: 1 — >1 ; 2 — $1—0,5$; 3 — $0,5—0,25$; 4 — $0,25—0,1$; 5 — $>0,1$; 6 — $0,1—0,05$; 7 — $0,05—0,01$; 8 — $<0,01$; 9 — $0,01—0,005$; 10 — $0,005—0,001$; 11 — $<0,001$. Цифры над линией уровня моря — номера станций э/с «Витязь»

риалом точно соответствуют областям обогащения этим же материалом алеврита и песка, хотя, казалось бы, биогенный пелит должен распространяться от мест зарождения гораздо дальше, чем более крупный материал.

Биогенный материал концентрируется главным образом в крупно- и среднепелитовой фракции, т. е. во фракциях крупнее 0,001 мм. В субколлоидной фракции роль его значительно уменьшается (см. фиг. 7). При



Фиг. 7. Примеры химического состава гранулометрических фракций биогенных пелагических осадков (а, б, в — фораминиферовых песков и илов; г, д, е — диатомовых илов)

Доля: 1 — CaCO_3 в составе фракций; 2 — бескарбонатного материала в составе фракций; 3 — SiO_2 аморфного в составе фракций; 4 — бескремнистого материала в составе фракций; 5 — фракции, химически не изученные; 6 — процентное содержание CaCO_3 (на графиках а, б, в) или SiO_2 (на графиках г, д, е) в составе фракций. Фракции (мм) на гистограммах: 1 — $>0,1$; 2 — $0,1-0,05$; 3 — $0,05-0,01$; 4 — $<0,01$; 5 — $0,01-0,005$; 6 — $0,005-0,001$; 7 — $<0,001$. Характеристика проб: а — фораминиферовый песок, глубина 507 м; б — известковый (фораминиферовый) алеврито-пелитовый ил, глубина 3939 м; в — известковый (фораминиферовый) алеврито-пелитовый ил, глубина 4400 м; г — диатомовый алеврито-пелитовый ил, глубина 351 м; д — диатомовый мелкоалевритовый ил, глубина 2135 м; е — то же, глубина 931 м

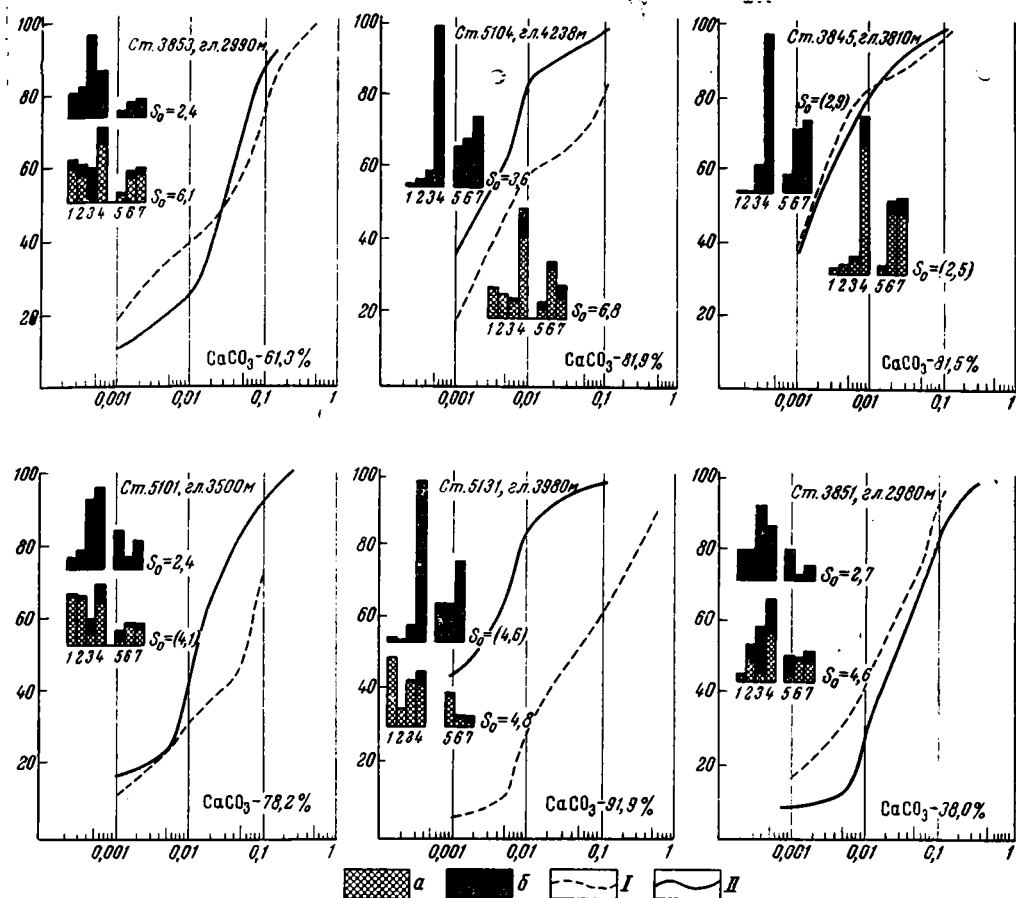
более тонком делении субколлоидной фракции, по-видимому, можно было бы найти предел, мельче которого устойчивые частицы карбоната и кремнезема исчезают вследствие резкого возрастания их растворимости при увеличении удельной поверхности.

Данные, полученные путем пересчета механических анализов бескарбонатного материала (см. фиг. 7), позволяют предположить, что основная масса биогенного пелитоморфного карбоната концентрируется во фракции 0,005—0,001 мм (среднепелитовой) и отчасти — в субколлоидной, тогда как кремневый детрит обогащает крупнопелитовую фракцию, резко обедненную карбонатами.

Биогенный генезис карбонатного и кремневого детрита даже в самых тонких фракциях надежно устанавливается под электронным микроскопом.

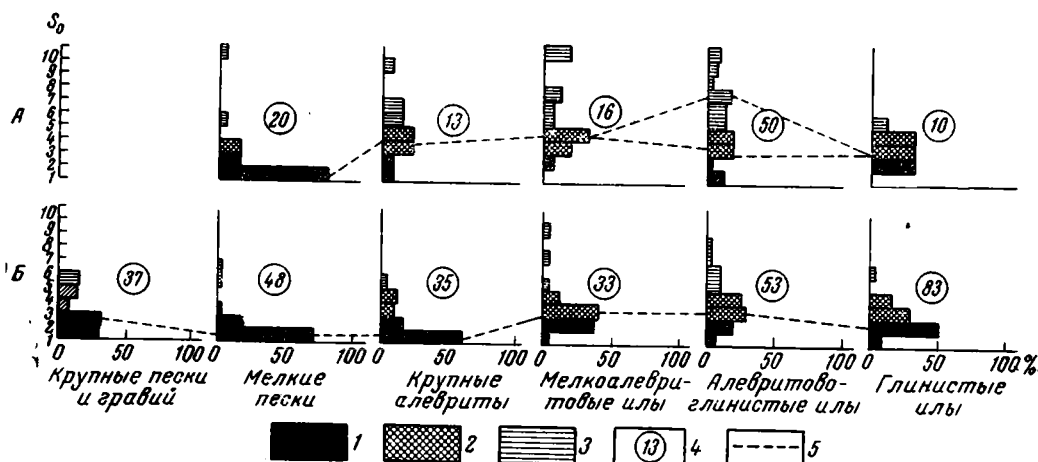
В составе пелита повсеместно присутствует тонкий глинистый материал, основная часть которого имеет терригенное происхождение (Горбунова, 1963). Концентрируясь в субколлоидной фракции, глинистый материал, а вместе с ним и тонкодисперсные гидроокислы Fe, Mn создают слабый, но всегда различимый терригенный фон, на который накладывается более крупный материал биогенного и вулканогенного происхождения.

Максимальные содержания субколлоидной фракции встречаются там, где содержание более крупного материала минимально. Такие условия



Фиг. 8. Гранулометрический состав карбонатных осадков (примеры кумулятивных кривых и гистограмм):

I — натурального осадка в составе фракций (нижние гистограммы), α — CaCO_3 , β — бескарбонатный материал, II — бескарбонатного остатка, механический анализ после растворения осадков в 10% HCl (верхние гистограммы). Фракции на гистограммах те же, что на Фиг. 7. Величины S_o , полученные путем экстраполяции кумулятивных кривых, даны в скобках



Фиг. 9. Частота встречаемости величин коэффициента сортировки (S_o) в разных типах осадков Тихого океана

A — карбонатных; B — бескарбонатных. Степень сортировки: 1 — хорошая или средняя (S_o от 1 до 3); 2 — слабая (S_o от 3 до 5); 3 — очень слабая ($S_o > 5$); 4 — количество проанализированных проб; 5 — максимум частоты встречаемости S_o

имеют место в северной части океана в пределах халистаза. Здесь отсутствие сколько-нибудь заметного поступления материала с суши сочетается с малым поступлением биогенного материала, и поэтому образуются участки с содержанием больше 40% фракции мельче 0,001 мм, являющиеся как бы окнами, в которых можно видеть терригенный фон.

СОРТИРОВКА ОСАДКОВ

Степень гранулометрической однородности осадка выражается термином «сортировка». Она является важным генетическим признаком осадков и от нее в значительной степени зависят различные его физические свойства (например, пористость, фильтрационные свойства и т. д.).

Коэффициент сортировки Траска So (Trask, 1932) позволяет дать, хотя и с известными оговорками, количественное выражение степени сортировки. Величины So получены нами графически по кумулятивным кривым гранулометрического состава (Лисицын, 1956). В пробах с содержанием >25% самой мелкой субколлоидной фракции величина первой квартили определялась путем экстраполяции кумулятивных кривых. Для обобщения величин So , дающих широкий разброс в пределах почти любого гранулометрического и вещественно-генетического типа осадков, использован статистический метод частот встречаемости.

На фиг. 9 приведены диаграммы частоты встречаемости So в основных гранулометрических типах осадков Тихого океана отдельно для карбонатных и бескарбонатных осадков. Различие в характере сортировки между этими двумя группами осадков настолько резкое, что совмещение их на одном графике привело бы к искажениям. Совместное рассмотрение связи сортировки с крупностью всех бескарбонатных осадков (терригенных, вулканогенных и биогенно-кремнистых) возможно, ибо закономерности изменения частот встречаемости So для всех этих вещественно-генетических типов довольно близки.

На диаграммах бескарбонатных осадков отчетливо видно, что очень хорошая сортировка (So от 1 до 2) встречается наиболее часто в мелких песках (73% случаев) и в крупных алевритах (60% случаев). Плохо отсортированные разности с $So > 5$ среди этих осадков редки (3—4%). Среди крупно- и среднезернистых песков и гравия чаще всего встречаются осадки с So от 2 до 3, но часты также осадки с $So < 2$. Слабо отсортированные разности относительно редки.

В преобладающих по распространенности алевритовых и пелитовых осадках наблюдается сдвиг максимума частоты встречаемости So вверх по мере уменьшения крупности от крупных алевритов до алеврит-пелитовых илов и снова вниз в пелитовых илах. В мелкоалевритовых илах наиболее часты величины от 2 до 4 (75% проб), а осадки с $So > 5$ составляют 9%. Для алевритово-пелитовых илов типичны величины So от 3 до 5 (63% проб), а 22% проб имеет $So > 5$. Среди пелитовых илов преобладающее место занимают осадки с So в пределах 2—4 (77%), причем максимум частоты встречаемости приходится на интервал 2—3, а слабо отсортированные разности с $So > 5$ очень редки (1%).

Карбонатные осадки отличаются от бескарбонатных гораздо худшей сортировкой (более высокими величинами So), но закономерная связь коэффициента сортировки с гранулометрическими типами осадков прослеживается и здесь. Хотя и реже, но встречаются хорошо отсортированные разности карбонатных осадков, причем чаще всего среди песков, из которых 60% проб имеет So от 1 до 2, а только 10% — > 5 . У крупных алевритов в 46% проб So колеблется в пределах 3—5, а в 38% случаев он больше 5. В мелкоалевритовых илах соотношения сходные (51 и 43%, соответственно), только значительно реже встречаются осадки хорошо отсортированные с $So < 3$ (6% в отличие от 16% для крупных алевритов). В алевритово-пелитовых илах сортировка еще слабее: 56% проб имеет

$So > 5$, и только в 8% она менее 3. Карбонатные пелитовые илы отсортированы относительно лучше — 90% проб имеет So от 2 до 5 и всего 10% — более 5, причем в 30% случаев $So < 3$.

Следовательно, как в биогенных так и в абиогенных осадках сортировка улучшается в крайних членах гранулометрического ряда «песок — пелитовый ил», которые представляют собой конечные продукты механической дифференциации. Между ними располагаются относительно слабо отсортированные переходные типы осадков, сложенные смесью алеврита и пелита или алеврита, песка и пелита в разных пропорциях. Переход от хорошо отсортированных песков и иногда крупных алевритов к отсортированным пелитовым илам через промежуточные неотсортированные алевритово-пелитовые осадки — явление широко распространенное, особенно на склонах и в периферической части океана, где такой переход выявляется не только через усредненные величины, но и по сериям конкретных анализов.

Гораздо реже в условиях Тихого океана можно наблюдать постепенное уменьшение крупности зерна осадков без нарушения сортировки, т. е. переход от отсортированных песков к отсортированным алевритам и далее к отсортированным пелитовым осадкам. Подобная схема механической дифференциации широко развита только в достаточно обширных мелководных водоемах, в том числе на широких шельфах, в некоторых заливах и бухтах Тихого океана и его морей, где имеются условия для многократного взмучивания осадков. Но и в этих условиях разделение мелкого алеврита и пелита, а тем более отделение пелитовых фракций друг от друга всегда очень неполное и, следовательно, мелко-алевритовые и алевритово-пелитовые илы обладают более слабой сортировкой, чем крайние члены ряда — пески и пелитовые илы. По частоте встречаемости So основные вещественно-генетические типы резко преобладающих в Тихом океане алевритово-пелитовых осадков характеризуются следующими величинами (см. таблицу).

Частота встречаемости So (%) по вещественно-генетическим типам алевритово-пелитовых осадков

Тип илистых осадков	Количество проб	Частота встречаемости				
		1—2	2—3	3—4	4—5	5
Терригенные и вулканогенные	61	1,6	34,4	36,1	14,7	13,1
Красные глины	55	13,6	51,5	21,2	9,1	4,6
Биогенные						
а) кремнистые:						
радиоляриевые	12	8,3	50,0	—	25,0	16,7
слабодиадомовые	29	3,4	27,6	34,0	24,1	10,2
диатомовые	12	8,3	8,3	50,0	33,3	—
б) карбонатные	76	4,0	6,8	18,9	21,6	48,7

Полученные величины позволяют разделить осадки по сортировке на три основные группы, распространение каждой из которых приурочено к определенным областям океана: 1) красные глины и радиоляриевые илы, развитые в удаленных от материков глубоководных котловинах центральной части океана и обладающие относительно совершенной для пелитовых осадков сортировкой (около 60% проб имеет $So < 3$); 2) терригенные, вулканогенные и диатомовые илы, распространенные преимущественно в периферической зоне океана от мелководий до максимальных глубин Мирового океана в глубоководных желобах и характеризующиеся в среднем менее совершенной сортировкой, чем красные глины. Максимум частоты встречаемости So сдвинут в интервал 3—4; 65—80% имеет $So > 3$; в 10—13% случаев $So > 5$; 3) карбонатные илы, распространенные в центральных и в периферических областях океана на глубинах выше «критической» и обладающие наименее совершенной сортировкой.

кой (преобладают осадки с $So > 5$, пробы с $So < 3$ составляют только 10,8%).

Распространение названных трех групп осадков, как нетрудно убедиться по картам фракций пелита, алевроита и песка (см. фиг. 2—4), в общих чертах совпадает с ареалами распространения максимальных концентраций пелита (первая группа), повышенных концентраций алевроита в периферической зоне (вторая группа) и повышенных концентраций песка и алевроита в пелагических районах океана (третья группа). Поскольку во всех трех случаях мы рассматриваем только существенно пелитовые осадки, то сам по себе факт повышенного содержания алевроита, а тем более — песка, означает ухудшение сортировки по сравнению с чисто пелитовыми осадками. Но наряду с этим большое влияние на коэффициент сортировки оказывает соотношение отдельных составляющих преобладающей в осадке пелитовой фракции, в частности содержание субколлоидной фракции. Это видно на примере красных глин и радиолариевых илов, у которых отклонения от «нормальных» для этой группы величин So (< 3) связаны, обычно не только с примесью песчано-алевритового, но также и крупнопелитового материала, при одновременно высоком содержании субколлоидной фракции. Обычно при этом появляются двувершинные или многовершинные гистограммы.

Типичные красные глины представляют собой отсортированные пелитовые осадки с преобладанием фракций $< 0,005$ мм, образующие на гистограммах резко выраженный максимум, охватывающий от 50—60 до 80—90% всего гранулометрического спектра. Гистограммы такого типа приведены на профилях (см. фиг. 6). Нередко на гистограммах наблюдается слабо выраженный второй максимум в области песчаных фракций (ст. 3795, 3797 и др.), вследствие примеси биогенных (в основном скелеты радиоларий и костные остатки) и аутигенных (микроконкреции, филлипсит) песчаных частиц. На вершинах подводных холмов и на перегибах рельефа можно наблюдать увеличение второго максимума — появление отчетливо выраженных двувершинных гистограмм (ст. 3791 и 4068 на профиле I и 4243 на профиле II) с соответствующим ухудшением сортировки осадков.

Во второй, периферической, зоне среди терригенных, терригенно-вулканогенных и диатомовых осадков преобладают относительно плохо отсортированные (So 3—5 и более) алевроитово-пелитовые илы, характеризующиеся широкими и нередко многовершинными гранулометрическими спектрами, в которых при преобладании суммарного пелита ($< 0,01$ мм) присутствует много алевроита, как мелкого, так, местами, и крупного. Обогащение крупным алевроитом приводит к двувершинности гистограмм пелитовых осадков, как например, на ст. 4057 на склоне Алеутского желоба (см. фиг. 6, профиль I). Кроме того сама пелитовая фракция в осадках периферической зоны гораздо менее однородна, чем в красных глинах. В ней больше крупнопелитовых частиц, часто наблюдается двувершинность гистограмм в пелитовой части спектра.

Все указанные признаки, свойственные пелитовым осадкам периферической зоны океана вообще, особенно ярко проявляются на склонах (материковых, островных дуг, глубоководных желобов).

Наряду с неотсортированными осадками в периферической зоне в определенных условиях формируются относительно хорошо отсортированные разности осадков с резким преобладанием частиц размером от 0,005 до 0,05 мм. Это, во-первых, наиболее «чистые» (богатые биогенным кремнеземом) диатомовые илы южной приантарктической части океана, в составе которых преобладает диатомовый детрит. Во-вторых, такой гранулометрический состав характерен для некоторых разностей вулканогенных осадков, отложившихся на значительном расстоянии от центров извержения, по-видимому, из переносимого ветром тонкого пепла. Такие осадки описаны Найуду (Nayudu, 1964) в заливе Аляска.

там же они обнаружены и в пробах «Витязя». Кроме того, они встречаются местами на склонах глубоководных желобов и на дне котловин западной части океана на глубинах до 9000 м. В-третьих, к описанному гранулометрическому типу относятся редкие разновидности терригенных осадков на склонах (например, на материковом склоне Северной Америки).

Третья, карбонатная группа пелитовых осадков характеризуется наиболее слабо выраженной сортировкой. В ней господствуют гранулометрические разности с $So > 5$, причем в ряде случаев величина So достигает 10—15 и даже более. Гистограммы карбонатных осадков большей частью многовершинны (см. фиг. 6 и 8). Чаще всего вершины гистограмм располагаются так: одна в области пелита (среднего пелита), вторая — в области песка или крупного алеврита. Именно эти фракции содержат наибольший процент $CaCO_3$ в то время как субколлоидная, крупнопелитовая и мелкоалевритовая фракции относительно обогащены некарбонатным материалом (фиг. 7, 8).

Специфические особенности гранулометрии карбонатных осадков исчезают, если рассматривать их бескарбонатную часть. Коэффициент сортировки для бескарбонатного материала чаще всего намного меньше, чем для натурального осадка и находится в тех пределах, которые свойственны бескарбонатным осадкам. Не остается поэтому сомнений, что слабая сортировка и специфика гранулометрических спектров фораминиферовых осадков, так же как повышенное содержание в них крупных фракций, отмеченное выше, обусловлены особенностями биогенного карбонатакопления, накладывающегося на механическую дифференциацию обломочного материала.

ФОРМИРОВАНИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДКОВ

На основании изложенных данных о распределении гранулометрических фракций и характере сортировки осадков в пределах всей акватории Тихого океана представляется возможным сделать некоторые общие выводы о процессах формирования гранулометрического состава океанических осадков. Здесь мы остановимся на трех важнейших из этих процессов: а) механической дифференциации обломочного материала; б) формировании гранулометрического состава при пелагическом биогенном осадконакоплении и в) преобразовании гранулометрического состава глубоководных осадков в результате раннего диагенеза.

Особенности механической дифференциации обломочного материала

Если исключить из рассмотрения карбонатные осадки, в пределах распространения которых закономерности механической дифференциации в значительной степени маскируются биогенными процессами, то в Тихом океане, как и в меньших по размеру морских водоемах, от берегов к центру акватории прослеживается закономерная смена зон повышенной концентрации песка, алеврита и пелита. При этом зона концентрации песка в океане очень узка, зона повышенной концентрации алеврита несколько шире, а вместе они резко уступают по площади областям концентрации пелита, занимающим всю центральную часть океана. Различны и величины концентраций: участки с содержанием пелита $> 70\%$ встречаются очень часто и занимают огромные площади. В ряде мест содержание пелита превышает 90%. Такие высокие концентрации песка встречаются лишь на небольших (в масштабах океана) площадях мелководий. Для алеврита они являются редким исключением и встречаются только среди крупных алевритов. Ареалы повышенных концентраций мелкого алеврита шире, чем крупного алеврита и песка, но мак-

симальные концентрации его обычно не превышают 40%. Намечается, хотя и не так четко, концентрическое расположение и зон концентраций отдельных фракций пелита: субколлоидная фракция тяготеет к наиболее удаленным от континентов районам; ближе к континентам повышается содержание крупнопелитовой фракции. Величины концентрации отдельных фракций пелита достигают 40—60%.

Наряду с этим вырисовывается закономерное изменение степени сортировки осадков: в прибрежной зоне сортировка совершенная; в зоне переходной от шельфов к пелагическим районам (особенно на склонах) — слабая и в центральных пелагических районах она снова улучшается.

В указанных закономерностях гранулометрического состава находит отражение циркумконтинентальная зональность осадкообразования (Безруков, 1959). Она объясняется механической дифференциацией терригенного и пирокластического материала, поступающего с суши и разносимого разными транспортирующими агентами.

Наиболее совершенна сортирующая деятельность волн. Путем многократного перебива поступающего с берегов терригенного (а вблизи действующих вулканов — также и пирокластического) материала осуществляется разделение всех фракций крупнее 0,05 мм и практически полное освобождение их от более тонкого материала, уносимого во взвешенном состоянии. Активное воздействие волн на дно, однако, ограничено небольшими глубинами. Даже в условиях развития крупнейших океанических волн оно не распространяется глубже 100—150 м, охватывая лишь узкие прибрежные полосы.

Сходную с волнами роль в сортировке осадочного материала могут играть и придонные, главным образом приливные течения, если их скорости достаточны для перемещения песка или алеврита волочением по дну. Там, где развиваются высокие скорости придонных течений (а происходит это, в первую очередь, в районах островных дуг, а также на верхней части материкового склона) обусловленные ими процессы сортировки распространяются далеко за пределы волновой зоны, на значительные глубины. В проливах Курильской дуги, например, приливные течения интенсивно перебивают пески даже на глубинах 2—2,5 км, полностью освобождая их не только от пелита, но и от алеврита и доводя сортировку местами до идеальной, свойственной обычно лишь прибрежным пескам (Мурдмаа, 1961).

Но даже в этих случаях процессы интенсивной механической дифференциации путем перемещения материала волочением по дну и повторного взмучивания сосредоточены в узком поясе близ берегов материка и островных архипелагов. На всей огромной площади открытой части океана протекают лишь медленные и гораздо менее совершенные процессы механической дифференциации взвешенного в водной толще алевритово-пелитового материала.

Давно установлено, что повторное взмучивание этого материала требует гораздо более высоких скоростей воды, чем перемещение по дну песка, в то время как препятствовать осаждению могут сравнительно невысокие скорости (Hjülstrom, 1939). Поэтому в условиях океана часто, особенно при малом поступлении материала, могут создаваться условия «неотложения» тонкой взвеси, в то время как размыв ранее отложившихся осадков или их повторное взмучивание — явление исключительное и чаще связано с деятельностью не обычных гидродинамических процессов, а суспензионных потоков, обладающих очень высокими скоростями. Развитие последних также сосредоточено главным образом в периферической части океана, особенно — в районах современных геосинклинальных областей, где этому способствуют расчлененный рельеф и высокая сейсмическая активность, а также относительно обильное поступление вулканогенного и терригенного материала.

При осаждении взвеси дифференциация тем совершеннее, чем длиннее путь, который проходит взвесь от источника питания до места осаждения, и чем медленнее процесс осадконакопления. В периферических частях океана, особенно над материковым склоном, концентрация взвеси в воде относительно высокая по сравнению с его центральными районами, что объясняется близостью зон взмучивания и источников питания. Это показывают непосредственные данные измерения концентраций взвеси (Лисицын, 1961, 1962, 1964 и др.). Сравнительно быстрое накопление осадков путем осаждения взвеси препятствует дифференциации, что и является одной из причин слабой сортировки пелитовых осадков периферических районов океана. Кроме того, здесь сказывается особенно сильное влияние таких нарушающих сортировку факторов, как пульсация скоростей и направлений течений, различие скоростей в разных слоях водной толщи, различие в гранулометрическом составе терригенного материала, поступающего из разных источников и смешивающегося в потоках вдольбереговых течений. Важная роль в нарушении сортировки принадлежит также примеси биогенного и вулканогенного, а также той части более крупного терригенного материала, которая разносится льдами, плавающими водорослями, плавником или отлагается из суспензионных потоков.

Все перечисленные причины и обуславливают возникновение пояса слабо отсортированных алевроитово-пелитовых осадков по периферии океана. Особенно ярко они проявляются в пределах геосинклинальных областей Тихого океана.

На периферии океана, вероятно, оседает почти весь поступающий с берегов и переносимый во взвешенном состоянии алевроитовый материал, а вместе с ним и основная масса пелита. В центральные платформенные области океана выносятся лишь часть (по-видимому, очень небольшая) самого тонкого терригенного материала. Поскольку путь терригенной взвеси в этой области чрезвычайно растянут, а темпы его поступления весьма незначительны, происходит совершенное отделение этого тонкого (преимущественно субколлоидного) материала от всех более крупных частиц, в том числе и от крупно-пелитовой фракции, чего обычно не удается наблюдать в меньших по размеру водоемах.

Процессы дальнего переноса терригенной воздушной взвеси (пыли) и сопряженная с ним механическая дифференциация изучены пока недостаточно. Имеющиеся в литературе данные об ареалах распространения золотого кварца (Goldberg and Rex, 1958) не позволяют обнаружить какой-либо связи с наблюдаемым распределением гранулометрических фракций.

Что касается золотого разнosa пирокластического материала, то, принимая во внимание преобладающую роль в поставке этого материала вулканов андезитового пояса и выпадение основной массы алевроита из водной взвеси вблизи берегов, можно достаточно уверенно сказать, что преобладающая часть пирокластического алевроитового материала в центральные части Тихого океана принесена воздушным путем. Золотой разнос может объяснить относительную равномерность распределения мелкоалевритовой фракции на огромных площадях красных глин (см. фиг. 5) и относительно высокое его содержание (10—15%) на большом удалении от источников поступления.

Циркумконтинентальная зональность распределения золотого материала, по всей вероятности, выражена менее резко, чем это свойственно материалу, разносимому в виде водной взвеси.

На общем фоне циркумконтинентальной зональности гранулометрии осадков отчетливо выступает и вертикальная зональность — изменение гранулометрического состава в зависимости от глубины. Уже давно доказано (Trask, 1932; Shepard, 1939; Revelle and Shepard, 1955; и др.), что в морских условиях на гранулометрию осадков влияет не столько аб-

солотная глубина, сколько относительные превышения, конфигурация рельефа. В условиях открытого океана эта закономерность также четко выдерживается: на вершинах подводных возвышенностей и на перегибах профиля склонов неизменно, даже на больших абсолютных глубинах, осадки становятся более грубыми, обогащаются песчано-алевритовым материалом и содержат меньше пелита. Это видно и на картах распределения фракций и на профилях. Совершенно очевидно, что такое погружение нельзя объяснить каким-нибудь локальным привносом крупных фракций и что единственно возможным объяснением является увеличение на этих выпуклостях подвижности придонных вод, препятствующее осаждению из взвеси более тонких фракций.

В этом процессе важную роль играют приливные течения, способные распространяться на любые глубины. В последнее время большое значение придается и другим гидродинамическим процессам: деятельности внутренних волн (Тареев, 1965), а также волн цунами (Shepard, 1964). На положительных формах рельефа любые виды течений в результате уменьшения живого сечения потока «прижимаются» ко дну и оказывают на него более сильное воздействие, чем в вогнутостях рельефа (впадинах); наряду с этим около препятствий возникает экранный эффект.

Особенности формирования гранулометрического состава биогенных осадков

В отличие от терригенного и вулканогенного материала, поступающего с берегов, биогенные частицы пелагических океанских осадков продуцируются в водной толще, главным образом в слое 0—200 м. Размер отдельных частиц и гранулометрический спектр всего их набора, поступающего на дно, определяется двумя факторами: размером скелетов, разных у различных групп организмов, и процессами разрушения этих скелетов в ходе седиментации.

Из важнейших осадкообразующих организмов планктонные фораминиферы имеют известковые раковины преимущественно размерностью песка и крупного алеврита, панцири диатомовых — мелкого алеврита, радиолярии — алеврита, отчасти — песка.

Скелеты опускаются на дно либо целыми, либо подвергаясь по пути разрушению (растворению, дроблению в пищевых цепях зоопланктона и более крупных животных). Особенно сильно разрушаются на пути ко дну диатомовые. Подавляющая их часть проходит через пищевые цепи и растворяется в воде, причем растворяется избирательно: меньше всего потерь несут диатомовые океанского комплекса с наиболее толстыми и устойчивыми к растворению скелетами, больше всего — тонкопанцирные неритические формы (Лисицын, 1964; Козлова, 1964). В результате этого только 0,1—1% от исходного числа клеток достигает дна. Быстро опускающиеся фораминиферы разрушаются в водной толще гораздо меньше.

Горизонтальный перенос биогенных частиц, даже тонкого кремневого детрита, течениями происходит на относительно небольшие расстояния, о чем свидетельствует близкое совпадение ареалов обогащения отдельных групп и видов в планктоне, во взвеси и в осадках (Беляева, 1964; Жузе, 1962; Козлова, 1964; Лисицын, 1962). В ходе этого переноса не могут развиваться, во всяком случае сколько-нибудь существенно, процессы механической дифференциации.

На дне биогенные частицы могут оказаться в различных гидродинамических условиях: 1) если подвижность вод низкая и не препятствует осаждению, частицы накапливаются без разбора; 2) если подвижность воды выше, то для наиболее легких частиц падающего сверху детрита создаются «запретные» условия, и они будут выноситься в относительно более затишные зоны, в то время как более крупные частицы будут

осаждаться (происходит сортировка поступающего материала); 3) если подвижность придонной воды настолько высокая, что детрит вообще не может осаждаться, пелагическое биогенное осадконакопление в данной точке не происходит, несмотря на поступление детрита сверху. Последний случай для фораминиферового карбоната накопления в условиях открытого океана (выше критической глубины) — явление очень редкое, поскольку для того, чтобы создать «запретные» гидродинамические условия накопления крупных раковин глобигерин и глобороталий (размерами крупнее 0,1 мм) необходимы слишком высокие скорости течений. Зато для кремнистых частиц, вследствие легкости панцирей диатомей, а тем более — мелкого, раздробленного в пищевых цепях кремневого детрита, вершины подвижных поднятий, проливы и мелководья даже в зонах интенсивной продукции фитопланктона являются «запретными». Кремнистые диатомовые, а также радиоляриевые илы накапливаются только в относительно затишных условиях, у основания склонов поднятия, вместе с наиболее легкими терригенно-вулканогенными частицами (терригенным пелитом, легкими компонентами пирокластического материала). Кстати, именно гидравлическими свойствами частиц можно объяснить часто наблюдающееся в пелагических осадках одновременное обогащение осадков диатомовыми и бесцветным вулканическим стеклом. Такое совместное осаждение двух указанных компонентов никак не может служить доказательством их генетической связи.

Второй случай сортировки и отмучивания более крупных биогенных частиц от мелких имеет место при накоплении фораминиферовых песков и крупных алевритов на вершинах подводных возвышенностей. Несколько примеров подобных осадков, в той или иной мере отмытых от пелитоморфного кальцита, было приведено выше на профилях (см. фиг. 6). Сортировка этих осадков редко бывает совершенной, ареалы тесно связаны с рельефом дна и занимают значительные площади только на поверхности обширных высоких подводных плато (типа Новозелендского, см. фиг. 2, 3). В кремнистых осадках аналогичная сортировка обычно проявляется слабо, что объясняется опять же гидравлическими свойствами ажурных опаловых скелетов: они легко переводятся во взвешенное состояние и не отделяются от близкого по скоростям оседания кремнистого детрита или тонкого терригенного материала.

Наиболее широко распространенным является осаждение биогенных частиц «без разбора». На большей части площади карбоната накопления на равнинах ложа Тихого океана выше критической глубины придонные гидродинамические условия, по-видимому, не препятствуют накоплению любых по размеру карбонатных частиц. На всей этой площади преобладают осадки слабо отсортированные, с недифференцированной крупной (песчано-алевритовой) фракцией, не коррелирующей с содержанием пелита. Вертикальная зональность гранулометрического состава проявляется здесь слабо и нередко резко нарушается появлением крупнозернистых осадков (песков, алевритов) на самых нижних батиметрических уровнях отложения карбонатных осадков.

Таким же путем осаждается и преобладающая часть диатомовых илов. Их накопление, однако, возможно только в условиях малой подвижности придонных вод, не препятствующей осаждению опускающихся сверху легких скелетов диатомей и тонкого кремневого детрита. При этом сортировка образующихся осадков гораздо лучше, чем карбонатных илов, что объясняется меньшей разницей между размерами целых панцирей и их обломков, попадающих в соседние (пелитовую и мелкоалевритовую) фракции.

Таким образом, в пелагическом биогенном процессе осадконакопления в океане формирование гранулометрического состава подчиняется существенно иным закономерностям, чем в процессе терригенном.

Расстояние от берегов на гранулометрию биогенных осадков не влияет. Влияние циркумконтинентальной зональности сказывается в другом — в распространении самих биогенных осадков, в разбавлении биогенного материала терригенным вблизи берегов и в отсутствии такого разбавления в открытых районах океана.

Сильно видоизменяется в областях биогенных осадков вертикальная зональность гранулометрического состава. Роль механической дифференциации под действием гидродинамических факторов, обуславливающих вертикальную зональность терригенных осадков, здесь значительно меньше, особенно в областях карбоната накопления. Зато именно в этих областях резко выступает новый фактор вертикальной зональности — растворение карбонатов на глубинах ниже «критической», а также постепенное растворение кремнистых остатков. Первое приводит к исчезновению крупных песчано-алевритовых карбонатных частиц, второе — к избирательному захоронению в глубоководных осадках наиболее крупных кремнистых частиц.

В гранулометрическом составе океанических биогенных осадков можно проследить и влияние климатической зональности. Прежде всего она сказывается на распределении самих биогенных осадков, приуроченных к благоприятным условиям обитания осадкообразующих планктонных организмов (поясов кремнистых и фораминиферовых осадков), а следовательно, и всех особенностей их гранулометрии. Различие видового состава организмов в разных климатических зонах обуславливает неодинаковость размеров биогенных частиц, неодинаковую способность этих частиц сохраняться или разрушаться. Это вторая форма проявления климатической зональности. В разных климатических зонах довольно значительно различаются такие факторы, как величина «критической» глубины растворения карбонатов, агрессивность вод по отношению к карбонатам и к кремнезему, обилие разбавляющей терригенной взвеси. Это также влияет на гранулометрический состав осадков и является как бы третьей формой проявления климатической зональности в гранулометрии осадков. С климатической зональностью, наконец, связана полнота переработки скелетов в пищевых цепях, что в значительной степени определяются зональным распределением зоопланктона.

Влияние на гранулометрический состав процессов раннего диагенеза

Протекающие в поверхностном слое океанических осадков диагенетические преобразования осадочного материала существенно влияют на гранулометрический состав. Влияние это двоякое: одни процессы (растворение биогенных частиц, разложение вулканического пепла с образованием глинистых минералов) увеличивают степень дисперсности осадков по сравнению с осевшим на дно осадочным материалом, другие (образование микроконкреций, зерен цеолита), наоборот, приводят к возникновению дополнительного количества крупных фракций, к вторичному погрубению осадка.

Влияние процессов растворения наиболее ярко видно на переходе от пелагических карбонатных осадков к глубоководным бескарбонатным илам ниже критической глубины. Этот переход сопровождается резкими изменениями гранулометрического состава: уменьшением содержания песчано-алевритовых фракций, возрастанием суммарного пелита, а в особенности — субколлоидной фракции, улучшением сортировки. Все эти изменения связаны с растворением карбонатных частиц на дне в холодных глубинных водах. Растворение биогенных кремнистых частиц также, несомненно, сказывается на увеличении дисперсности глубоководных осадков, но влияние этого процесса на гранулометрию проявляется не так резко, как при растворении карбонатов, ввиду отсут-

ствия критической глубины растворения, большей постепенности процесса, а также ввиду того, что кремнистый детрит сам более тонкий.

Разложение вулканического пепла на дне с образованием более тонкодисперсных глинистых минералов и цеолитов — явление широко распространенное в глубоководных котловинах пелагических районов Тихого океана (Горбунова, 1963; Петелин, 1965; Bonatti, 1963 и др.). Вероятно, оно приводит в определенных условиях к дезинтеграции песчано-алевритового или даже грубообломочного пирокластического материала и к генерации таким путем дополнительных количеств тонких (особенно субколлоидных) фракций. Проследить влияние этого процесса на материале конкретных механических анализов, однако, пока не удастся.

Гораздо яснее проявляется процесс вторичного диагенетического погрубения глубоководных красных глин в результате образования песчано-алевритовых зерен гидроокислов железа и марганца (микроконкреций) и цеолитов. В районах интенсивного аутигенного цеолитообразования (см. фиг. 1) кристаллы и сферолиты филлипсита слагают местами почти всю песчано-алевритовую фракцию, которая образует на гистограммах глинистых осадков отчетливый второй максимум. Увеличение содержания песчаной и крупноалевритовой фракций за счет микроконкреций — явление широко распространенное на всей площади развития пелагических осадков, особенно — красных глин (Петелин, 1965). Здесь мы даже не говорим о макроконкрециях, местами составляющих значительную часть осадка (Скорнякова и Зенкевич, 1961) и представляющих собой по сути дела их вторичную грубообломочную часть.

Вторичное диагенетическое погрубение пелитовых осадков — это явление, свойственное наиболее удаленным от суши глубоководным котловинам океанической платформы, где по законам механической дифференциации концентрируется самая тонкая часть терригенного материала, где из-за низкой продуктивности планктона и больших глубин не образуются биогенные осадки и где поэтому наблюдаются минимальные темпы осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексина И. А. Минералогия крупноалевритовой фракции донных осадков Кроноцкого и Авачинского заливов. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 61, 1962.
- Безруков П. Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 12, 1965.
- Безруков П. Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане. Intern. Oceanogr. Congr. Preprints. Publ. Am. Assoc. Advan. Sci., 1959.
- Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 32, 1960.
- Безруков П. Л. Осадкообразование в северо-западной части Тихого океана. Проблема 10. Морская геология. Докл. сов. геологов, XXI сессия МГК. Изд. АН СССР, 1960.
- Безруков П. Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане. Тр. Океанограф. комисс., т. 10, вып. 3, 1962.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков современных морских водоемов. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 32, 1960.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П., Романкевич Е. А., Скорнякова Н. С. Современное осадкообразование в северной части Тихого океана. В сб. «Современные осадки морей и океанов». Изд. АН СССР, 1961.
- Беляева Н. В. Распределение планктонных фораминифер в водах и на дне Индийского океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 68, 1964.
- Горбунова З. Н. Глинистые минералы в осадках Тихого океана. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1963.
- Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. Изд. АН СССР, 1962.
- Козлова О. Г. Диатомовые водоросли Индийского и Тихоокеанского спектров Антарктики. Изд. «Наука», 1964.
- Лисицын А. П. К обработке результатов механического анализа морских осадков. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 19, 1956.
- Лисицын А. П. Донные отложения Берингова моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 29, 1959.

- Лисицын А. П. Распределение и состав взвешенного материала в морях и океанах. В сб. «Современные осадки морей и океанов». Изд. АН СССР, 1961.
- Лисицын А. П. Распределение и состав взвеси в водах Индийского океана. Сообщение 3. Сопоставление гранулометрического состава взвеси и донных осадков. В сб. «Океанологические исследования», № 5 (сер. Результаты МГГ). Изд. АН СССР, 1962.
- Лисицын А. П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. В сб. «Океанологические исследования», № 10 (сер. Результаты МГГ). Изд. «Наука», 1964.
- Малинин С. И. О водном механическом анализе современных осадков. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 8, 1954.
- Морской атлас, т. II. Изд. Главного штаба морских сил, 1953.
- Мурдмаа И. О. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов. В сб. «Современные осадки морей и океанов». Изд. АН СССР, 1961.
- Петелин В. П. О нахождении аутигенного глауконита в современных морских осадках. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 8, 1954.
- Петелин В. П. Новый метод водного механического анализа морских осадков. Океанология, т. 1, вып. 1, 1961.
- Петелин В. П. Особенности формирования минералогического состава песчано-алевритовых фракций осадков Тихого океана. Литология и полезные ископаемые. № 4 1965.
- Скорнякова Н. С. Донные отложения северо-восточной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 45, 1961.
- Скорнякова Н. С., Зенкевич Н. Л. Распределение железо-марганцевых конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана. Океанология, 1, вып. 1, 1961.
- Степанов В. Н. Основные размеры Мирового океана и главнейших его частей. Океанология, т. 1, вып. 2, 1961.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, 1960.
- Тареев Б. А. Внутренние бароклинные волны при обтекании неровностей дна и их влияние на процессы осадкообразования в океане. Океанология, т. 5, вып. 1, 1965.
- Тихий океан. Батиметрическая карта масштаба 1 : 25 000 000, 1963.
- Arrhenius G. Pelagic Sediments. The Sea, v. 3, N. Y., Lond., 1963.
- Bonatti E. Zeolites in pelagic sediments. Trans. of N. Y. Acad. of Sci. ser. II, v. 25, No. 8, p. 938—948, 1963.
- Goldberg E. D., Rex W. Quartz contents of pelagic sediments of the Pacific Ocean. Tellus 10, No 1, 1958.
- Emery K. O. The sea of Southern California. A modern habitat of petroleum. John. Wiley & Sons, 1960.
- Hjülstrom F. Transportation of detritus by moving water. Rec. Marine Sediments, ed. Trask. Tulsa, 1939.
- Nayudu T. R. Recent sediments of the gulf of Alaska, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69, No 12, 1958.
- Nayudu Y. R. Volcanic ash deposits in the Gulf of Alaska and problems of correlation of deep-sea ash deposits. Marine Geology, v. 1, No 3, 1964.
- Pratt W. L. Glauconite from the Sea Floor of Southern California. «Essays in marine geology in honor of K. O. Emery», 1963.
- Reed J. J., Hornibrook N. B. Sediments from the Chatam Rise, New Zealand. J. Sci. and Techn. Sec. B, v. 34, No 3, 1952.
- Revelle R. R. Marine bottom samples, collected in the Pacific ocean by the Carnegie on its 7-th cruise. Scientific results of cruise VII of the Carnegie during 1928—1929. Washington, 1944.
- Revelle R. R. and Shepard F. P. Sediments off the California coast. «Recent marine sediments» edited by P. D. Trask. Tulsa, 1955.
- Shepard F. P. Continental shelf sediments. Recent marine sediments Ed. Trask. Tulsa, 1939.
- Shepard F. P. Submarine geology. (second edition) with chapters by Jumen D. L. and Goldberg E. D., 1964.
- Shepard F. P., Emery K. O. and Gould H. R. Distribution of sediments on East Asiatic continental shelf Allan Hancock foundation publications. Occasional paper, No 9, 1949.
- Takahashi Jun-Ichl. Synopsis of glauconitization. «Recent marine Sediments» ed. P. D. Trask, 1955.
- Trask P. D. Origin and environment of source sediments of petroleum. Gulf Publishing Co, Houston Texas, 1932.
- Zen E. Mineralogy and petrography of marine bottom sediment samples off the coast of Peru and Chile., J. Sedim. Petrol., v. 29, No 4, 1959.

УДК 553.63

О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ ФОРМАЦИОННОЙ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ТЕРМИНОЛОГИИ В ПРИМЕНЕНИИ К ГАЛОГЕННЫМ ОТЛОЖЕНИЯМ

А. А. ИВАНОВ

Геологические исследования галогенных отложений, поиски и разведка различных полезных ископаемых, с ними связанных, приобрели за последние десятилетия как в нашей стране, так и за рубежом не только широкий размах и разносторонность, но и большую глубину с разработкой многих теоретических положений, на которые раньше не обращали внимания. Вполне естественно, что при этом возникло много вопросов, которые оказались еще мало изученными, слабо или недостаточно обоснованными фактическими данными и поэтому спорными, получившими различные толкования у исследователей.

Значительно развилась за это время и терминология, относящаяся к геологии галогенных отложений, причем возникли новые термины, многие старые понятия обновились, уточнились или получили новое значение. Однако и здесь еще нет единой системы, единых обозначений и номенклатуры, а следовательно, и единства понимания тех или иных явлений и процессов.

Между тем по возможности единообразная геологическая терминология, применяемая к галогенным отложениям, несомненно, будет способствовать большему взаимопониманию исследователей и значительно поможет составлению их обобщающих и сравнительных характеристик.

В данной работе автор пытается систематизировать и рассмотреть смысловое содержание основных формационных, фациальных и стратиграфических, а также и некоторых литологических терминов, связанных с геологией галогенных отложений и полезных ископаемых. Не претендуя на исчерпывающее освещение поставленных вопросов, а также и на безоговорочное признание приводимых доводов и положений, автор, однако, полагает, что обсуждение этих вопросов может представить интерес и принести пользу в той отрасли геологии, которая связана с познанием природных процессов галогенеза.

О ТЕРМИНАХ «ГАЛОГЕННЫЙ» И «ЛАГУННЫЙ»

Касаясь таких основных терминов, как галогенные отложения, галогенные породы, галогенные полезные ископаемые и т. п., следует отметить, что некоторые исследователи не считают их удачными и имеющими право на существование. С этим, однако, нельзя согласиться. Эти термины являются производными от слова «галоген» с греческими корнями «гальс» — соль и «генесис» — рождение или происхождение. Следовательно, они вполне соответствуют тем понятиям, которые в них вкладываются в современной геологической литературе. Можно отметить, что еще в 1831 г. русский химик Г. И. Гесс (БСЭ, т. 10, 1952, стр. 153) термин «галоген» заменил словом «солерод», хорошо передающим не только содержание термина, но и процесс, им определяющийся.

Термин «галогенные отложения» и связанные с ним по смыслу понятия следует рассматривать в широком аспекте. Они охватывают обширный круг природных соединений (в общем понимании солей), представляющих собой хлориды и сульфаты натрия, калия, магния и кальция, карбонаты натрия и нитраты натрия и калия, содержащие примеси некоторых других соединений (бромиды, йодиды, бораты). Эти соединения парагенетически связаны между собой и образуются выпадением в осадок из растворов повышенной и высокой концентрации в природных водоемах различного типа. Галогенные отложения сопровождаются разнообразными минералами и породами терригенного и аутигенного происхождения.

К термину «галогенные отложения» близки по смыслу такие обозначения, как химические, гидрохимические, хемогенные, а также и пегни-тогенные отложения, или осадки. В рассматриваемом аспекте, однако, эти термины менее определены, так как могут относиться не только к собственно соляным (галогенным) отложениям, но и к карбонатным, кремнистым, алюмосиликатным и др. Поэтому им нельзя отдать предпочтение и заменять ими термины с корнем «галоген».

В американской геологической литературе широко употребляются термины «evaporite deposits» или «evaporites». Если первый из них в русской транскрипции можно передать как отложения при испарении или путем испарения, то второй на русский язык дословно не переводится. Поэтому некоторые наши исследователи используют его без перевода — «эвапориты» для обозначения галогенных отложений любого типа и состава. Необходимости и целесообразности применения этого нового термина в русской литературе мы не видим.

Галогенные отложения, породы, формации, фации и т. п. очень часто называют лагунными. Трудно сказать, когда и кто впервые применил в таком смысле этот термин. Возможно, что его употребление обусловлено общими представлениями об образовании соляных и соленосных отложений в бассейнах, связанных с морем, питавшихся морской водой и по своему типу приближающихся к современным заливам, бухтам, лагунам. Но так или иначе этот термин настолько широко и глубоко вошел в нашу геологическую литературу, что его можно встретить в многочисленных работах как по общим вопросам геологии, так и специально посвященных геологии галогенных, в частности соленосных, отложений, в различных руководствах, в литологических обозначениях на картах и т. п. Термин «лагунные отложения» в применении именно к ископаемым соляным и соленосным залежам разнообразного типа использован в методических руководствах и трудах Л. Б. Рухина (1959, 1961 др.), Д. В. Наливкина (1955), Н. М. Страхова (1947, 2; 1951; 1957 и др.), А. А. Иванова и Ю. Ф. Левицкого (1960) и очень многих других исследователей. Отметим, что Н. М. Страхов называл ранее лагунными бассейнами и те, которые он теперь относит к другим типам.

Все это свидетельствует о том, что данный термин применялся и применяется исследователями не в прямом узком значении, а в нарицательном смысле как синоним вообще соленосных (галогенных) отложений, образовавшихся отнюдь не только в бассейнах собственно лагунного типа. Поэтому нельзя признать объективной критику в наш адрес Н. М. Страхова: «Из современности в качестве эталона для сравнения бралась так называемая «лагуна» — соляной бассейн с весьма неопределенным обликом и свойствами, и все древние солеродные бассейны зачислялись в разряд лагунных без попыток их детального рассмотрения. Такой подход, например, весьма отчетливо проступает в монографии А. А. Иванова и Ю. Ф. Левицкого (1960)» (Страхов, 1962, стр. 322).

Положив в основу классификации галогенных отложений ландшафтно-тектонический принцип, Н. М. Страхов (1962) выделяет пять их типов и среди них лагунный, к которому он относит комплекс отложений, возникших на наклонной к морю площадке в небольших осолоненных лагу-

нах, морфологически аналогичных современным лиманам Черноморского побережья, Сивашу, и также прихотливой цепи межкостровных проливов и заливов по восточному побережью современного Аральского моря (стр. 276). Лагунные формации, по Н. М. Страхову, «являются наиболее устойчивым историко-геологическим типом галогенных формаций вообще» (стр. 289). Пространственные размеры лагунных формаций, очевидно, могут колебаться в очень больших пределах. «Лагунными формациями — пишет Н. М. Страхов — я называю комплексы, возникшие в осолоненных лагунных водоемах, т. е. в ограниченных по размерам заливах» (стр. 284). И в то же время лагунные формации кембрия и силура Сибирской платформы, по Н. М. Страхову (стр. 288), отличаются своими *огромными* размерами (курсив наш — А. И.).

Лагунными формациями в прямом смысле, по М. П. Фивегу (1956), который впервые с отрицательной позиции рассмотрел вопрос о правомерности применения этого термина в обобщающем значении, являющийся юрская узун-су, среднемогская Сибирской платформы, среднего триаса Германии и т. д. В противоположность этому Н. М. Страхов (1962) относит формацию узун-су к типу так называемых заливных, а две последние из упомянутых — к типу формаций краевых частей открытых эпиконтинентальных морей.

Таким образом, не во всех случаях собственно лагунный тип галогенной формации может быть установлен однозначно и безоговорочно. Это положение, а также и доводы, приведенные выше, позволяют согласиться с тем, что следует отказаться от применения названия «лагунные» как обобщающего синонима галогенных или соленосных отложений, пород и т. д. и применять этот термин только в собственном смысле к отложениям, лагунный характер которых установлен твердо.

Бассейны (водоемы), в которых происходило накопление галогенных осадков в прошлые геологические эпохи, были разнообразны по происхождению, расположению в ландшафтно-тектонических и структурно-фациальных зонах, размерам и т. д. Во многих бассейнах на определенной стадии эволюционного развития процессов галогенной седиментации (галогенеза) происходило осаждение тех или иных минеральных солей, и поэтому к таким бассейнам вполне приложимо название «солеродные». Этот термин необходимо рассматривать как строго относящийся ко времени или эпохе галогенеза (солеобразования) и применять его, например, в таком контексте: «солеродный бассейн пермского времени, миоценовый солеродный бассейн» и т. п.

Однако во многих случаях процесс галогенеза заканчивался на ранних стадиях, и в осадок выпадали только сульфаты кальция (гипс, ангидрит) в чистом виде или в парагенезисе с карбонатами, терригенными осадками и т. д. К таким бассейнам едва ли применимо название «солеродные». Может быть, им следует давать общее название, например: «бассейн галогенной седиментации такого-то времени».

Если речь идет о бассейне как о площади, в пределах которой распространены комплекс тех или иных галогенных отложений и полезных ископаемых, и границы этой площади более или менее установлены, то следует говорить о соляном или соленосном, гипсоносном, калиеносном и других бассейнах, подобно тому как эти термины применяются к ряду других видов полезных ископаемых.

В своей монографии Н. М. Страхов (1962) подразделяет солеродные бассейны по ландшафтно-тектоническому признаку на пять основных типов: континентальные озера, лагунные бассейны, крупные закрытые морские заливы, приуроченные к обособленным синклинальным депрессиям, бассейны краевых частей открытых эпиконтинентальных морей, внутриконтинентальные солеродные моря.

Для характеристики наиболее крупных бассейнов М. П. Фивег (1956) также предлагает наименование «морские солеродные бассейны», к ко-

торым он относит «моря с площадью до сотен тысяч квадратных километров, существовавшие десятки тысяч лет (стр. 108—109).

Если разработанная Н. М. Страховым классификация и наименования типов солеродных водоемов может быть принята без каких-либо принципиальных возражений, то некоторые из терминов, предлагаемые М. П. Фивегом (1956), едва ли можно признать удачными и жизненными. Так, миоценовые солеродные озера впадин Тянь-Шаня он обозначает как «морские континентальные (сочетание трудно расшифруемое.— А. И.) солеродные бассейны» (стр. 108). К этой категории, по его мнению, может быть отнесен и Кара-Богаз-Гол. Неудачен и термин «калийные моря». Требуется пояснения и такая фраза М. П. Фивега (1955): «бассейны с повышенной соленостью вод *возникали обычно на территории морей* (курсив наш.— А. И.) с нормальной соленостью в результате изменения климата и режима питания» (стр. 3).

Некоторые геологические периоды характеризуются особенно устойчивым развитием процессов галогенеза и формированием месторождений галогенных полезных ископаемых. Это осуществлялось в крупных и многочисленных бассейнах, распределявшихся на обширных площадях. Такие площади можно именовать соленосными провинциями.

О ТЕРМИНЕ «ФОРМАЦИЯ» В ПРИЛОЖЕНИИ К ГАЛОГЕННЫМ ТОЛЩАМ

Галогенные отложения так же, как и прочие естественные геологические комплексы, парагенезисы горных пород и полезных ископаемых, образовавшиеся в определенных тектонических и ландшафтных условиях, могут быть рассмотрены с позиций формационного анализа.

Как уже было отмечено, к галогенным отложениям относятся комплексы пород, образующиеся в бассейнах с повышенной и высокой соленостью (минерализацией) воды. Поэтому термин «галогенная формация» следует понимать в широком, обобщающем смысле как сообщество пород (отложений), образовавшихся в определенных тектонических условиях «на средних и высоких стадиях аридного хемогенного осадконакопления, т. е. начиная от преимущественного выпадения в осадок сульфатов кальция (гипса, ангидрита) и кончая кристаллизацией различных солей вплоть до наиболее легко растворимых хлоридов и сульфатов калия, магния и натрия», с которыми в тесной парагенетической и пространственной связи (фациальные переходы, чередование, переслаивание) находятся породы (отложения) терригенного или аутигенного происхождения (Иванов и Левицкий, 1960, стр. 4).

Таким образом, термин «галогенная формация» является обобщающим и определяет генетический тип осадочных отложений, но не уточняет их литологию или минеральный состав. Вместе с этим термин «галогенная формация» в большинстве случаев объединяет более или менее сложный парагенезис отложений, различных по составу и фациальному характеру. Поэтому при уточнении литологии галогенной формации может быть соответствующим образом уточнено и ее название. Выделяются различные формации, например соляная, сложенная преимущественно каменной солью с весьма подчиненной или ограниченной ролью в ней карбонатно-глинистых, ангидрито-глинистых, ангидритовых и других пород (Верхнекамская, Гаурдакская и др.); соленосная, представленная более или менее частым чередованием пачек и слоев каменной соли и аутигенно-терригенных пород (Старобинская, Донецкая пермская и др.); калиеносная с залежами, пластами и проявлениями калийных солей в парагенезисе с каменной солью; глауберит-мирабилитовая; глинисто-карбонатная соленосная; карбонатно-ангидритовая, или ангидрито-карбонатная; гипсоносная или терригенно-гипсоносная¹ и т. д.

¹ Нужно отказаться от замены терминов «ангидритоносные или гипсоносные» образования (любого характера) терминов «сульфатные», так как последний неопределен. Термин «сульфатные» чаще прилагается к отложениям сульфатов натрия.

Галогенные формации, обнаруживающие достаточную полноту эволюционного развития процессов галогенеза, имеют сложное строение, и каждую из них удастся подразделить на большее или меньшее количество стратиграфо-литологических комплексов, базируясь прежде всего на их литологии. Такие внутрiformационные подразделения В. П. Кириков (1964) удачно предложил называть субформациями (или подформациями)². Естественно, что субформации могут иметь те же наименования, что и приведенные выше формации.

Набор субформаций в той или иной галогенной формации, как правило, различен и в количественном, и в литологическом отношении. Галогенная формация в целом или отдельные составляющие ее субформации на площади своего развития, как правило, испытывают изменения вещественного состава и мощности. Такие изменения следует рассматривать как литолого-генетические или литолого-фациальные комплексы соответствующих формаций и субформаций (Шатский, 1955). Так, например, в Припятском прогибе соленосная субформация в краевых частях замещается гипсоносными карбонатно-глинистыми отложениями, которые, следовательно, представляют литолого-фациальный комплекс соленосной субформации. Соленосной глинисто-карбонатной субформации этого прогиба в северо-западной его части соответствует известняковый литолого-фациальный комплекс (Кириков, 1964).

Как известно, геологические формации являются образованиями преимущественно тектоническими и определяются происхождением и составом слагающих их пород, а не их возрастом. Поэтому возрастные границы формаций могут находиться в различных соотношениях с границами стратиграфической шкалы. Границы формации могут совпадать с границами подразделений местной стратиграфической шкалы (сериями, свитами, горизонтами). Формация может охватывать несколько подразделений, совпадать с одним или даже с частью одного из них, и, наконец, границы формации могут пересекать границы стратиграфических подразделений (Херасков и др., 1953). Подобные соотношения характерны и для галогенных формаций и субформаций. Рассмотрим некоторые примеры.

В Предкарпатском прогибе среди неогеновых отложений устанавливаются галогенные формации, каждая из которых охватывает больший или меньший объем стратиграфических подразделений (Кореневский, Донченко, 1963; Донченко, 1964).

Первой из галогенных формаций нижнемиоценового возраста (аквитан-бурдигальского) стратиграфически соответствует воротыщенская серия, которая имеет мощность до 2000—2500 м и более и расчленяется на три свиты: нижне- и средневоротыщенскую, или загорскую, и верхневоротыщенскую. Каждая из этих свит может рассматриваться как соответствующая субформация: нижняя — песчано-глинистая ангидрит-соленосная, средняя — терригенная местами соленосная и с залежами калийных солей и верхняя — собственно калиеносная.

Второй галогенной формации стратиграфически отвечает верхнестебникская подсвита или голынская свита мощностью от 150 до 600 м, имеющая, по-видимому, гельветский возраст. Средняя, значительно преобладающая по мощности часть этой формации более или менее насыщена залежами калийных солей и может быть названа голынской калиеносной субформацией. Нижняя маломощная часть формации, сложенная соленосными брекчированными глинами с пачкой ангидритовой породы в основании, представляет собой ангидрито-глинистую соленосную субформацию. Верхняя часть формации, несколько большей мощности, сложенная соленосными брекчированными глинами, может быть названа **глинисто-соленосной субформацией**.

² Следует подчеркнуть, что приставка «суб» здесь понимается в прямом смысле — «под», что указывает на соподчиненность комплексов отложений.

Во внешней зоне Предкарпатского прогиба и на окраине Русской платформы развит сероносный гипсо-ангидритовый тирасский горизонт ниже- или верхнетортонского возраста, мощность которого колеблется от нескольких метров до 50—60 м. Этот горизонт можно рассматривать как самостоятельную гипсо-ангидритовую сероносную формацию.

В Припятском прогибе, по данным В. П. Кирикова (1964), с франским и фаменским ярусами связана мощная галогенная формация, стратиграфически охватывающая весь комплекс разнофациальных отложений от верхов евлановского до низов данково-лебедянского горизонта. В этой формации В. П. Кириковым выделены три субформации (снизу): соленосная (ливенский и верхи евлановского горизонтов) мощностью от 100 до 1100 м; глинисто-карбонатная соленосная (задонский и елецкий горизонты) мощностью 200—1000 м и калиеносная (данково-лебедянский горизонт; лебедянские и мценские слои) мощностью 1000—2000 м. Каждая из этих субформаций на площади своего распространения испытывает большие или меньшие фациально-литологические изменения, примеры которых уже были приведены выше.

Галогенные отложения, достигающие мощности 2500—3000 м и распространяющиеся на огромную территорию, развиты на юге Сибирской платформы. Стратиграфически они охватывают несколько горизонтов (свит) нижнего и среднего кембрия, объединяющихся, по Н. М. Страхову (1962) и М. А. Жаркову, в три макроцикла: усольский, бельский и ангарский. Нижний — усольский — макроцикл объединяет галогенные отложения средней и верхней частей мотского горизонта и усольский горизонт, средний — бельский — соответствует в основном толбачанскому горизонту, ангарский макроцикл объединяет галогенные отложения буретского и наманского горизонтов нижнего кембрия и литвинцевский горизонт амгинского яруса среднего кембрия.

Нельзя не отметить, что термины «макроцикл», «микроцикл» и т. п. являются несколько неопределенными. В каждой галогенной формации в зависимости от ее строения эти термины квалифицируют разные объемы отложений. Следовательно, они не могут иметь универсального значения, и в каждом отдельном случае необходимы дополнительные разъяснения смысла и содержания, которые исследователь вкладывает в подобные термины. Это, конечно, сужает их роль и значение при сопоставлении и сравнительном анализе различных галогенных формаций.

Этапы галогенного осадконакопления на Сибирской платформе в целом объединяются в галогенную формацию, которая может быть подразделена на ряд литологически различающихся субформаций. Положение последних в данном случае соответствует приведенному стратиграфическому расчленению кембрийских отложений. Так выделяются следующие субформации: мотская ангидрито-карбонатная слабозасоленная, усольская соленосная, бельская доломито-ангидритовая соленосная, булайская ангидрито-карбонатная, ангарская доломито-ангидритовая соленосная и литвинцевская ангидрито-карбонатная засоленная.

Галогенная формация на площади своего распространения испытывает более или менее значительные изменения разреза и вещественного состава, и, следовательно, для каждой из выделенных субформаций могут быть намечены соответствующие им литолого-фациальные комплексы.

В верхоленской свите верхнего кембрия в южной части Сибирской платформы выделяется терригенно-гипсоносная формация, мощностью от 20—30 до 100 м, распространяющаяся на огромную территорию.

Примеры, характеризующие галогенные формации и различные слагающие их субформации, можно было бы значительно умножить, но и приведенные достаточно характеризуют основные принципы выделения и расчленения этих геологических образований, различающихся между собой литологией, пространственным развитием, мощностью и т. п. Эти

факторы обуславливались и контролировались ландшафтно-тектонической обстановкой, в которой развивались процессы литогенеза, и создавались тот или иной тип формаций и набор слагающих их субформаций. Детальное изучение этих вопросов, вероятно, позволит разработать общие законы, управляющие процессами галогенеза, и установить общую классификацию галогенных формаций и субформаций, что в значительной мере уже намечено Н. М. Страховым (1962).

О РАСЧЛЕНЕНИИ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Процесс накопления галогенных и ассоциирующихся с ними осадков в бассейнах галогенной седиментации отличался периодичностью вследствие происходивших при этом изменений тектонических и климатических условий седиментации. Это запечатлено в галогенных формациях в виде более или менее резких и частых изменений вещественного состава, мощности, типа слоистости, текстур и окраски пород и других особенностей слагающих формации отложений.

Поэтому один из методов расчленения разрезов галогенных формаций и субформаций на более дробные единицы может основываться на выделении ритмов осадконакопления разного порядка (от вековых и многолетних до годовых и сезонных), обусловленных разными причинами. Могут быть выделены как тектонически вызванные макро- и мезоритмы, так и сезонные (климатические) микроритмы (Страхов, 1962). Отметим, кстати, что при этом должна быть выявлена прежде всего генетическая закономерность в чередовании литологически разнородных комплексов и намечена их пространственная выдержанность. В противном случае стратиграфо-ритмическое расчленение галогенных отложений теряет смысл и значение.

Галогенную формацию (воротыщенскую серию) Предкарпатского прогиба К. Б. Донченко (1964) подразделил на три макроцикла, которые соответствуют трем ее свитам. Эти же макроциклы, как показано выше, можно приравнять к субформациям. В рамках каждого макроцикла выделены циклы первого порядка, начинающиеся соленосно- и гипсоносо-терригенными породами и заканчивающиеся соленосными породами с залежами калийных солей. По литологическим признакам циклы первого порядка подразделены на пачки, ряд из которых объединяет, а ряд соответствует горизонтам, различающимся между собой по составу и набору пород. Не менее пяти из этих горизонтов представлены залежами калийных солей, имеющими пластовое, пластово-линзообразное и линзообразное строение. При суммарных мощностях этих залежей до 100—150 м вполне целесообразно и уместно объединение их названием «горизонты».

Пожалуй, наибольшее количество вариантов расчленения галогенных отложений по периодичности их накопления составлено для собственно калиеносной субформации Припятского прогиба.

Эта субформация в северо-западной части прогиба характеризуется многократным периодичным чередованием пачек соляных, глинисто-карбонатных и терригенных пород различной мощности. При изучении Старобинского месторождения субформация была подразделена на 40 таких пачек, сгруппированных в пять ритмопачек, из которых четыре в кровле ограничиваются горизонтами (пластами) калийных солей (Иванов и др., 1961).

Каждую пару пачек (глинисто-карбонатная и соляная) В. П. Кириков (1964) рассматривает как ритм осадконакопления первого порядка. В пределах соляных пачек им выделяются меньшие по мощности ритмы второго, третьего и четвертого порядка. Последний из них соответствует годовому слою седиментации, и в нем наблюдается закономерное изменение состава и структуры пород, связанное с сезонными колебаниями режима бассейна.

Принятая В. П. Кириковым порядковая индексация ритмов нам представляется правильной. Она находится в соответствии с аналогичными принципами нумерации, например, тектонических структур.

Ту же калиеносную субформацию Припятского прогиба В. Н. Щербина (1960) расчленяет несколько иначе. Пачки каменной соли и глинисто-мергелистых пород он называет горизонтами. Каждая пара этих сопряженных горизонтов отображает, по его представлению, малый цикл осадкообразования. Две серии малых циклов составляют нижний и верхний большие циклы осадкообразования, на которые и распадается весь разрез калиеносной субформации. Оба больших цикла, по В. Н. Щербине, в основании имеют мощные горизонты глинисто-мергелистых пород, которые характеризуют длительные периоды существования относительно слабо засоленных водоемов.

Следует, однако, заметить, что такой же или близкой мощности пачки глинисто-мергелистых пород имеются и внутри «нижнего большого цикла», и это делает условной границу между циклами.

Иной способ расчленения галогенных отложений Старобинского месторождения применили М. Г. Валяшко и У Би-хао (1964). Используя величину значений бром-хлорного отношения в галите (каменной соли) по систематически отобраным и исследованным образцам от керна скважин, авторы выделяют две группы циклов осадконакопления: завершенные и незавершенные. К первым они относят те циклы, в которых бром-хлорное отношение в галите соответствует стадии садки калийных солей, к незавершенным циклам отнесены те, в которых это отношение соответствует галитовой стадии кристаллизации.

Нужно сказать, что эти исследования представляют большой интерес и позволяют более обоснованно решать вопросы эволюционного развития солеродного бассейна. Однако они требуют большого объема аналитических работ и поэтому далеко не всегда могут быть осуществлены.

Довольно запутанное расчленение галогенных отложений Старобинского месторождения предлагает О. П. Горкун (1964). Она выделяет ритмичную и циклическую периодичность формирования осадков. Ритмы представлены сезонными накоплениями, к циклам первого порядка автор относит многолетние карбонатно-глинистые и соляные отложения. Следующие порядки периодичности охватывают более или менее мощные комплексы элементарных ритмов и циклов. Определения этих комплексов, по О. П. Горкун, довольно сложные. Например: «В нижней сильвинитовой пачке третьего калийного пласта насчитывается 175 ритмов периодичности первого порядка и 23 цикла по многолетним слоям периодичности второго порядка» или «третий цикл периодичности четвертого порядка заканчивается двадцать третьей соляной пачкой» (стр.18—19) и т. п. Очевидно, что простая нумерация ритмов и пачек не может облегчить работу полевого геолога и разведчика при составлении и сопоставлении разрезов скважин. Необходимо выделение каких-то более определенных маркирующих литологических признаков, которые могли бы оказывать существенную помощь при этой работе.

Мощная галогенная формация донецкой перми, охватывающая, по В. В. Когану (1964), бахмутскую серию, подразделяется этим исследователем на семь крупных ритмов первого порядка, которые он приравнивает также пачкам. В этих ритмах наблюдается закономерная смена морских осадков осадками более замкнутого бассейна (алевролиты — глины — известняки, доломиты и ангидриты — пласты каменной соли). Внутри ритмов первого порядка наблюдаются ритмы низших порядков.

Таким образом, периодичность накопления галогенных осадков определяется разными терминами. В связи с этим, вероятно, уместно вспомнить, например, как этот вопрос освещал Ю. А. Жемчужников. Он пишет: «Совершенно очевидно, что слово ритмичность при правильном его применении должно прилагаться к гораздо более узкому кругу геологи-

ческих периодических явлений и процессов. Термин цикличность, как менее определенный в смысле времени (должен применяться — А. И.), гораздо чаще. Но самым общим понятием следует считать термин периодичность, под который подходят и цикличность и ритмичность (Жемчужников, 1955, стр. 76)».

Переходя к вопросу о принципах и терминологии более дробной стратификации галогенных формаций и отдельных слагающих ее подразделений, нужно отметить, что в этом вопросе еще не существует какого-либо единообразия. Нередко те или иные разделы, занимающие одно и то же положение и играющие почти равноценную роль в однотипных формациях, называются по-разному. Иногда разделам приданы названия не вполне, может быть, применимые к галогенным отложениям, например «зона». По правилам стратиграфических и геохронологических подразделений наименование «зона» придается отложениям, выделяемым исключительно по палеонтологическим признакам. Однако можно думать, что если термин «зона» сопровождается разъяснением, например, «ильвинитовая зона» или «ангидрито-полигалитовая зона» и т. д., то этот термин может иметь «права гражданства». Вероятно, термин «зона» следует применять в тех случаях, когда пространственное развитие того или иного раздела галогенной формации еще не выяснено. Поэтому нам не представляются удачными такие, например, обозначения: «нижняя ильвинитовая зона калийного пласта» (стр. 38) или «средняя зона смешанных солей нижнего пласта» (стр. 39) и др. (Корневский и Донченко, 1963). Вероятно, лучше было бы вместо «зона» применить слово «пачка».

Стратификация галогенных отложений основывается, как правило, на литологических признаках. Поэтому к наименованию их подразделений наиболее приложимы термины свободного пользования. Употребление этих терминов «не ограничивается какими-либо твердыми рамками, т. е. они могут быть свободно использованы для обозначения отложений различного стратиграфического значения, возрастного объема, отличительных признаков и т. д.» (Стратиграфические и геохронологические подразделения, 1954, стр. 57). Однако в применении терминов свободного пользования нужно соблюдать известную последовательность и соподчиненность, основываясь на объемном или площадном развитии тех отложений, к которым они относятся.

Для обозначения галогенных отложений, имеющих относительно большую мощность, широкое пространственное развитие и отличающихся некоторой общностью состава и характера чередования пород, применимы термины «толща», «комплекс», «горизонт». Менее значительные по мощности и более однородные по литологии или петрографии галогенные отложения уместно обозначать терминами «пачка», «слой», «прослой». Для обозначения галогенных отложений, представляющих полезное ископаемое, в зависимости от объемов этих отложений (мощности, площади распространения, фациальной выдержанности и т. д.), применимы термины «залежь», «пласт», «пластово-линзообразная залежь», «линза», «пропласток» и т. д.

Все эти термины, конечно, должны сопровождаться определением, например, «пачка соленосных глин», «пласт ильвинита», «залежь калийных солей», «ильвинито-карналлитовый горизонт» и т. п.

Для характерных и выдержанных частей разреза некоторых галогенных формаций вырабатываются местные термины или обозначения. Например, для Верхнекамского и Верхнепечорского месторождений калийных солей были применены такие названия: «горизонт подстилающей каменной соли», горизонт покровной каменной соли, определяющие положение их по отношению к залежи калийных солей. На Верхнекамском месторождении, а также в галогенной формации Ишимбаевского района выделены «переходные толщи», занимающие переходное

положение между галогенными и покрывающими их глинисто-карбонатными и терригенными отложениями.

Эти и подобные им названия, получившие распространение, очевидно, имеют право на существование и признание.

О КЛАССИФИКАЦИИ И НАИМЕНОВАНИИ ГАЛОГЕННЫХ ПОРОД

Вопросы классификации и номенклатуры галогенных пород ставились много раз и рассматривались с разных позиций. В последние годы этим вопросам были посвящены работы Е. Э. Разумовской (1962), Я. Я. Яржемского (1964) и А. Рихтера (1963). Едва ли поэтому следует вновь их рассматривать в деталях.

Принципы классификации и номенклатуры галогенных пород, предлагаемые Я. Я. Яржемским, в значительной степени уже вошли в практику обозначения различных типов этих пород и получили довольно широкое признание. Название той или иной галогенной, в частности соляной, породы по этим правилам составляется из названий отдельных минералов или групп минералов, входящих в ее состав, с добавлением слова «порода», например, «карналлитовая порода», «каинит-лангбейнитовая порода» и т. п. Однако так же, как и Я. Я. Яржемский, мы не находим обязательным исключать такие укоренившиеся названия пород, как «каменная соль» и «сильвинит», хотя они и не соответствуют принимаемым принципам номенклатур. Неверно, конечно, говорить «сильвинитовая порода».

Во всех, однако, случаях необходимо придерживаться той или иной, но единой системы наименований пород, что, к сожалению, наблюдается далеко не всегда. Например, породу, в которой главнейшим или даже единственным составляющим компонентом является галит, называют и «каменной солью», и просто «галитом», и «галитовой породой», и «галититом», и даже «галититовой породой». Все эти названия подчас переключаются буквально на одной странице.

Вместо правильных терминов «соляная порода», «соляные отложения» и т. п. нередко говорят «солевая порода», «солевые отложения», что звучит «химически», а не «геологически».

Собственное имя «каменная соль» довольно часто пишут во множественном числе — «каменные соли», превращая таким образом этот термин в нарицательный, но в то же время обозначая им именно галитовую породу. Такое искажение термина недопустимо.

Никак нельзя оставить без внимания такие выражения, как «соляные глины», «соляные песчаники», «ангидритовые глины» и т. д., вошедшие в обиход многих петрографов и геологов. Если разобраться в этих терминах по существу, то совершенно очевидно, что они неудачны. В самом деле, когда говорят, например, «монтмориллонитовая глина», то ясно, что речь идет о породе, сложенной в основном монтмориллонитом. Точно так же «кварцевый песчаник» — это порода, сложенная в основном зернами кварца. Следовательно, термины «соляная глина» или «ангидритовая глина» могут быть расшифрованы только как глины, сложенные солью или ангидритом, а «соляной песчаник» — это порода из зерен соли! Совершенно очевидно, что глины или песчаники, содержащие соль, следует именовать соленосными, а не соляными. К соленосным глинам может быть применен и термин «галопелиты».

Можно, кстати, заметить, что гипсовые пески, наоборот, в природе существуют и иногда широко распространены, образуя настоящие гипсовые дюны. Например, в округе Отеро в Новой Мексике отложения гипсовых песков распространены на площади до 700 км², а высота дюн достигает 6—7 м (Твенхофел, 1936; Лотце, 1957).

Вероятно, следует отказаться от таких провинциальных терминов, как «зубер», определяющий в Предкарпатье брекчированную карбонатно-глинистую соленосную породу, и «жупный песчаник» — название, про-

исходящее от польского слова «zura», что значит рудник или копь. В русской транскрипции это слово звучит совершенно нелепо. Неудачен, на наш взгляд, и термин «корж» в применении к слою тонкослоистой соленосной глины в кровле пласта Красный II Верхнекамского месторождения калийных солей. Этот слой отнюдь не напоминает кондитерское изделие, известное под названиями «корж» или «коржик».

Ряд затронутых вопросов нуждается в обсуждении, и поэтому автор надеется, что его статья найдет тот или иной отклик среди геологов, которым близки интересы изучения галогенных отложений.

Автор приносит благодарность товарищам по работе С. М. Кореневскому и В. П. Кирикову, которые ознакомились с рукописью статьи и сделали ряд ценных замечаний, принятых автором.

ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г., У Би-Хао. Бром-хлорное отношение в галите Старобинского месторождения как критерий циклического развития солеродных бассейнов. Литология и полезн. ископ., № 6, 1964.
- Горкун О. П. Строение, периодичность и длительность отложения соленосной толщи Старобинского месторождения. Тр. Всес. н.-и. ин-та геол. и разведки, вып. 45, 1964.
- Донченко К. Б. Геологическое строение и особенности генезиса калиеносных отложений воронцовской серии Предкарпатья. Литология и полезн. ископ., № 3, 1964.
- Жемчужников Ю. А. Периодичность осадконакопления и понятия ритмичности и цикличности. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 30, вып. 3, 1955.
- Иванов А. А. и Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., т. 35, 1960.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф., Баязитов С. Х., Банченко М. С. Геология и условия формирования Старобинского месторождения калийных солей в Белоруссии. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., т. 68, 1961.
- Кириков В. П. Строение и условия формирования галогенных толщ Припятского прогиба. Автореф. дис. Всес. н.-и. геол. ин-т, 1964.
- Коган В. Д. Основные ритмы хемогенной толщи донецкой перми. Сов. геология, № 9, 1964.
- Кореневский С. М., Донченко К. Б. Геология и условия формирования калийных месторождений Советского Предкарпатья. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., т. 99, 1963.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. I. Изд. АН СССР, 1955.
- Разумовская Е. Э. Классификация и номенклатура соляных горных пород. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., т. 72, 1962.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1959.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1-е изд., 1953; 2-е изд., 1961.
- Стратиграфические и геохронологические подразделения. Общая редакция Л. С. Либровича. Госгеолтехиздат, 1954.
- Страхов Н. М. Карбонаты в современных лагунных водоемах и их значение для проблемы доломитообразования. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 22, № 4, 1947.
- Страхов Н. М. Очерки геологии кунгура Ишимбаевского нефтеносного района. Материалы к позн. геол. строения СССР, нов. сер., вып. 5, 1947.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 124, 1951.
- Страхов Н. М. Статьи в кн. «Методы изучения осадочных пород», т. I и II. Госгеолтехиздат, 1957.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд. АН СССР, 1962.
- Твенхофел В. Г. Учение об образовании осадков. ОНТИ, 1936.
- Фивег М. П. Условия образования месторождений калийных солей. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 30, № 3, 1955.
- Фивег М. П. Типы солеродных бассейнов. Тр. Всес. н.-и. ин-та геол. и разведки, вып. 32, 1956.
- Херасков Н. П., Келлер Б. М., Штрейс Н. А. О геологических формациях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1953.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Сочет. по осадочным породам, вып. 2. Изд. АН СССР, 1955.
- Щербина В. Н. Строение соляной толщи Старобинского месторождения калийных солей. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 11, 1960.
- Яржемский Я. Я. К номенклатуре и классификации галогенных пород морского типа. Литология и полезн. ископ., № 6, 1964.
- Lotze F. Steinsalz und Kalisalze, B. I., Berlin, 1957.
- Richter A. Die Nomenklatur der Salzgesteine. Chem. Erde, B. 38, № 2, 1963.

УДК 553.434 (571.55)

**ОБ ИСКОПАЕМЫХ ПЕСЧАНЫХ БАРАХ
В МЕДЕННОЙ ТОЛЩЕ УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(Северо-Восточное Забайкалье)**

Э. И. КУТЫРЕВ, Ю. В. БОГДАНОВ

Изучение рудных месторождений, приуроченных к стратифицированным толщам, и, в частности, детальное изучение Удоканского месторождения медистых песчаников показывает, что в процессах рудоотложения огромное значение имел литолого-фациальный контроль. При этом наиболее благоприятные условия для формирования руд создавались в полужамкнутых бассейнах, отгороженных от открытого моря естественными барьерами. Такими барьерами в первую очередь служили приустьевые бары и сходные с ними формы.

В современном состоянии подводные валы, бары, пересыпи и косы окаймляют значительную часть морских и океанических берегов (Леонтьев, 1957; Зенкович, 1962). Их морфология неоднократно описывалась многими советскими и зарубежными исследователями. В то же время структурные и особенно текстурные признаки, являющиеся наиболее важными при диагностике баровых наносов, изучены еще далеко не достаточно. В литературе имеются лишь единичные случаи описания этих признаков, в основном же исследователи ограничиваются упоминанием о наличии косой слоистости. Достаточно детальная характеристика ископаемых баровых образований приводится Д. В. Наливкиным (1955), Г. А. Ивановым (1956), Л. Н. Ботвинкиной (1962) и В. И. Поповым, С. Д. Макаровой и А. А. Филипповым (1963).

Д. В. Наливкин (1955) указывает на следующие основные признаки, по которым можно установить ископаемые пересыпи, или бары: «1) расположение фаций; с одной стороны морские фации, с другой — солоноватоводные, пресноводные или горько-соленые; расстояние между ними обычно не больше 2—3 км; 2) плосколинзовидная форма тела значительной длины, небольшой мощности и небольшой ширины; 3) в основном грубосблочный состав; наиболее тонкозернистые породы будут представлены тонкозернистым песком; почти всегда наблюдается примесь ракуши; 4) слоистость неправильная, косая, своеобразного типа, наклоненная к лагуне; 5) чрезвычайная изменчивость литологического состава и в вертикальном, и в горизонтальном направлениях» (стр. 384).

Г. А. Иванов (1956) указывает на широкое распространение баровых отложений в Печорском угольном бассейне и придает им роль реперов при фациально-геотектоническом анализе. Основные черты баровых песчаников Г. А. Иванов определяет следующим образом: переход от песчаников подстилающих пород постепенный, иногда резкий; поверхности размыва не характерны; гранулометрический состав соответствует составу преобладающих в разрезе пород, разномзернистость не характерна; количество наименее стойких минералов минимальное; слоист-

стость волнистая, косая перекрестная, местами и однонаправленная наряду с перекрестной; мощность пачки баровых отложений разнообразная; площадь распространения наибольшая (могут занимать огромную площадь); форма как геологических тел — пластообразная.

Л. Н. Ботвинкина (1962) определяет принадлежность осадков к баровым по целому комплексу видов слоистости в сочетании со структурными признаками, среди которых как будто нет такого, который был бы характерен только для указанной формы.

В. И. Попов и другие исследователи (1963) отмечают крайне изменчивую, неправильную текстуру баровых наносов, созданную частой перемежаемостью между собой явлений размыва и накопления осадков, кривослойчатыми следами оползания, новыми размывами, и сложную, прерывистую, извилистую слойчатость, рисунок которой еще больше усложнен пятнистостью и полосчатостью.

Некоторые исследователи ставят под сомнение возможность сохранения баров и кос в ископаемом состоянии как самостоятельных морфологических единиц, что объясняется подвижностью этих форм (Ботвинкина, 1962). Вследствие энергичной миграции баров, в разрезе сохраняется лишь результат многократного перемещения их на той или иной площади. Д. В. Наливкин (1955), наоборот, считает, что именно небольшая ширина пересыпей, или баров затрудняет выявление их в ископаемом состоянии, т. е. ни в коем случае не исключается возможность захоронения их в виде геологических тел, соответствующих по форме и размерам барам как единицам приморского ландшафта.

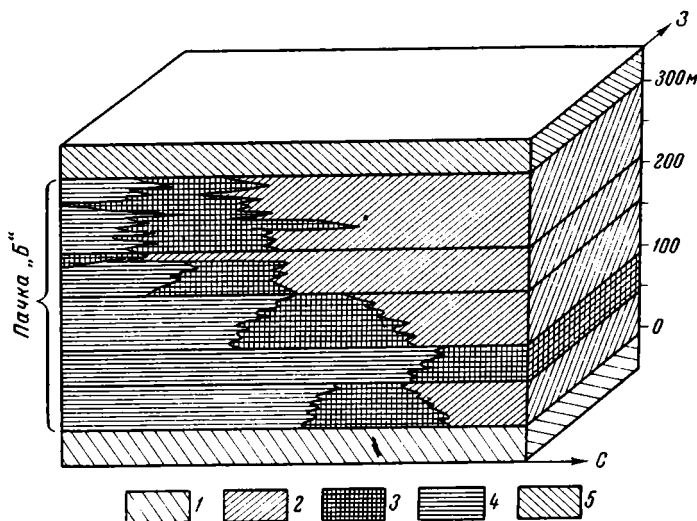
Таким образом, литературные данные об осадках баров, пересыпей и кос свидетельствуют о невозможности выделения в настоящее время признаков, характерных для всех разновидностей баровых наносов, что отражает многообразие влияния особенностей формирования на литологию этих образований и форму, в которой они переходят в ископаемое состояние. Вероятно, анализ всех признаков осадков этой формы ландшафта находится все еще в стадии анализа признаков частных форм.

Баровые отложения широко развиты и проявлены многообразно в меденосной толще Удоканского месторождения медистых песчаников. Меденосная толща является частью верхней подсвиты сакуканской свиты, входящей в состав удоканской серии нижнепротерозойского возраста (Богданов и др., 1964). Удоканская серия карбонатно-терригенных отложений развита в Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоне внешнего пояса Байкалид в Северо-Восточном Забайкалье (Салоп, 1958). Баровые отложения установлены в верхней подсвите сакуканской свиты в районе Намингинской брахисинклинали, расположенной в центральной части зоны. Не останавливаясь на деталях характеристики условий осадконакопления сакуканской свиты, отметим, что ко времени формирования этой свиты, сложенной в основном песчаниками, относится появление крупных рек, выносивших в морской бассейн огромное количество песчаного материала. В период отложения меденосной части свиты происходило многократное образование крупных приустьевых баров.

Верхняя подсвита сакуканской свиты имеет мощность около 650 м и подразделяется на три пачки, характеризующиеся определенными литолого-фациальными особенностями строения.

Подрудная пачка (А), мощностью около 250 м, сложена ритмически переслаивающимися преимущественно косослоистыми мелко- и среднезернистыми песчаниками, часто с магнетитом и другими минералами естественного шлиха. Преимущественное развитие имеют морские донно-течениевые отложения, переслаивающиеся с магнетитсодержащими песчаниками пляжей и кос, а также с песчаниками речных выносов.

Рудная пачка (Б), мощностью около 300 м, делится на пять горизонтов¹ (снизу): а, б, в, г и д, мощность которых составляет соответственно 60, 30, 60, 50 и 90 м. Пачка включает ритмически чередующиеся слои аргиллитов, алевролитов, мелко-, средне- и разномелкозернистых песчаников с разнообразными типами цемента, а также конгломерато-брекчий алевролитов и аргиллитов². Для песчаников характерны мелкая,



Фиг. 1. Схематическая блок-диаграмма распределения литолого-фациальных сообществ пород в районе Намингинской брахисинклинали

1 — прибрежно-морские, реже подводно-дельтовые песчаники; 2 — подводно-дельтовые песчаники, алевролиты и аргиллиты; 3 — песчаники баров и сходных с ними форм; 4 — мелководно-морские песчаники; 5 — песчаники, реже алевролиты и аргиллиты заливного бассейна

крупная и очень крупная косая, а также волнисто-косая слоистость. Аргиллиты и алевролиты обладают волнистой, горизонтальной, реже волнисто-косой слоистостью. Текстуры напластований представлены разнообразными по форме и размерам трещинами усыхания, знаками ряби течения и волнения. Отмечаются текстуры оползания, взмучивания и внедрения. Указанные породы относятся к разнообразным подводно-дельтовым и мелководно-морским образованиям. Объединяемые в естественные пространственно связанные группы, эти породы образуют литолого-фациальные сообщества, соответствующие определенным сообществам элементарных ландшафтов. Положение таких групп последовательно меняется от нижних горизонтов рудной пачки к верхним (фиг. 1). Во всех случаях на севере или северо-западе располагаются подводно-дельтовые (и частично наземно-дельтовые) образования, за ними следуют отложения приустьевых баров, которые южнее сменяются мелководно-морскими наносами с редкими линзами песчаных осадков речных выносов.

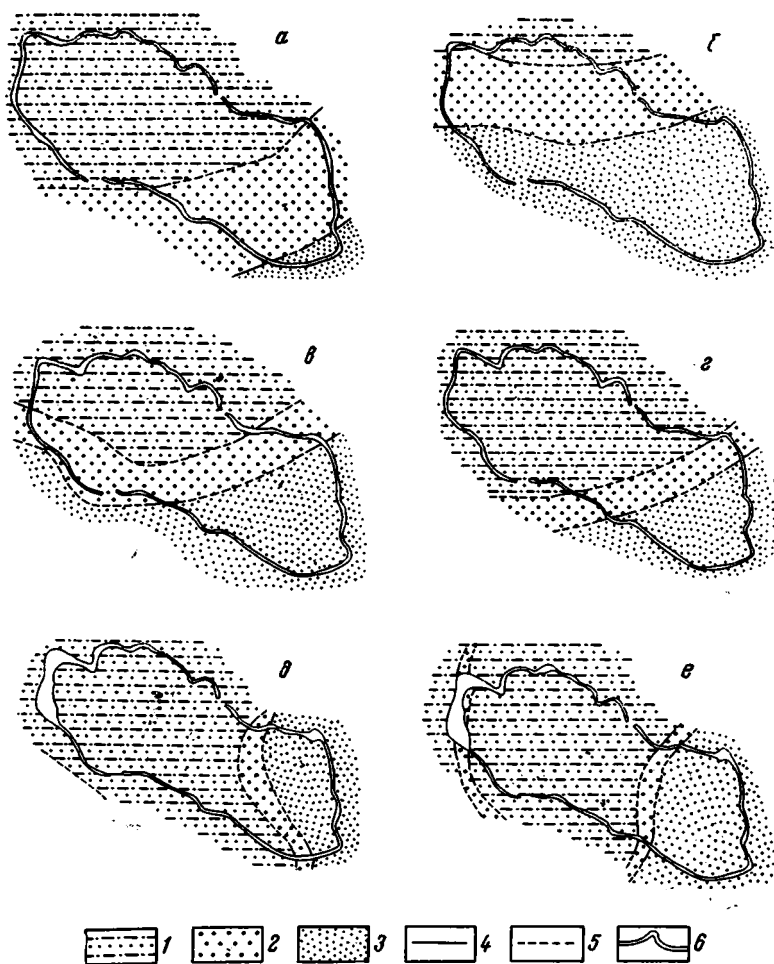
Надрудная пачка (В) сложена преимущественно мелкозернистыми горизонтально-слоистыми, волнисто-косослоистыми и косослоистыми песчаниками, реже горизонтально-слоистыми и волнистослоистыми алевро-

¹ В работе «горизонт» и «цикл» употребляются как синонимы.

² Ритмичность четко проявлена в отложениях подводной дельты. Последовательность пород в ритмах следующая (снизу): известковистые косослоистые песчаники или конгломерато-брекчии — косослоистые слабоизвестковистые песчаники — горизонтально-слоистые или волнистослоистые алевролиты, алевро-песчаники или аргиллиты. Мощность ритмов колеблется от 3 до 15 м (обычно 7—9 м). В горизонтах выделяется несколько ритмов, количество их является величиной непостоянной.

литами и аргиллитами — отложениями заливного бассейна. Дельтовые образования в пачке имеют весьма ограниченное распространение. Мощность пачки составляет 100 м.

Наиболее мощные и выдержанные линзы баровых песчаников залегают в горизонтах *а*, *б* и *в* рудной пачки. Они слагают геологические



Фиг. 2. Палеогеографические схемы времени накопления осадков рудной пачки: *а* — низов горизонта *а*, *б* — низов горизонта *б*, *в* — низов горизонта *в*, *г* — низов горизонта *г*, *д* — низов горизонта *д*, *е* — верхоз горизонта *д*

1 — подводная, на севере частично наземная дельта; 2 — приустьевые бары и сходные с ними формы; 3 — мелководный морской бассейн; границы баров: 4 — установленные, 5 — предполагаемые; 6 — выходы горизонтов на поверхность в крыльях Намингинской брахисинклинали

тела разнообразных размеров. Наиболее четко выделяются тела баровых песчаников, имеющие мощность от 10 до 40 м, а возможно, и больше. В ширину они достигают 2—3 км, а в длину прослеживаются на всем протяжении сохранившейся от эрозии толщи верхней подсыты сакуканской свиты (8—9 км). Следует отметить, что береговые валы (бары) подобных параметров хорошо изучены на юге США и подробно описаны И. Л. Ричем (Rich, 1938).

Во многих горизонтах рудной пачки линзы баровых песчаников занимают определенное положение. Так, в горизонте *а* выход линзы баровых песчаников на поверхность известен на северо-востоке брахисинкли-

нали, другой ее выход расположен в центральной части южного крыла (фиг. 2, а). В горизонте б баровые песчаники непрерывно прослежены на протяжении около 4 км в северном крыле структуры, т. е. бар смещен относительно аналогичного элемента горизонта а на северо-запад (фиг. 2, б). В горизонте в линза баровых песчаников смещена к югу относительно бара горизонта б (фиг. 2, в), а в горизонте г подобная линза смещена еще дальше к юго-востоку (фиг. 2, г). В горизонте д крупные линзы баровых песчаников не известны. Мелкие линзы занимают менее стабильное положение, чем в нижележащих горизонтах, и лишь на северо-востоке брахисинклинали они сохраняют довольно устойчивое положение на протяжении всего периода формирования этого горизонта (фиг. 2, д, е).

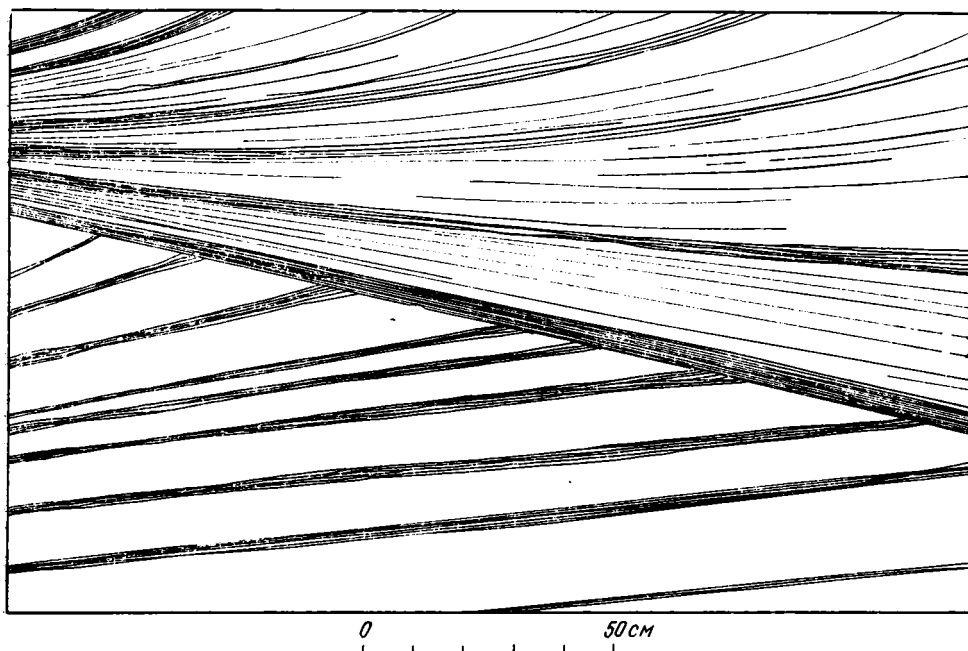
По простирацию баровые песчаники довольно резко переходят в пачки ритмического чередования осадков речных выносов и лагунно-дельтовой акватории, с одной стороны, и в мелководно-морские отложения — с другой. Времени накопления одной линзы баровых наносов соответствует один или несколько ритмов подводно-дельтовых отложений. Приведенные факты свидетельствуют о том, что бары занимали устойчивое положение в пространстве на протяжении длительного промежутка времени, охватывавшего период формирования 10—40-метровой толщи пород, и за это время во многих случаях не изменили своего пространственного положения. Следовательно, линзы баровых песчаников могут рассматриваться в таких случаях как самостоятельные морфологические единицы приморского ландшафта докембрийского дельтовой области, хорошо сохранившиеся в толще пород подводно-дельтового и мелководно-морского происхождения.

Определение принадлежности песчаных осадков к баровым произведено нами главным образом путем анализа естественной последовательности литолого-фациальных сообществ пород. Вместе с тем баровые песчаники обладают рядом текстурных и структурных признаков, имеющих мало общего с признаками осадков, отложенных в других условиях.

Песчаные осадки баров и сходных с ними форм представляют собой светло-, зеленовато- и розовато-серые мелко-, средне- и разномзернистые (с примесью крупнозернистого материала) полевошпатово-кварцевые, реже кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники с серицито-кварцевым и кальцито-серицито-кварцевым цементом. Им свойствен только для них характерный тип косой слоистости. В общем виде — это крупная прямолинейная попеременно направленная косая слоистость³. Мощность косых серий составляет 0,3—6,0 м, длина их в продольном и поперечном сечениях достигает 40 м, но обычно не превышает 10—20 м. Границы серий перекрестные, прямые, очень редко слабо вогнутые. В нижней части серий слойки часто согласные с косыми поверхностями напластований, а в верхней — более или менее резко срезаны (фиг. 3). Слойки прямолинейные, что очень характерно (фиг. 3—5), чаще параллельные основанию серий, реже наклонные, слабо вогнутые, выполаживающиеся к основанию серий, иногда сконцентрированные в пучки, что обусловлено увеличением углов наклона слойков (см. фиг. 3). На границах раздела серий (обычно в лагунной части бара) иногда отмечаются катыши аргиллитов размером от 1×3 до 10×30 см (фиг. 6). Верхняя часть некоторых серий усложнена косыми слойками с внутренней волнисто-косой слойчатостью. Необходимо подчеркнуть, что переслаивание пород с различными типами слоистости для баровых песчаников в описываемом случае нехарактерно. Мощность слойков составляет от нескольких миллиметров до 2 см. Песчаные слойки часто группируются в пачки слойков, разделенные слойками алевролита мощ-

³ Здесь и далее применяется терминология и классификация типов слоистости, разработанная Л. Н. Ботвинкиной (1962).

ностью от долей до 3 мм, вдоль которых обычно развиваются трещины отдельности, чем вызвана ярко выраженная плитчатость пород (фиг. 7). В центральной зоне пачек слойков последние неясно выражены, к краям они становятся четкими. Слоистость видна благодаря сортировке кластического материала. К границам пачек слойков уменьшается размер



Фиг. 3. Крупная косая слоистость баровых песчаников. Видно увеличение угла наклона слойков вверх по разрезу серии. Черное — слойки алевролита, ограничивающие пачки слойков

зерен и содержание кальцита в цементе, что часто подчеркивается эпидотизацией, наиболее сильно проявленной в средней части пачек. Косослоистые серии слойков, группирующихся в пачки, развиты в лагунной части бара.

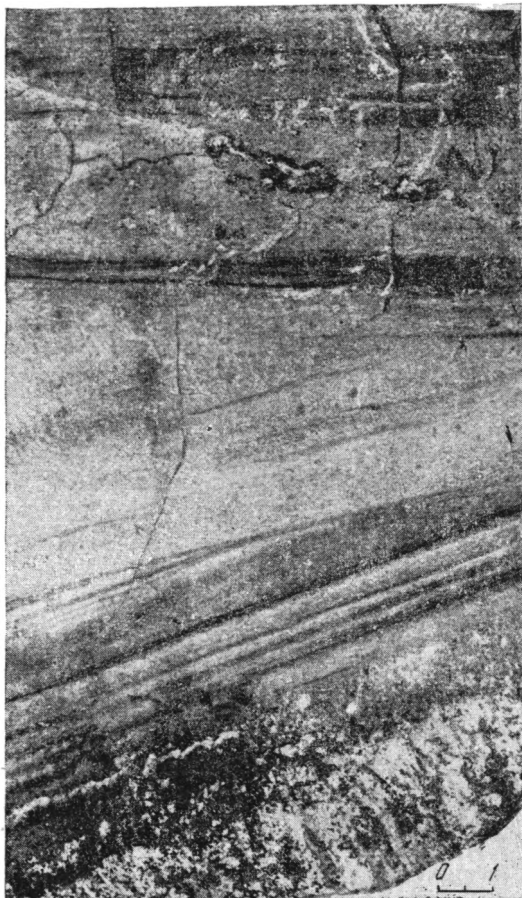
В другого рода баровых песчаниках слоистость подчеркнута слойками, почти целиком сложенными минералами «естественного шлиха», или видна благодаря чередованию полевошпатово-кварцевых и магнетитсодержащих песчаных слойков (см. фиг. 6). Магнетитовые слойки развиты, как правило, в мористой части бара.

В одной серии слойки часто однонаправленные, в пачке из трех-четырех серий и в более широком диапазоне мощностей — попеременно направленные. Углы наклона слойков колеблются от нескольких до 35°. Наиболее обычны углы от 5 до 15°. Иногда отмечается закономерное изменение углов (см. фиг. 3) и простираций слойков вверх по разрезу серий и их пачек.

Серии с ярко выраженной группировкой слойков в пачки характеризуются очень пологими углами наклона косых слойков (первые градусы) и могут быть приняты за горизонтальнослоистые.

Основные компоненты, слагающие породу, представлены кварцем (50—90%), альбитом или альбит-олигоклазом (5—50%), в подчиненных количествах отмечаются сосюритизированные зерна плагиоклаза, калиевые полевые шпаты, обломки кварцитов и микропегматитов, в общей сложности не более 1—5%. Из акцессорных минералов широко развиты циркон, апатит и турмалин. Наиболее характерные вторичные минералы — эпидот, серицит, мусковит, хлорит, кальцит и биотит.

Песчаники обладают псаммитовой структурой кластических зерен, гранобластовой и лепидогранобластовой структурой цемента. Кластические зерна, как правило, сравнительно хорошо окатаны и отсортированы. В некоторых разностях развиты преимущественно две фракции: зерна кварца и полевых шпатов среднего размера 0,3—0,6 мм сцементированы полевошпатово-кварцевым агрегатом, в значительной степени перекристаллизованным, со средним размером зерен 0,01—0,05 мм. Медианный диаметр зерен в таких песчаниках не превышает 0,085. По сравнению с другими генетическими типами отложений точки, отвечающие баровым наносам, на составленной нами генетической диаграмме по Л. Б. Рухину смещены вверх и вправо⁴. Для баровых песчаников характерна разнообразная сортировка зерен, различающаяся даже в соседних слоях, а также содержание значительных количеств средне-, а иногда крупнозернистого материала.



Фиг. 4. Характер внутренней слоистости косых серий баровых песчаников

Темные — алевролитовые, светлые — песчанниковые слои

Данные гранулометрического анализа следует считать до некоторой степени условными, так как большинство кластических зерен подверглось регенерации или коррозии.

Отложения с подобной структурой и текстурой, наряду с другими признаками, относятся к песчаным осадкам баров, кос, бар-кос, «пляжей» на бере (бар-пляж) без разделения, так как в настоящее время разграничить их невозможно. Можно лишь высказать некоторые предположения, основанные на анализе роз-диаграмм замеров направлений

наклона косых слойков. Как уже отмечалось, направления и углы наклона косых слойков изменяются в широком интервале значений даже в пределах пачки небольшой мощности. В частности, в северном крыле брахисинклинали в нижней части одной из пачек баровых наносов слойки наклонены в основном в сторону лагуны, в пределах веера около 90°, а в верхней части — в основном в сторону моря. На диаграммах лагунной части бара выделяется несколько симметрично расположенных лучей (фиг. 8, 1). По-видимому, такой тип диаграмм характерен для бар-косы, образованной продольным и поперечным перемещениями материала.

⁴ Процентные содержания фракций в шлифах определялись по методу Шванова, подсчет коэффициентов сортировки и медианные диаметры зерен даны по методу моментов (Рухин, 1961).

При этом даже направления главных лучей дают лишь самое приблизительное представление о положении дельтового берега, что связано, вероятно, с формированием большей части косых слойков волнами, направленными под острым углом к вытянутости бар-косы, хотя некоторая часть их строится и нормальными волнами.

Для другого типа диаграмм (см. фиг. 8, 3, 4) характерно наличие одного широкого луча и нескольких мелких и острых, направленных в противоположную сторону. Эти диаграммы, вероятно, указывают на бар, сформированный главным образом волнами, направленными нормально к его вытянутости. Широкий луч диаграммы, построенный для отложений мористой части бара, всегда направлен в сторону моря. В этой части бара отложения имеют много общего с пляжными песчаниками, а иногда вообще неотличимы от них. В таких случаях «пляж», очевидно, развивался на мористой стороне бара.

Таким образом, направления наклона косых слойков в барах и бар-косах могут быть самыми разнообразными в зависимости от типа и формы бара, а также места производства замеров (даже в пределах одной формы). Слойки направлены как в сторону суши, так и в сторону моря и под различными углами к линии берега (обычно под углами $40-50^\circ$). По-видимому, различные мнения, высказанные в литературе по поводу направления наклона косых слойков (Зенкович, 1962; Наливкин, 1955; Ульст, 1957; McKee, 1953; Thompson, 1937), следует считать справедливыми для определенного типа и определенной части баров и сходных с ними форм.

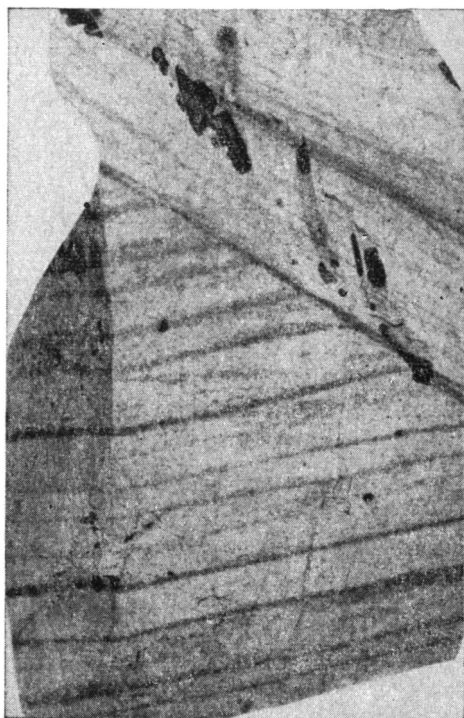
Необходимо подчеркнуть, что розы-диаграммы направлений наклона косых слойков баровых песчаников резко отличаются от диаграмм других генетических типов наличием ярко выраженных пиков. Характерна также симметрия лучей (см. фиг. 8). Диаграммы-розы песчаников подводно-русловых протоков и отмелей часто также обладают симметрично расположенными лучами, но направлены они в противоположные стороны по сравнению с лучами диаграмм баровых песчаников (см. фиг. 8, 2).

Наряду с песчаниками с очень крупной перекрестной косою слоистостью в верхней части разреза рудной пачки (горизонт δ) отмечаются песчаники, отнесенные к барам, с крупной и очень крупной пре-

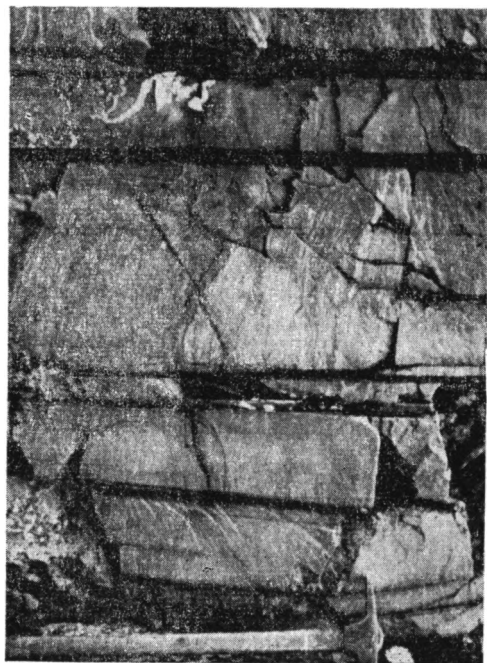


Фиг. 5. Фрагмент трех косых серий баровых песчаников

Отчетливо заметно пачечное строение отдельных серий. К верхам наклонные слойки нижней и верхней серий сменяются волнисто-косослонистыми. На границах раздела серий видны асимметричные знаки ряби течения, подчеркнутые алевролитом. В основании верхней серии видны катыши аргиллитов



Фиг. 6. Песчаник бара. Нижняя серия резко срезается верхней. Темные полосы — слои магнетитсодержащего песчаника, черные пятна вверху — мох. Нат. величина



Фиг. 7. Пологая косая слоистость баровых песчаников (угол наклона слоев — несколько градусов). Отчетливо заметна группировка слоев в пачки. Темные полосы — слои алевролита. Центральная часть северного крыла брахисинклинали

рывистой извилистой выпукло-вогнутой волнисто-косой слоистостью. Для таких образований характерны многочисленные поверхности размыва, глубокие узкие и извилистые желоба (глубиной до 0,5 при ширине 1—1,5 м), выполненные неслоистым плохо отсортированным материалом. Песчаники с очень крупной косой слоистостью, описанной выше, и с крупной волнисто-косой слоистостью переслаиваются в разрезе горизонта, образуя пачки слоев мощностью в несколько метров. По простираанию горизонтов отдельные маломощные пласты таких песчаников прослеживаются в обнажениях на 0,1—2,0 км. Определенной линейности в их размещении не установлено. Пласты объединяются в серии пластов, перекрывающие значительные площади. В ряду генетических типов пород они занимают обычное для баров положение, латерально разделяя подводно-дельтовые и мелководно-морские образования.

Текстурные признаки баровых песчаников с крупной волнисто-косой слоистостью, по-видимому, соответствуют признакам, приведенным в работе В. И. Попова и др. (1963).

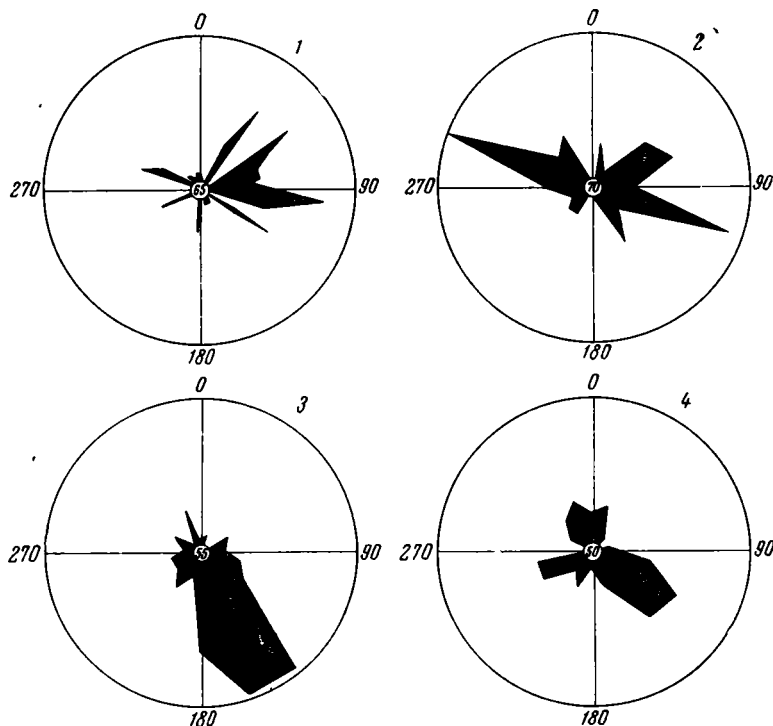
Для такого рода отложений наиболее явственный признак — своеобразный тип слоистости, наличие промоин (желобов стока?) и многочисленных поверхностей размыва. Кластический материал обычно более грубый, чем преобладающий в разрезе подстилающих и перекрывающих пород.

Сравнивая динамические условия среды отложения баровых крупнокосослоистых песчаников, образующих самостоятельные морфологические единицы, сохранившиеся в толще, с одной стороны, и баровые волнисто-косослоистые песчаники — с другой, можно прийти к выводу, что первые развиты в нижней части разреза рудной пачки, характеризующейся признаками наиболее динамичных условий осадконакопления, а вторые отмечены в

верхней части пачки, сформированной в более мелководных и спокойных условиях.

Приведенный материал позволяет выделить следующие характерные признаки песчаных баровых наносов, перешедших в ископаемое состояние.

1) В виде самостоятельных морфологических единиц в ископаемом состоянии сохраняются обычно крупные формы, образующие удлинен-



Фиг. 8. Диаграммы-розы направлений наклона косых слоев

1 — в лагунной части бара, северное крыло брахисинклинали; 2 — совмещенная диаграмма баровых (правая половина) и подводно-русловых (левая половина) песчаников; юго-западная часть брахисинклинали; 3, 4 — диаграммы песчаников мористой стороны бара, восточное замыкание брахисинклинали. В кружках — количество замеров направлений наклона косых слоев

ные линзы крупнокосослоистых песчаников мощностью до 40 м (возможно, и больше), шириной до 2—3 и длиной более 8 км. Баровые песчаники с волнисто-косой слоистостью выделяются в виде геологических тел значительной ширины по отношению к их мощности. Такие тела образованы кулисообразным наложением пластов баровых песчаников сравнительно небольшой ширины. Поэтому каждый баровый пласт как образование небольшого промежутка времени, строго говоря, не перекрывает значительной площади.

2) По простиранию пласты баровых песчаников любых размеров резко замещаются отложениями других генетических типов — подводно-дельтовыми, с одной стороны, и мелководно-морскими — с другой.

3) Крупные формы обладают очень крупной клиновидной перекрестной косой слоистостью; в изученных разрезах только они образуют косые серии мощностью до 6 м, однако серии таких гигантских размеров встречаются не часто. Мелкие формы характеризуются очень крупной прерывистой извилистой выпукло-вогнутой волнисто-косой слоистостью.

4) Косослоистые серии крупных форм построены прямолинейными слоями; в нижней части каждой серии слойки параллельны основа-

нию серий. В случае плохой обнаженности серийных границ и малых углов наклона слоев их часто принимают за горизонтальнослоистые. В мелких формах внутренняя слоистость волнисто-косых серий часто не выражена, а характер слоистости таков, что трудно установить верх или низ образца, взятого из отвала.

5) По крупности обломочный материал находится в пределах песчаной фракции, независимо от размеров тела, сохранившихся в разрезе баровых песчаников. Последние по сравнению с другими генетическими типами пород содержат больше грубой фракции. Окатанность хорошая, сортировка разнообразная.

Крупные формы характеризуются, кроме того, следующими признаками.

6) На мористой части бара накапливаются пляжные пески, естественно обогащенные минералами тяжелого шлиха. В лагунной части косослоистые серии сложены слойками, часто группирующимися в пачки слоев симметричного строения мощностью до 30 см, к краям которых появляются слойки алевритового материала.

7) Розы-диаграммы направлений наклона косых слоев часто обладают четкой симметрией лучей. Диаграммы указывают на разнообразное падение слоев — как в сторону суши, так и в сторону моря, а также под различными углами к линии берега (обычно 40—50°).

Что касается состава обломочного материала, то он соответствует преобладающему в разрезе. Иногда отмечается пониженное содержание полевых шпатов.

* * *

1. Приустьевые бары и сходные с ними формы являются составной частью нижнепротерозойской сакуканской свиты (ее меденосной части), образованной в условиях подводной дельты и прибрежно-морского мелководья.

2. Докембрийское время бары и сходные с ними формы образовывали пояса, отделявшие собственно подводную дельту от морского бассейна.

3. Крупные бары и сходные с ними формы часто сохраняются в разрезе меденосной толщи в виде самостоятельных морфологических единиц, образуя удлинённые линзовидные тела песчаников.

4. Песчаники мелких баров образуют пласты, не дающие представления о размерах первичных форм прибрежно-морского дна. Однако и они группируются в пачки слоев, занимающие более или менее устойчивое положение в разрезе.

5. Крупные бары и сходные с ними формы характеризуют более динамичную среду в области их формирования, чем мелкие.

6. Пласты баровых песчаников служат местными надежными маркирующими горизонтами при расчленении немой меденосной толщи и являются одним из немногих реперов при выяснении цикличности отложений этой толщи.

7. Баровые песчаники сами по себе редко являются рудовмещающими, но наличие их в толще пород в районе Удоканского месторождения указывает на возможную близость рудных тел в горизонтальном направлении (на север и северо-запад от пояса баров), а также в вертикальном сечении (в трансгрессивном разрезе меденосные отложения располагаются под баровыми, а в регрессивном разрезе — над баровыми отложениями).

8. По той причине, что баровые песчаники сопровождают меденосные отложения и характеризуются рядом текстурных признаков, резко бросающихся в глаза, эти породы могут служить одним из косвенных поисковых признаков меденосных отложений в районах со сходными условиями осадконакопления.

Изучение типов слоистости песчаников баров и кос и выяснение цикличности в развитии этих форм позволило, наряду с применением других методов, расчленить меденосную толщу Удоканского месторождения на ряд стратиграфических пачек и горизонтов. Кроме того, оказалось возможным отграничить в плане и в разрезе их части: с одной стороны, сложенные подводно-дельтовыми осадками, являющимися в исследованном районе меденосными, а с другой — непродуктивными породами мелководно-морского происхождения. Бары и сходные с ними формы явились тем барьером, благодаря которому стало возможно появление восстановительной обстановки в водах или осадках отшнурованной от моря лагунно-дельтовой акватории с благоприятными для меденакопления условиями.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Изд. АН СССР, 1962.
- Богданов Ю. В., Кочин Г. Г., Кутырев Э. И. Закономерности размещения медистых песчаников в Кодаро-Удоканской зоне (Северо-Восточное Забайкалье). Тез. докл. первой научн. конф. Геол. секции им. В. А. Обручева. Чита, 1964.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. Изд. АН СССР, 1962.
- Иванов Г. А. Методика фациально-геотектонического анализа угленосных отложений и применение ее в практике геологоразведочных работ. Материалы II угольн. геол. совещ. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. V, 1956.
- Леонтьев О. К. Некоторые особенности динамики и морфологии береговой зоны северо-западного побережья Каспия. Тр. океаногр. комис., т. 2, 1957.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1. Изд. АН СССР, 1955.
- Попов В. И., Макарова С. Д., Филиппов А. А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Тр. Проблемн. лабор. осад. формаций и осад. руд. ТашГУ, вып. II, 1963.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Госгеолтехиздат, 1961.
- Салоп Л. И. Байкальская горная область. Докембрий. В кн. «Геол. строение СССР». Т. 1. Стратиграфия. Госгеолтехиздат, 1958.
- Ульст В. Г. Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Изд. АН ЛатвССР, 1957.
- McKee E. D. Report on studies of stratification in modern sediments and in laboratory experiments U. S. Office Naval Res. Proj., Nonr., 1953.
- Rich I. L. Shore lines and lenticular sands as factors of oil accumulation. Sci. Petroleum, v. 1, 1938.
- Thompson V. O. Originale structures of beach, bars and dunes. Bull. Geol. Soc. America, v. 48, No. 6, 1937.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Дата поступления
13.VII.1964

УДК 551.736.3(471.56)

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОРЕНБУРГСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

А. Е. МИРОШНИКОВ, Е. И. КОЗЛОВ

Изучение верхнепермских отложений на Сакмарской площади в восточной части Предуральского прогиба (около 110 км к востоку от г. Оренбурга) проводилось авторами в течение 1961—1962 гг. Полевое изучение красноцветных образований включало их послойное исследование в естественных обнажениях, горных выработках и скважинах по методу фациально-циклического анализа, описанному для угленосных толщ Ю. А. Жемчужниковым, В. С. Яблоковым (1956), Л. Н. Ботвинкиной (1962) и др. (Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса, 1954; Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донбаса, 1956).

В комплекс камеральных исследований входили петрографический, минералогический, химический (с определением различных форм железа) и спектральный анализы.

В статье Л. Н. Ботвинкиной и др. (1963) описаны генетические типы, фации и циклическое строение татарских отложений в разрезе Вязовского оврага, находящегося в 60 км к западу от Сакмарской площади. Некоторые из описываемых нами литогенетических типов сходны с типами из Вязовского оврага. Проведение детальных литологических исследований татарских отложений на разных участках позволит в будущем составить полную картину распространения отдельных типов и фаций, а также палеогеографии на всей площади Оренбургского Приуралья.

Стратиграфически исследованные отложения на основании фауны остракод и минерального состава относятся только к татарскому ярусу, с условным подразделением их по самому выдержанному пласту сероцветных конгломератов на подъярусы: верхний и нижний (Гаряинов, 1962).

Нижняя граница татарского яруса в районе проводится условно из-за недостаточной изученности на глубину; по этой же причине остаются нерасчлененными красноцветные отложения казанского и уфимского ярусов.

В структурном отношении названные образования слагают Сунарчинскую синклиналь, разделенную поперечным поднятием на северную и южную мульды, и южное периклинальное погружение следующей за ней к западу Каировской солянокупольной складки. С востока Сунарчинская синклинальная структура по тектоническому нарушению неустановленного масштаба граничит с Курмаинской антиклиналью западного борта Уральской складчатой области. В строении этой антиклинали принимают участие терригенно-карбонатные породы нижней перми.

Стратиграфическая мощность изученного по скважинам и канавам разреза составляет около 1200 м (см. фигуру).

На исследованной площади имеются следы очень древних медных рудников: Красная горка, Синие и Сакмарский.

В результате изучения генетических признаков пород на площади выделены описываемые ниже литогенетические типы отложений нескольких фаций.

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФАЦИИ ПРЕДГОРНОЙ ПАЛЕОРЕКИ

Литогенетические типы русловой фации

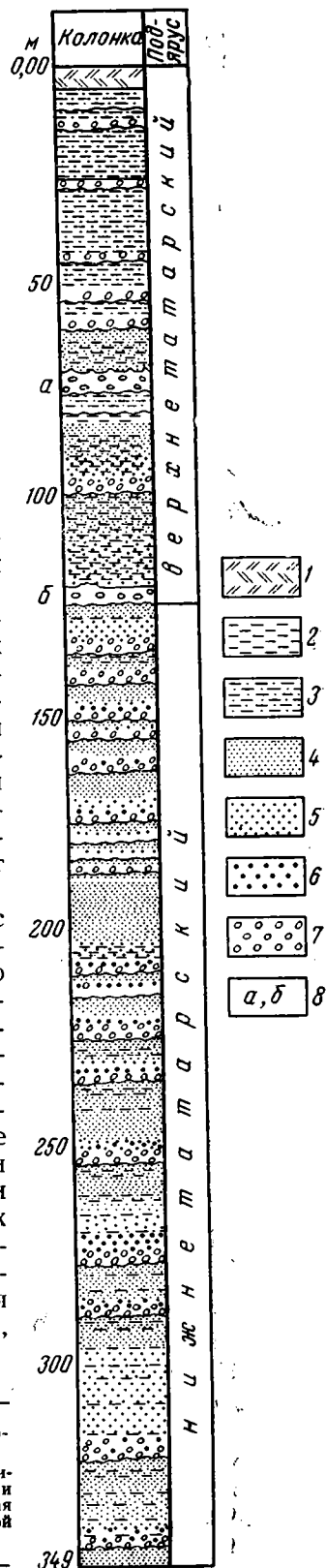
В красноцветной формации татарского яруса в разрезе Сунарчинской синклинали литогенетические типы русловой фации представлены в основном косослоистыми конгломератами, гравелитами, крупно- и реже средне- и мелкозернистыми песчаниками.

При переходе от ниже- к верхнетатарскому подъярсу более грубые разности русловых фаций перемещаются к западу и уже в западном крыле Каировской антиклинали конгломераты исчезают, а крупнозернистые песчаники имеют подчиненное развитие. Изученные отложения обладают ритмичной слоистостью, и грубозернистые образования всегда определяют начало каждого нового элементарного цикла осадконакопления. Мощность последних от 3 до 33 м.

Косослоистые конгломераты и гравелиты с размывом залегают в основании цикла на различных породах предыдущего цикла и нередко содержат остроугольные обломки подстилающих пород. Пласты конгломератов и гравелитов имеют мощность от нескольких сантиметров до 2—4 м и по простираанию прослеживаются от сотен метров до нескольких километров. Пласт представляет собой переслаивание небольших линз конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников с резкими, четкими и часто эрозионными границами. В пределах линз нередко можно видеть постепенные фациальные переходы от конгломератов к песчаникам и даже к алевролитам. Благодаря устойчивости этих пластов к выветриванию, они четко выражены в рельефе.

Строение средней части татарских красноцветных отложений Сакмарской площади

1 — почвенно-растительный слой; 2 — аргиллиты; 3 — алевролиты; 4 — песчаники мелкозернистые; 5 — песчаники средне- и грубозернистые; 6 — гравелиты; 7 — конгломераты; 8 — медная минерализация; а — район Синего рудника; б — район Красной горки



Конгломераты состоят из гальки беловатых и серых известняков (35—45%), коричневых, бурых и черных яшмовидных пород и вторичных кварцитов (15—20%), зеленоватых спилитов, порфиритов и серпентинизированных пород (15—20%), прозрачного и молочно-белого кварца (5—10%), красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов (3—5%), серых и коричневых кислых эффузивных пород (до 2%). Размер галек в поперечнике варьирует от 0,5 до 2 см и редко достигает 10 см. Степень окатанности галек зависит от их величины и петрографического состава. Крупная галька известковистых пород, как правило, окатана хорошо, галька кварца, кремнистых и зеленокаменных пород окатана слабо или угловата.

Галька сцементирована крупно- или среднезернистым полимиктовым песчаником. Цемент базальный, контактово-базальный, базально-сугликовый. Цементирующий песчаник представлен небольшим количеством актинолитовых пород и диабазов, обломками амфиболов, полевых шпатов, зеленой роговой обманки, хлоритизированных и серицитизированных пород. Цемент песчаника представлен тонкозернистым карбонатом с тонкой вкрапленностью железистых минералов, часто окисленных, из-за чего породы приобретают красный оттенок.

Для описываемых отложений характерна крупная косая слоистость. Мощность косослоистых серий варьирует в зависимости от грубозернистости пород в пределах от 0,5 до 1 м. Отдельные линзы конгломератов состоят из одной косослоистой серии. Чаше в линзе наблюдается несколько разнонаправленных косослоистых серий с отчетливыми параллельными или слегка срезающими друг друга швами. Мощность косослоистых серий обычно к кровле линзы уменьшается, а границы между косыми сериями размазаны. Мощность слойков косослоистых серий варьирует в пределах 5—10 см и уменьшается снизу вверх. В каждом слоеке серии заметна сортировка галек, выражающаяся в уменьшении их размера и улучшении степени окатанности от основания к кровле слойка. В продольном сечении слойки вверх косослоистой серии почти параллельны, а в основании заметно выполаживаются и сближаются, подстилая друг друга. Углы наклона слойков колеблются от основания к верхней части серии от 5 до 30°. В поперечном сечении слойки отчетливо параллельны. Слои конгломератов перекрываются чаще всего песчаниками, реже алевролитами и аргиллитами.

Описанные генетические признаки конгломератов и гравелитов позволяют с достаточной уверенностью, по данным Л. Н. Ботвинкиной (1962), относить их к осадкам русла реки, или точнее, ее стержневой части.

Косослоистые песчаники отличаются от описанных выше конгломератов и гравелитов значительно лучшей сортировкой обломочного материала, большей однородностью размеров зерен, мелкой сходящейся и перекрещивающейся косой слоистостью, менее четкими границами между косослоистыми сериями. Слоистость подчеркивается прослойками заиления, механической сортировкой в слойках косослоистой серии, растительным детритом на плоскостях напластования. Нижний контакт прослоек заиления обычно постепенный, а верхний — довольно резкий, иногда со следами размыва.

Пласты песчаников более выдержанны в плане и разрезе, чем конгломераты. Их мощность меняется от 10—20 см до 10—15 м, по простиранию они протягиваются до 5—10 км. Пласт песчаников представляет собой чередование отдельных линз и прослоек, тонких и быстро выклинивающихся. Нередко в пласте наблюдается переслаивание линз косослоистых песчаников с горизонтальнослоистыми и неслоистыми песчаниками и алевролитами, а участками — и с конгломератами. Наряду с постепенными переходами к смежным породам цикла часты четкие эрозионные поверхности напластования линз. Состав песчаников

полимиктовый, отдельность массивная и плитчатая. Петрографический состав песчаников в основном сходен с составом песчанистого цемента вышеописанных конгломератов, но с повышенным количеством в составе обломков минералов. Зерна песчаников окатаны слабо, угловаты, размером от 0,1—0,3 мм, очень редко до 1 мм. Цемент песчаников контакто-базального типа, карбонатный, с незначительным содержанием хлорита и тонкорассеянным пиритом, частично окисленным. Пирит в цементе песчаников обычно более густо окаймляет обломки порфири-тов или спилитов.

Тесная связь с косослоистыми конгломератами, характер структурных и текстурных признаков свидетельствуют об образовании косослоистых песчаников в пределах прирусловой отмели во время многоводья или в стержневой части русла при спаде воды. Описанные породы сходны с песчаниками, гравелитами и конгломератами, выделенными в разрезе Вязовского оврага (Ботвинкина и др., 1963).

Литогенетические типы фации пойм

Песчаники неслоистые средне- и мелкозернистые в разрезе обычно сменяют косослоистые песчаники или конгломераты. Изредка в них намечается мелкая (6—8 см), косая, однонаправленная, прямолинейная или сходящаяся слоистость, подчеркиваемая слабой сортировкой зерен, прослойками заиления, поверхностной рябью течения. Порода разбита раковистой отдельностью на крупные массивные блоки и этим резко отличается от слоистых песчаников и алевролитов. Нередко неслоистые песчаники имеют пятнистую окраску из-за серых пятен, гнезд и линзочек, расположенных вокруг обугленных растительных остатков.

Пласты этих пород обычно имеют мощность от 0,5 до 1 м и редко больше, а по простираанию прослеживаются в отдельных обнажениях непрерывно на 80—100 м. Нижняя граница песчаников обычно резкая, верхняя — чаще постепенная, с переходом в алевролиты, и только изредка — резкая.

Неслоистые песчаники по положению в разрезе относятся нами к отложениям поймы.

Алевролиты (осадки пространств долины, залитых в период паводков) имеют мощность от 1 до 30, но обычно — 10—15 см и грубую горизонтальную слоистость, подчеркнутую переслаиванием пород с различной крупностью зерна. Они отличаются от песчаников лучшей сортировкой, большей однородностью зерен, тонкоплитчатой и листовой отдельностью, почти горизонтальными прослойками заиления. В пределах пласта алевролитов слои с правильной горизонтальной слоистостью часто чередуются и замещаются слоями с тонкой косой и волнистой слоистостью. Мощность мелких косых серий составляет несколько сантиметров. Косые серии к основанию выполаживаются, а вверх обычно срезаются вышележащей косослоистой или горизонтальной серий. Наклон косослоистых серий однонаправленный.

Характер слоистости, прослойки заиления, пологий наклон косослоистых серий, их малая мощность и малая мощность слоев свидетельствуют об осадконакоплении в условиях мелких водоемов со слабым течением и периодической сменой его уровня, какими могут быть пойма реки или проточные старицы и озера. Осадки этих фаций здесь совмещаются.

Переходы от русловых образований к отложениям паводков в условиях пойм весьма разнообразны. Поэтому мы привели описание наиболее типичных.

Горизонтальнослоистые песчаники средне- и мелкозернистые. В ряду отложений долины палеореки являются переходными между конгломератами и песчаниками русел и передовых частей пойм и алевролитами и аргиллитами закрытых пойм — стариц и озер.

На Сакмарской площади эти песчаники имеют наибольшее, но все же подчиненное развитие в разрезе нижнетатарского подъяруса в пределах Каировской антиклинали. Их отличием является хорошая сортировка и окатанность обломочных зерен и правильная параллельная и горизонтальная мелкая слоистость, обязанная ритмичному чередованию тонких прослоек средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов, прослоек заиления или растительного детрита. В последнем случае песчаники имеют серый цвет, и с ними локально связано присутствие малахита, приуроченное к послойному расположению растительных остатков.

Переход песчаников в алевролиты и прослойки заиления постепенный, а последние сменяются новой прослойкой песчаника по резкой границе. Прослойки заиления часто имеют трещины усыхания, заполненные песчаником. Пласты горизонтальнослоистых, тонкоплитчатых песчаников имеют четкие, резкие контакты и довольно выдержаны по мощности и простиранию. Имеющийся фактический материал позволяет допустить их изометричные или слабовытянутые формы в плане.

Песчаники волнистослоистые в разрезе переслаиваются и фациально замещаются горизонтальнослоистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Их слоистость в деталях весьма разнообразна. Часто — это чередование мультислоистых симметричных и несимметричных серий, срезающих друг друга. Местами в пласте пород мультислоистая и волнистая слоистости сочетаются с горизонтальной или слабонаклонной прямолинейной слоистостью или происходит чередование слоев с прямолинейной слоистостью, наклоненной под разными углами. В остальном эти песчаники сходны с горизонтальнослоистыми.

В опорных обнажениях правого берега р. Сакмары породы последних двух литогенетических типов по простиранию непрерывно прослежены на первые сотни метров без заметных изменений мощности пластов, составляющей обычно первые метры.

Отмеченные особенности позволяют считать эти песчаники отложениями озер и стариц.

Алевролиты горизонтальнослоистые по генетическим признакам почти однотипны одноименным отложениям пойм, с которыми в разрезе нередко переслаиваются. Их отличием является более тесная связь с горизонтально- и волнистослоистыми песчаниками и аргиллитами, пространственная выдержанность слоев и большая однородность в деталях внутреннего строения.

Аргиллиты — наиболее тонкоотмученные породы, четко проявляющиеся на поверхности обнажений благодаря массивной текстуре, крупной плитчатой и скорлуповатой отдельности. В разрезе с востока на запад они получают все большее развитие и в пределах западного крыла Каировской антиклинали преобладают.

По генетическим признакам эти породы близки к вышеописанным, чередуются с ними в разрезе и образованы, очевидно, в сходных условиях. Из особенностей их строения следует отметить частое наличие в них конкреций, трещин усыхания, отпечатков капель дождя и листьев деревьев, хорошей сохранности. Конкреции представляют собой уплотненные дисковидные образования 1,5—2 см в диаметре; ориентированные параллельно поверхности напластования. Сложены конкреции обычно пелитоморфным карбонатным материалом со сульфидными скоплениями глинистого вещества и разбиты многочисленными порами,

выполненными зернистым кальцитом. В основной массе конкреций и по краям пор часто можно видеть новообразования анальцима.

Описанные выше тонкогоризонтальнослоистые глинисто-алевритовые отложения близки типу 14 — отложений озер из Вязовского оврага (Ботвинкина и др., 1963).

Литогенетические типы и фации конусов выноса горных рек

Литогенетические типы пород конусов выноса горных рек отмечены в основном в пределах восточного крыла Сунарчинской синклинали. Среди них встречены главным образом конгломераты и гравелиты, редко песчаники, алевролиты.

Конгломераты массивные грубые, несортированные, представляющие своеобразную смесь псефитового, псаммитового, алевритового и пелитового материала. Изредка в них проявляется грубая, смещенная, прямая, беспорядочно разнонаправленная, вогнутая, сходящаяся косая слоистость.

Петрографический состав этих пород отличается от состава отложений предгорной палеодолины резко преобладающим в них количеством обломков местных, развитых в крыльях Курмаинской антиклинали, терригенно-карбонатных пород артинского и сакмарского ярусов и наличием крупных валунов последних. Наблюдаемые в этих отложениях карманообразные желоба имеют в отличие от субмеридионального направления таковых в отложениях предгорной палеодолины почти перпендикулярное к последним направление.

Пласты этих конгломератов в восточном борту северной мульды Сунарчинской синклинали имеют большие мощности и по сути дела переходят через эрозионные контакты друг в друга, в то время как к югу и северу наблюдается заметное уменьшение их мощности и ритмичное чередование с другими литогенетическими типами пород — с массивными песчаниками и слоистыми алевролитами, являющимися, по-видимому, образованиями краевых частей конуса выноса.

Песчаники и алевролиты имеют плохую сортировку зерен, малые мощности, невыдержанны по простираанию и включены в пласты более грубозернистых пород. Часто в них наблюдается крупная косая разнонаправленная слоистость и иногда — текстуры взмучивания.

Петрографический состав различных гранулометрических разностей обломочных пород района — полимиктовый.

В составе терригенных компонентов в убывающем порядке отмечаются обломки различных известняков (мергелистых, алевритистых, органогенных), кремнистых пород, кварцитов, диабазов, дацитовых порфиритов, спилитов, вариолитов, диоритов, кислых эффузивных пород, серицитизированной и актинолитовой пород. Кроме этого, присутствуют минеральные обломки кварца, халцедона, плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, хлоритизированного биотита, серицитизированных минералов, гематита, магнетита, хромита, роговой обманки, хлорита, эпидота, актинолита, апатита, сфена, рутила, циркона, турмалина и граната; нередко органогенные обломки. Интересно отметить, что в отдельных гальках зеленокаменных пород типа спилитов или порфиритов в аншлифах обнаружены вкрапленники кристаллов пирита, и в единичных случаях халькопирита, замещающегося халькозином. Как аутигенные образования в карбонатных конкрециях аргиллитов встречен анальдим, а в цементе сероцветных пород повсеместно на глубине определяются мелкие кристаллы пирита и очень редко мелкие реликтовые зерна халькозина, ковеллина, борнита и халькопирита. Из гипергенных минералов в цементе пород очень часты гидроокислы железа, марганца и только участками в сероцветных породах — малахит, азурит, хризоколла, куприт и самородная медь.

Цемент в породах представлен типами выполнения пор, соприкосновения, базальным, базально-сгустковым, контактово-базальным; по вещественному составу — карбонатный, карбонатный с гидроокислами железа, иногда малахито-карбонатный. В конгломератах и гравелитах цемент обычно песчанистый. Количество обломочного материала в породах варьирует от 60 до 80%. Часто в песчаных и алевролитовых и реже в конгломератовых разностях сероцветных медистых пород встречаются обугленные растительные остатки. По цвету выделяются красно- и сероцветные разности пород. Первой присуща широкая гамма оттенков: кирпично-красный, буровато-фиолетовый, коричневый и т. д., второй — беловато-серые, зеленовато- и синевато-серые тона. Окраска пород зависит от наличия в них различных форм железа при отношении общего его количества в сероцветах к такому же в красноцветах 1 : 1,2. Ниже приводится содержание FeO и Fe_2O_3 в породах различного цвета по данным химических анализов (%):

Породы	Количество анализов	FeO	Fe ₂ O ₃
Красноцветные	9	0,75	4,62
Сероцветные	9	1,29	3,10

Содержащиеся в этих отложениях элементы присутствуют в безрудных красноцветах и сероцветах в пределах цифр одного порядка. В распространении сероцветных и красноцветных разностей пород на Сакмарской площади устанавливаются следующие закономерности.

Сероцветные породы преобладают в разрезе и на площади распространения отложений конусы выноса горной реки, в то время как среди отложений предгорной палеореки они встречаются только небольшими участками, причем в центральной части конуса выноса все породы вне зависимости от гранулометрического состава (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты) имеют серые тона, в то время как на периферии конуса выноса происходит чередование слоев различной окраски: горизонты более грубого механического состава (конгломераты, гравелиты) имеют окраску серых тонов, а песчаники, алевролиты и аргиллиты — красную.

Подобное распределение окраски пород красноцветной формации на Сакмарской площади мы объясняем связью с очагами захороненных органических остатков, создававших при диагенезе и эпигенезе восстановительную среду. Учитывая климатические особенности времени отложения красноцветных отложений (Рухин, 1962), наиболее благоприятными местами накопления их могли быть устьевые (дельтовые) части горных и равнинных рек и старицы и озера в долине последних.

Заключение

Проведенные исследования позволяют сделать следующие краткие выводы:

1. Красноцветные верхнепермские татарские отложения Сакмарской площади восточного Предуралья относятся к континентальным фациям — фациям долины предгорной палеореки. Литогенетические типы закономерно сменяют друг друга в разрезе, что создает ритмичное строение толщи.

2. Анализ распространения фаций и пород разного цвета на площади позволяет схематически наметить границу фаций на изученной территории и предположить, что в пределах Сакмарской площади в палеореку субмеридионального течения впадала с востока горная река, на что указывает направление эрозионных желобов в отложениях района.

3. Медное оруденение приурочено к конгломератам, гравелитам и пес-

чаникам конуса выноса горного потока и песчано-алеврито-глинистым тонкогоризонтальнослоистым отложениям озер и стариц. Минералы меди присутствуют в цементе пород в основном в местах скопления органических остатков.

ЛИТЕРАТУРА

- Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 151, 1954.
- Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. Изд. АН СССР, 1956.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 59, 1962.
- Ботвинкина Л. Н., Селиверстов В. А., Соколова Т. Н., Яблоков В. С. Некоторые генетические типы красноцветных татарских отложений Оренбургского Приуралья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1963.
- Гаряинов В. А. Татарский ярус юга Общего Сырта и Оренбургского Приуралья. В кн. «Стратиграфические схемы палеозойских отложений». Пермь. Гостоптехиздат, 1952.
- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С. Фациально-циклический метод изучения угленосных отложений. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 5, 1956.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1962.

Красноярская комплексная лаборатория
Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР
Красноярск

Дата поступления
13.XI.1963

УДК 551.734(235.221.1)

ПЕПЛОВЫЕ ЛАПИЛЛИ ИЗ ДЕВОНСКОЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ СЕРИИ ХРЕБТА ТАРБАГАТАЙ

Л. Н. Котова

Образования, описываемые в статье под названием пепловых лапиллей, найдены в восточной части хребта Тарбагатай в девонских пепловых туфах аэральных извержений; они представляют собой сферические тела размером от 2 до 30 мм в диаметре, состоящие из пеплового ядра, окруженного оболочкой тончайшего пепла.

В отечественной литературе пепловым лапиллям не уделялось должного внимания, и они до сих пор остаются малоизвестными, а между тем палеогеографическое значение их велико.

В иностранной литературе пепловые лапилли отмечались и описывались неоднократно под названиями «глобул грязи», «грязевых шариков», «пизолитов» и «слипшихся лапиллей» (accretionary lapilli); последний термин получил наибольшее распространение¹. В настоящее время пепловые лапилли известны из отложений от ордовика до современных (около 30 находок). Кроме того, они были описаны по крайней мере в де-

Пепловые лапилли исторических извержений, описанные в работах иностранных авторов

Год извержения	Название вулкана	Автор и год	Год извержения	Название вулкана	Автор и год
79 г. н. э.	Везувий	Н. Фридлендер, 1914	1902	Мон-Пеле	Е. О. Хови, 1902; Лакруа, 1904
1790	Килауэа	Ф. А. Перре, 1913, 1924 Г. А. Макдональд, 1949	1906	Везувий	Т. А. Джаггар, 1921
1822	Везувий	П. Скроп, 1829	1911	Тааль	В. Е. Пратт, 1911, 1916
1889	Кракатау	Х. Вильямс, 1941	1924	Килауэа	Т. А. Джаггар, Р. Финч, 1924
1902	Санта-Мария	К. Саппер, 1927			Х. Т. Штернс, 1925

вяти исторических извержениях (см. табл.). В работах геологов, изучавших последние, подробно описываются обстоятельства, при которых образуются пепловые лапилли, что особенно интересно, так как дает ключ к разгадке их генезиса. В статье Г. Джемса и др. (James, Moore, Dalles and Peck, 1962) имеется полный обзор работ, посвященных пепловым лапиллям исторических извержений.

Наиболее раннее упоминание о пепловых лапиллях относится, видимо, к 1829 г., когда П. Скроп, наблюдавший извержение Везувия в ок-

¹ Пепловые лапилли в отечественной литературе описывались под названием «пизолитических туфов» и «земляного града» (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. Н. Заварицкий). Л. Н. Ботвинкина предложила термин «пепловый град», так как он точнее отражает сущность явления.

тябре 1822 г., писал: «пизолиты образуются из пепла при прохождении через пепловую тучу дождя, капли которого при этом объединяют пепел в сферические глобулы» (Score, 1829, стр. 346).

Е. О. Хови пришел к выводу, что «при извержении Мон-Пеле в 1902 г. во время грязевого дождя «грязевые шарики» формировались в воздухе и падали на землю. Это доказывается тем, что на стенках домов я нашёл лепешки присохшей грязи» (Hovey, 1902, стр. 343—344).

А. Лакруа (Lacroix, 1904) описывает слипшиеся лапилли, которые возникали в результате слабого дождя, падающего через тонкий теплый пепел при извержении Мон-Пеле. Он отмечал, что глобулы грязи образовывались вокруг каждой капли дождя. Некоторые из них потом разрастались путем налипания на них пепла по мере того, как они катились по поверхности при порывах ветра.

Т. А. Джаггар (Jagggar, 1921) описал образование слипшихся лапиллей во время пепловой фазы извержения Везувия в 1906 г., когда выброшенный пепел, падая, превращался в конгломерат, пропитанный водяными парами кратерного озера, быстро формируясь в шарики мягкой грязи; некоторые из них достигали размера яйца. Продукты, образовавшиеся из пизолитов, в течение двух последующих дней достигли гигантских размеров.

Ф. А. Перре (Perret, 1913, 1924) и Г. А. Макдональд (Macdonald, 1949) описали слипшиеся лапилли извержений Килауэа.

Макдональд различал два типа лапиллей: 1) лапилли, формирующиеся вокруг капель дождя, падающих через пепловую тучу; они обычно сплюснуты; 2) лапилли, формирующиеся при перекачивании по поверхности мягкого тонкого пепла мокрого ядрышка.

Т. А. Джаггар и Р. Финч, а также Х. Т. Штернс наблюдали образование слипшихся лапиллей во время фреатического извержения Килауэа в 1924 г. Штернс пишет: «Потоки пизолитической грязи сопровождали многие эксплозивные спазмы. Дождевые капли, проходящие через сильно загрязненный пеплом воздух, образовывали ядра грязи диаметром до 3 мм. Двумя часами позже начала эксплозии автор находился в полутора милях от вулкана, когда на него упали потоки коричневых сухих плотных пизолитов до 1 мм в диаметре. Некоторые из сырых пизолитов падали в рыхлую пепловую пыль и при порывах ветра катились по ней, увеличиваясь в размере, как снежки. Это, безусловно, объясняет образование некоторых крупных пизолитов» (Stearns, 1925, стр. 202).

Приведенные описания помогают понять ту обстановку, при которой формируются отложения с пепловыми лапиллями. В свою очередь, находки пепловых лапиллей дают хорошую информацию о тех специфических условиях, в которых они образовались.

Пепловые лапилли и их обломки были встречены автором в ряде мест (9 находок) в восточной части хребта Тарбагатай (Чингиз-Тарбагатайская структурно-фациальная зона Восточного Казахстана). Все находки приурочены к девонской вулканогенно-осадочной серии, сформированной в период и в результате островного вулканизма, продолжавшегося здесь в течение кобленцкого, эйфельского и живетского веков. Подавляющее большинство пепловых лапиллей (8 находок) связано с наземными отложениями и лишь одна находка приурочена к морским отложениям того же возраста (фиг. 1).

Пепловые лапилли везде залегают в тонких туфах, образуя один или несколько невыдержанных горизонтов мощностью от 5—10 до 50—60 см редко до 1 м. Лапиллиевые горизонты в туфах не имеют с последними разделяющих границ и в большинстве случаев тяготеют к их верхним частям, сложенным наиболее тонким и лучше отсортированным пепловым материалом; часто горизонт с пепловыми лапиллями завершает собой слой или толщу туфа. Но такое соотношение наблюдается

не всегда: на правобережье р. Карабуги был отмечен горизонт с пепловыми лапиллями, залегающий в основании туфовой толщи.

Описываемые горизонты довольно значительно отличаются друг от друга прежде всего насыщенностью пепловыми лапиллями. Наряду с горизонтами, в которых лапилли составляют основную массу породы, а туф выполняет лишь промежу-

тки между ними, не менее часто встречаются и такие горизонты, в которых главная роль принадлежит туфу, а лапилли рассеяны в нем. Горизонты с пепловыми лапиллями отличаются также и соотношением целых и раздробленных лапиллей (фиг. 2, а, б). Однако в пределах одного горизонта оно остается довольно постоянным. Различаются отложения с лапиллями по своей внутренней текстуре. Среди них выделяются:

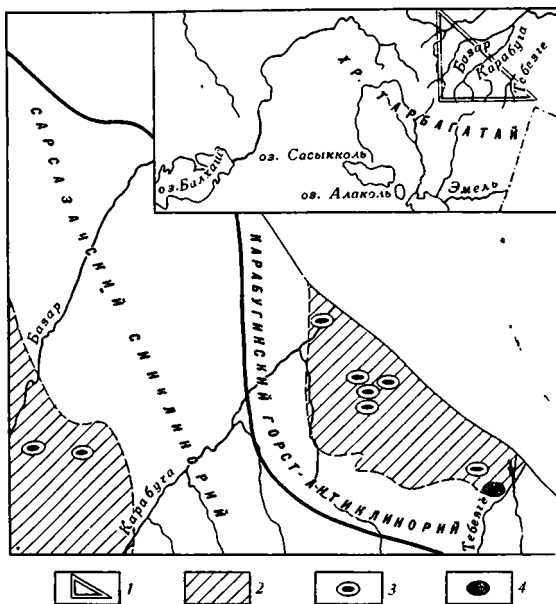
1) горизонты с неравномерным распределением пепловых лапиллей (фиг. 2, а); 2) горизонты со слоистой текстурой, обусловленной скоплением пепловых лапиллей по отдельным плоскостям напластования (фиг. 2, б); 3) горизонты с флюидальной текстурой.

В среднем, размеры пепловых лапиллей из наземных и морских отложений варьи-

руют от 2 до 10—14 мм, а в одном случае в наземных отложениях наряду с отмеченными были встречены единичные лапилли до 25—30 мм в диаметре. Эти размеры наиболее характерны не только для описываемой серии вулканогенно-осадочных пород Тарбагатай, но также и для пепловых лапиллей других районов. Так, Джемс и др. (James and oth., 1962) на основе многочисленных замеров установили, что на западе США наибольшие средние диаметры пепловых лапиллей из разных районов равны 4,8; 5,6 и 2,1 мм. Они указывают, что в тех же районах встречаются лапилли размером до 20 мм.

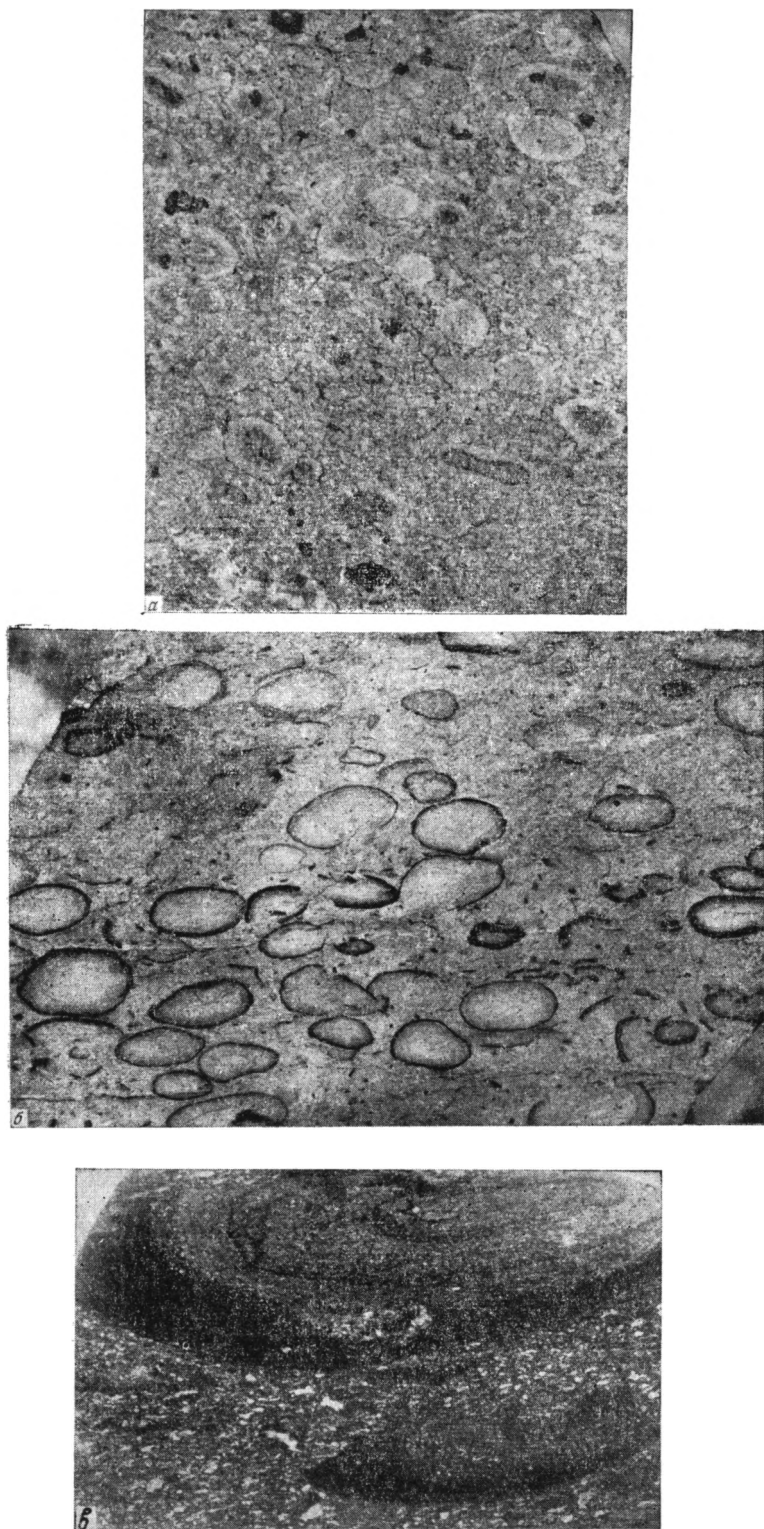
Диаметр 20—30 мм не является пределом для пепловых лапиллей. Так, Хови (Hovey, 1902) отмечал, что шарики грязи, падавшие с дождем во время извержения Мон-Пеле в 1902 г., достигали в массе 2,4 и даже 6 дюймов (т. е. 60 мм и даже 152 мм). Джаггар (Jaggag, 1921) и Перре (Perret, 1924), наблюдавшие извержение Везувия в 1906 г., писали, что шарики грязи, падавшие с дождем, достигали размера яйца (50—60 мм).

Пепловые лапилли представляют собой сферические тела шарообразной или чаще, эллипсоидной формы, сплюснутые параллельно плоскости напластования, по-видимому, в результате удара при падении. В пользу этого свидетельствует тот факт, что сплюснутую форму имеет подавляющее большинство пепловых лапиллей из наземных отложений. Соотношение длинной и короткой осей пепловых лапиллей из различных местонахождений почти одинаково и по многочисленным замерам состав-



Фиг. 1. Места находок пепловых лапиллей в отложениях девонской вулканогенно-осадочной серии. Северный склон хребта Тарбагатай

1 — изученный район, 2 — область развития девонской вулканогенно-осадочной серии, 3 — пепловые лапилли из континентальных отложений, 4 — пепловые лапилли из юрских отложений



Фиг. 2. Пепловые лапилли в туфах девонской вулканогенно-осадочной серии хребта Тарбагатай

а — туф, состоящий из обломков пепловых лапиллей; целые пепловые лапилли расположены в нем беспорядочно; левобережье р. Тебегзе; увел. 2; **б** — туф с пепловыми лапиллями и с их обломками (последние присутствуют в породе в подчиненном количестве); пепловые лапилли тяготеют к определенному горизонту; правобережье р. Карабуги; увел. 2; **в** — пепловые лапилли с темной внешней оболочкой за счет примеси тонкой рудной пыли (железа), правобережье р. Карабуги; ув. 7,5

ляет в среднем от 1,5—1,6 до 2,2, реже до 2,6; единичные лапилли имеют соотношение осей, равное 3.

Почти все лапилли из морских отложений имеют правильную шарообразную форму диаметром до 13 мм; и лишь некоторые из них несколько сплюснуты, с соотношением длинной и короткой осей 1,2—1,8. Различная форма лапиллей в наземных и в морских осадках может служить указанием на то, что при формировании и полете в воздухе большинство лапиллей успевало приобрести такую прочность, что удар о водную поверхность не менял или почти не менял их формы, в то время как при ударе о землю они расплющивались, а иногда, возможно, и разбивались. Пластичность пепловых лапиллей была различной. На это указывает то обстоятельство, что сплюснутость пепловых лапиллей одинакового размера в одном и том же горизонте колеблется в довольно широких пределах.

На правобережье р. Базар в дислоцированных и рассланцеванных туфах, попавших в зону смятия, были встречены пепловые лапилли, имеющие форму трехосного эллипсоида с соотношением осей 1 : 2,5 : 5, причем длинная ось в них располагается параллельно рассланцеванию: это может служить указанием на то, что пепловые лапилли были дополнительно расплющены при метаморфизме. Подобный случай отмечался и в метаморфизованных мезозойских отложениях Сьерра-Невады, где пепловые лапилли тоже имеют форму трехосного эллипсоида с соотношением осей 1 : 1,6 : 3,9 (James and oth., 1962).

Пепловые лапилли из 9 местонахождений Тарбагатая обладают сходным строением. Все они имеют ядро, составляющее более половины поперечного сечения лапилли, окруженное оболочкой из одного или нескольких слоев. При микроскопическом изучении установлено, что ядра лапиллей и матрикс, в который они погружены, состоят из тонкого пеплового туфа с реликтовой витрокластической структурой. Туф в основном аповитрокластический с небольшой примесью кристаллокластов; последние, как правило, сохранились довольно хорошо и представляют собой мелкие (от 0,02 до 0,2; редко до 0,5 мм) обломки кристаллов плагиоклаза. Витрокласты сильно разложены и замещены вторичными минералами: хлоритом, кварцем, мелкими скоплениями землистого эпидота и лейкоксена; в виде тончайшей пыли присутствуют рудные минералы. Однако, несмотря на значительные вторичные изменения, все же при одном никеле удается наблюдать реликтовую витрокластическую структуру с просвечивающими рогульками стекла характерной формы; иногда можно увидеть кусочки пемзы (от 0,1 до 0,3 мм), которые обычно располагаются в центральной части ядра пепловой лапилли. Ядра лапиллей и по составу, и по структуре сходны с вмещающей породой. Различие между ними заключается лишь в том, что наиболее крупные кристаллокласты плагиоклаза в ядрах лапиллей обычно отсутствуют.

Ядро окружено оболочкой толщиной от 0,7 до 2,5 мм, причем для пепловых лапиллей каждого горизонта толщина ее более или менее одинакова. Большинство лапиллей имеют сравнительно толстую оболочку — от 1,5 до 2,5 мм, но встречаются экземпляры из наземных и морских отложений с оболочкой до 1 мм. Последняя состоит из одного или нескольких слоев обычно с четкой прямой сортировкой пепловых частиц внутри каждого из них. Джемс и др. (James and oth., 1962) наблюдали в некоторых случаях и обратную сортировку. Толщина слоев в оболочке закономерно и быстро уменьшается от ядра к ее внешнему краю. Переход от ядра к оболочке постепенный, но быстрый.

Оболочка также состоит из пепла, но в отличие от ядра она сложена хорошо отсортированным очень тонким пеплом с размером обломков от 0,005 до 0,002, очень редко до 0,1 мм. Пепловый материал здесь тоже очень изменен и замещен вторичными минералами, такими же, ка-

кие развиты в ядре. Но и здесь иногда можно увидеть пепловую реликтовую структуру. Следует отметить, что в тех случаях, когда в виде примеси к пепловому материалу еще присутствует тонкая рудная пыль, она всегда связана с самыми тонкими частицами пепла, хорошо подчеркивая своим более темным цветом внешнюю часть отдельных слоев и оболочки, сложенных наиболее тонким пеплом (см. фиг. 2, в).

Вместе с целыми лапиллями присутствуют и их обломки, представленные главным образом фрагментами внешних оболочек. По-видимому, среди них есть и обломки ядер, но из-за сходства структуры ядер и матрикса и наложенных вторичных изменений они плохо различимы.

По внутреннему строению пепловые лапилли из наземных и морских отложений ничем не отличаются друг от друга. Эти различия касаются лишь их формы.

Пепловые лапилли из девонской вулканогенно-осадочной серии Тарбагатая очень похожи как внешне, так и по внутреннему строению на известные из литературы находки этих образований в других местах, несмотря на их различный возраст. Характерно, что везде они приурочены к пепловым туфам, связанным с наземным вулканизмом. Сходство пепловых лапиллей в отложениях огромного возрастного диапазона (от ордовика до наших дней) позволяет предположить, что механизм их образования был одинаков. Однако до сих пор вопрос образования лапиллей остается нерешенным. Многие геологи, наблюдавшие пепловые лапилли современных извержений: Хови (Hovey, 1902), Финч (Finch, 1926), Лакруа, (Lacroix, 1904), Штернс (Stearns, 1925) и Макдональд (Macdonald, 1949) считают, что они образуются из дождевых капель, падающих через эруптивную тучу. Ряд других геологов, в том числе Уентворт и Вильямс (Wentworth and Williams, 1932) и Джаггар (Jaggard, 1921), причину формирования пепловых лапиллей видят в конденсации паров воды вокруг частиц пепла.

Значительный вклад в понимание самого механизма формирования пепловых лапиллей внесла работа Джемса, Моора, Даллеса и Пека (1962), авторы которой обобщили большой накопившийся материал по пепловым лапиллям в современных и древних отложениях, а также изучили эти образования в 16 местонахождениях на западе США. Обратив внимание на сходство строения всех известных пепловых лапиллей, они пришли к выводу, что в основе их образования лежат одинаковые процессы, и выделили в их формировании две фазы.

Как отметили авторы, относительная грубость и неотсортированность материала в ядре, его почти полное сходство с матриксом, отсутствие в ядре концентрических структур и тангенциальной ориентировки слагающих его частиц — все это свидетельствует о том, что начальная фаза образования пепловых лапиллей (формирование их ядер) происходила фактически мгновенно, при быстрой конденсации влаги и сопровождающем эту конденсацию слипании пепловых частиц. Вторая фаза началась с того момента, когда эмбриональные лапилли под влиянием силы тяжести начинали падать вниз. При полете через эруптивную тучу на их поверхность, увлажненную конденсированной влагой, налипали тончайшие пепловые частицы, образуя один или несколько оболочек, что, по-видимому, связано с различным, иногда очень сложным внутренним строением пепловой тучи. При полете формирующиеся лапилли сталкивались и иногда разбивались, но чаще у них отбивалась внешняя, более хрупкая оболочка. Таков в общих чертах механизм формирования пепловых лапиллей, в основе которого лежит быстрая конденсация влаги, сопровождающаяся слипанием пепла.

Упомянутые авторы считают, что пепловые лапилли связаны с фреатическими извержениями базальтового пепла и с пелейскими эксплозиями. В обоих случаях, по их мнению, пепловая туча, богатая парами

воды, поднимается на большую высоту, где и происходит такая быстрая конденсация влаги.

Не исключая возможности формирования пепловых лапиллей (как было сказано выше), следует отметить, что этот способ, видимо, не является единственным. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют считать, что, хотя в большинстве случаев пепловые лапилли и локализируются вблизи вулканов, в радиусе 10—15 км, однако известны случаи, когда они выпадали в районах, удаленных от вулкана на 150 км. Так, например, при извержении Кракатау в 1883 г. пепловые лапилли были зарегистрированы в Джакарте. Перенос лапиллей на большие расстояния от центров извержений вряд ли можно объяснить с позиций Джемса, Моора, Даллеса и Пека, так как очевидно, что конденсация паров воды, содержащихся в эруптивной туче, выброшенной на большую высоту, будет происходить над вулканом, а лапилли, формирующиеся при этом, выпадут вблизи него. Образование же пепловых лапиллей на значительном расстоянии от вулкана можно объяснить лишь конденсацией в пепловой туче атмосферной влаги. В этом случае разгрузка эруптивной тучи в виде дождя из пепловых лапиллей может произойти и на большом расстоянии от вулкана, в том месте, где она встретилась с воздушными потоками, несущими достаточное количество влаги.

Вероятнее всего, что при одном и том же механизме слипания пепла в ядра лапиллей, связанного с быстрой конденсацией влаги, в основе его, по-видимому, могут лежать различные причины, при которых имеет место и конденсация паров воды, содержащихся в эруптивных тучах фреатических, пелейских, а возможно и других эксплозий, а также конденсация атмосферной влаги в эруптивной туче, пепловые частицы которой служат необходимыми для этого центрами.

Находки пепловых лапиллей имеют большое значение для палеовулканологических и палеогеографических реконструкций. Во-первых, они указывают на аэральный характер вулканизма и на существование во время пеплопадов тех специфических условий, при которых могли формироваться пепловые лапилли. Во-вторых, находки пепловых лапиллей всегда свидетельствуют об относительной близости к наземным вулканическим центрам.

ЛИТЕРАТУРА

- Finch R. H. Ancient volcanoes. *Volcano Letter*, v. 75, 1926.
Hovey E. O. Observations on the eruptions of 1902 of La Soufriere, St. Vincent, and Mt. Pelee, Martinique. *Amer. J. Sci. ser. 4*, v. 164, p. 319—350, 1902.
Jaggard T. A. Fossil footprints in Kau Desert. *Hawaiian Volcano Observatory Bull.*, v. 9, 1921.
James G., Moore J. G., Dalles, Peck L. Accretionary lapilli in volcanic rocks of the western continental United States. *J. Geol.*, v. 70, No 2, 1962.
Jacquart A. La Montagne Pelee et ses eruptions: Paris, 1904.
Macdonald G. A. Petrography of the Island of Hawaii. *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, v. 214-D, 1949.
Moore J. G. and Peck D. L. Accretionary lapilli in volcanic rocks of the western continental United States. *J. Geol.*, v. 70, No. 2, 1962.
Perret F. A. Some Kilauean ejectamenta. *Amer. J. Sci.*, ser. 4, v. 35, 1913.
Perret F. A. The Vesuvian eruption of 1906. *Carnegie Inst. Wash. Publ.* 339, 1924.
Pratt W. E. The eruption Taal volcano, Jan. 30, 1911. *Philippines J. Sci.*, v. 6, 1911.
Pratt W. E. An unusual form of volcanic ejecta. *J. Geol.*, v. 24, No. 5, 1916.
Scrope P. On the volcanic district of Naples. *Trans. Geol. Soc. London* 2 ser., v. 2, 1829.
Stearns H. T. The explosive phase of Kilauea volcano, Hawaii in 1924. *Bul. volcanol.*, v. 5—6, 1925.
Wentworth C. K. and Williams H. The classification and terminology of the pyroclastic rocks. *Nat. Res. Council, Rept. Commiss. Sedimentation. Bull.*, v. 89, 1932.

УДК 551.736(235.216)

ПЕРМСКИЕ ИГНИМБРИТОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНОГО СКЛОНА ЧАТКАЛЬСКОГО ХРЕБТА ТЯНЬ-ШАНЯ

А. А. ШАНТАР

В настоящее время большинство исследователей считает, что игнимбритовые отложения представляют собой покровы, образование которых возможно только в наземных условиях. Поэтому нахождение игнимбритовых отложений среди древних вулканогенных образований имеет большое палеогеографическое значение.

В геологической литературе появилось несколько сообщений о находках в ряде районов Тянь-Шаня игнимбритовых отложений различного возраста, имеющих широкое площадное распространение (Воловикова, 1957; Арапов и др., 1961; Толкунов, 1961).

При изучении нижнепермской вулканогенно-осадочной толщи, развитой на южном склоне Чаткальского хребта (верхнее течение р. Кассан), автором были обнаружены игнимбритовые отложения, ранее здесь неизвестные.

Район исследований относится к области сочленения трех структурно-фациальных зон: Чаткальской, Ферганской и Кураминской. Наиболее крупной структурой района является Большая Кассанская антиклиналь, расположенная в пределах Чаткальского антиклинория. Ее сводовая часть нарушена крупными разломами преимущественно широтного простирания, между которыми образовались Большой Кассанский и Малый Кассанский грабены, выполненные отложениями девона, карбона и перми. Залегают они моноклинально с падением на юг, юго-запад и юго-восток.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Нижнепермские породы, среди которых развиты интересующие нас игнимбритовые отложения, распространены в южных частях Большого и Малого Кассанских грабенов. Они залегают на размытой поверхности пород верхнего девона или верхнего карбона.

Нижнепермские отложения состоят из конгломератового горизонта и туфо-эффузивной свиты. Первый, залегающий в основании разреза, представлен преимущественно конгломератами и гравелитами с редкими прослойками и линзами песчаников, известняков и мергелей. Галька в конгломератах состоит из эффузивных пород девона, сланцев, гнейсов и мраморизованных известняков нижнего палеозоя. Общая мощность горизонта, по данным Л. И. Турбина, колеблется от 50 до 270 м; местами он выклинивается. Туфо-эффузивная свита образована чередованием эффузивных и пирокластических пород преимущественно среднего состава. Среди них присутствуют порфириды, лавобрекчии, агломераты, кристалло- и литокластические и пемзовые туфы. Изредка наблюдаются прослойки и линзы вулканических конгломератов, граве-

литов и песчаников. Игнимбритовые отложения приурочены главным образом к Малому Кассанскому грабену. На туфо-эффузивной свите с размывом лежат отложения верхней перми, которые представлены чередующимися вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

В связи с тем, что разные исследователи вкладывают различный смысл в понимание термина «игнимбрит», следует сразу сказать, что мы принимаем предложение В. И. Влодавца по поводу этого понятия. В. И. Влодавец пишет: «Термин «игнимбрит» можно было бы совсем упразднить, но, принимая во внимание довольно широкое его применение, следует принять не его, а термин «игнимбритовый» только как название особого типа извержения, создающего упомянутые выше особые геологические тела с петрографически различными горными породами» (Влодавец, 1964, стр. 48).

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ИГНИМБРИТОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В Малом Кассанском грабене в средней части туфо-эффузивной толщи встречен покров игнимбритовых отложений мощностью до 100—150 м. Залегает он несогласно на порфиритах, лавобрекчиях, туфобрекчиях и туфах. Нижний контакт покрова наблюдать не удастся, так как он повсюду задернован, однако, судя по тому, что верхняя поверхность покрова ровная, а мощность значительно меняется, можно заключить, что он выполняет впадины рельефа, и нижняя его поверхность в связи с этим неровная.

Лучше всего игнимбритовые отложения обнажены в верховьях ручья Чалкиды в 1 км от слияния его с ручьем Чапчама. К востоку эти отложения постепенно выклиниваются, а к западу — срезаются разломом. В местах наибольшей мощности игнимбритового покрова в нем хорошо выражена вертикальная столбчатая отдельность.

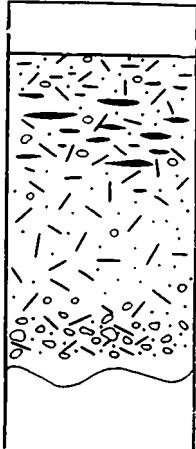
Химический анализ породы дал следующие результаты (%): SiO_2 65, 92; TiO_2 0,59; Al_2O_3 14,54; Fe_2O_3 5,99; FeO 0,48; CaO 0,69; MgO 0,33; MnO 0,06; P_2O_5 0,25; K_2O 9,26; Na_2O 1,08; H_2O^+ 0,51; H_2O^- 0,25; CO_2 нет; S 0,06; SO_3 0,06.

Из данных анализа видно, что порода имеет дацитовый состав, причем К в ней преобладает над Na.

В разрезе игнимбритового покрова визуальнo выделяются четыре зоны: верхняя, переходная, средняя и нижняя — базальная (см. табл.). Все зоны образованы существенно различными породами, связанными между собой постепенными переходами.

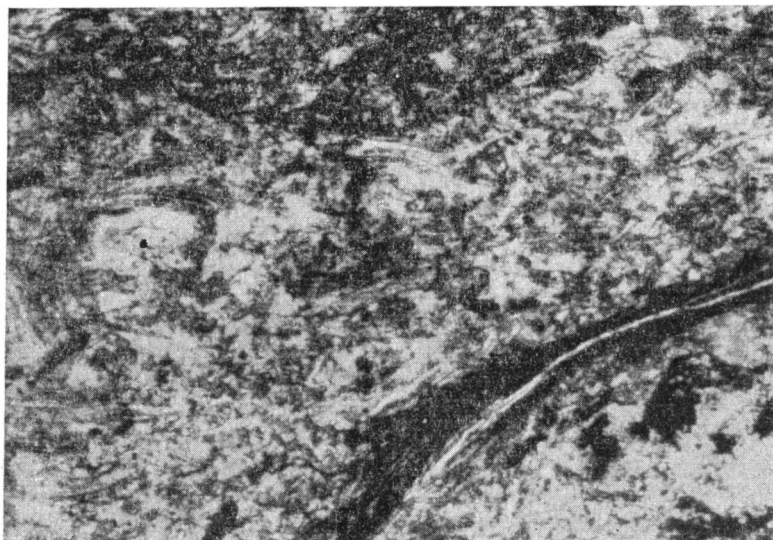
Верхняя зона образована витрокластическим, частично спекшимся туфом. Это довольно мягкая пористая фиолетово-серая порода. Многочисленные темные, очень тонкие включения пемзы придают породе слоеватый облик. В горизонтальной плоскости включения имеют форму лепешек с неправильными «равными» контурами. Размеры их небольшие: толщина редко достигает 1 мм, а длина меняется от 1—2 до 10 мм. В породе также присутствуют редкие мелкие обломки чужеродных пород размером от 1 до 7 мм и обломки кристаллов. Все перечисленные компоненты заключены в мелкозернистую основную массу, в которой слабо чувствуется сдавливание и спекание фрагментов. Мощность верхней зоны около 5 м.

Микроскопическое изучение породы показывает, что она состоит из бурой слабо или частично спекшейся витрокластической основной массы (фиг. 1), включенных в нее кристаллокластов и редких обломков пород. Основная масса составляет 80—90%. Она сложена мельчайшими частичками стекла и обломками пемзы. Частички стекла имеют различную форму, однако преобладают обломки в виде полумесяца и обломки сложной формы с двумя и тремя заостренными вершинами. Раз-

Мощность, м	Литологический состав	Зона	Степень спекания	Текстура	Структура	Тип породы
5		Верхняя	Слабая	Обломочная	Витрокластическая	Игнимбритовый, дацитовый, частично спекшийся витрокластический туф
15—20		Переходная	Средняя	Флюидальная	Гребенчатая	Игнимбритовый, дацитовый, спекшийся фьямме-туф
50—70		Средняя	Высокая	Массивная	Сферолитовая	Игнимбритовый, дацитовый, сваренный туф
1—3		Нижняя	Высокая	Агломератовая	Сферолитовая	Игнимбритовый, дацитовый, сваренный аглсмератовый туф

меры их колеблются в весьма широких пределах, но преобладают частички пелитовой размерности.

Обломки пемзы характеризуются удлинённой формой, очень неровными оплавленными краями с многочисленными пережимами и утолщениями. Иногда присутствуют очень тонкие волосяные образования с расщеплёнными концами. В большинстве случаев крупные обломки имеют



Фиг. 1. Игнимбритовый, дацитовый, частично спекшийся витрокластический туф

Увел. 96, без анализатора

волокнистую текстуру, возникшую в результате сплющивания пор. Размеры обломков пемзы от 0,01 до 1 см. Преобладают обломки размером от 0,01 до 1—2 мм. Часто обломки стекла и пемзы окружены железистой каемкой. В проходящем свете хорошо видны только более крупные обломки, в которых иногда наблюдаются почти совсем не деформиро-

ванные остатки пузырьков. Размер их в диаметре не превышает 0,04—0,07 мм. В большинстве же случаев границы обломков неясны, расплывчатые, что свидетельствует о их частичном спекании. В скрещенных николях наблюдается некоторая раскристаллизация стекла в очень тонкозернистый агрегат кварца и калиевого полевого шпата. Определение последнего проводилось методом прокрашивания шлифов натриевым кобальтиннитритом с предварительной обработкой их парами HF. Полевошпато-кварцевый агрегат присутствует также в интерстициях между отдельными обломками стекла и пемзы. Общее содержание калиевого полевого шпата в основной массе, судя по распределению окрашенных участков, составляет 15—20%. Анализ основной массы породы на щелочи показал содержание K_2O —4,87, Na_2O —0,97%, т. е. подтвердил присутствие в основной массе калиевого полевого шпата.

Основная масса имеет типичную витрокластическую структуру. Кристаллокластическая фракция в породе составляет 5—10%, представлена она полевыми шпатами, редкими зёрнами кварца и реликтами зерен цветных минералов.

Полевые шпаты образуют крупные (до 3 мм) и более мелкие кристаллы очень плохой сохранности. Они частично или полностью замещены карбонатом, хлоритом и серицитом. Полевые шпаты представлены и плагиоклазами, и калиевыми полевыми шпатами. Кристаллы часто с бухтообразными проплавлениями или оскольчатые, в большинстве случаев окружены железистой каемкой. Плагиоклазы количественно подчинены калиевым полевым шпатам и образуют простые двойники; очень редко наблюдаются кристаллы сдвойникованные полисинтетически. Из-за сильных вторичных изменений плагиоклазы не поддаются точной диагностике. Калиевый полевой шпат представлен таблитчатыми и оплавленными кристаллами или их осколками. Изредка встречаются простые двойники. В проходящем свете обычно видна буроватая окраска. Они, так же как и плагиоклазы, сильно вторично изменены и в большинстве случаев не поддаются точной диагностике.

Применение некоторых точных методов дало положительные результаты. Так, метод прокрашивания открытых шлифов натриевым кобальтиннитритом позволил отличить калиевые шпаты от плагиоклазов по характерной лимонно-желтой окраске. Метод, предложенный В. Д. Шутковым (1956) и основанный на измерении осности, знака и показателя преломления минерала при помощи федоровского столика, позволил определить принадлежность калиевого полевого шпата к ортоклазу ($2V$ —66; —74°). В некоторых зернах калиевых полевых шпатов наблюдается пятнистая альбитизация. Альбит чистый, в проходящем свете бесцветный.

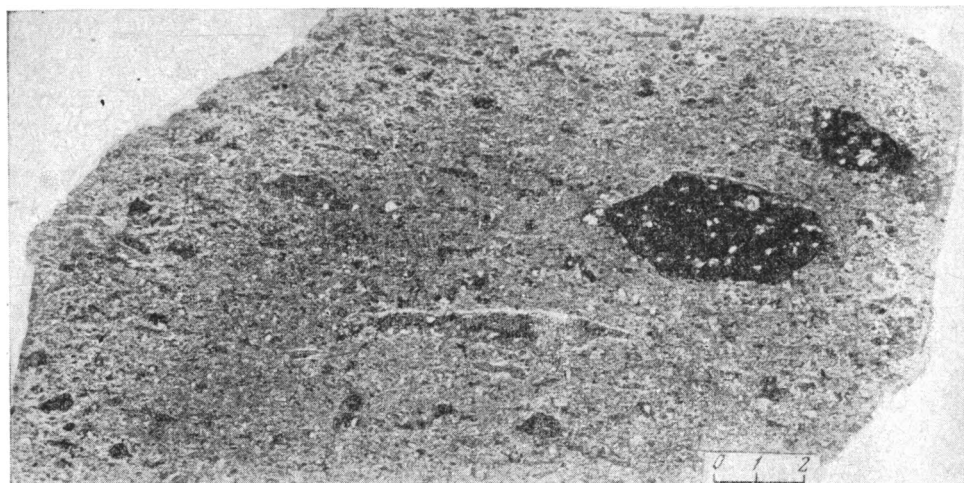
Кварц представлен редкими оплавленными зернами размером до 0,3—0,5 мм. Цветные минералы наблюдаются в виде редких реликтовых измененных зерен с типичной апацитовой каемкой. Изредка наблюдаются кристаллы апатита.

Кроме обломков кристаллов, в породе в небольшом количестве встречаются обломки метаморфических и эффузивных пород. Размеры их незначительные — от микроскопических до 0,5 см. Они хорошо различаются среди основной массы. Форма их угловато-округлая. Границы обломков четкие и не несут следов спекания с основной массой.

Переходная зона представлена спекшимся фьямме-туфом. Это более крепкая, массивная светло-коричневая порода. В ней намного больше, чем в верхней зоне, темных линзовидных включений — фьямме, и они крупнее. Увеличивается здесь и количество кристаллов (фиг. 2).

В вертикальном разрезе фьямме имеют линзовидную форму и обладают субпараллельной ориентировкой. Поверхность их, как правило, неровная, бугристая, осложненная пережимами и утолщениями. В горизонтальной плоскости эти включения имеют неправильную, более или

менее изометричную форму. Размеры их колеблются от микроскопических до 5—6 см, однако преобладают мелкие фьямме (до 1—1,5 мм). В некоторых включениях наблюдаются порфиновые выделения кристаллов. Тонкий материал цемента как бы обтекает эти включения, образуя флюидальные текстуры. Степень спекания значительно возрастает по сравнению с верхней зоной, но все же еще хорошо чувствуется пирокластический характер породы. Мощность этой зоны 15—20 м.



Фиг. 2. Игнимбритовый, дацитовый спекшийся фьямме-туф
Штуф, натур. величина

Микроскопическое изучение показывает, что порода состоит из двух основных компонентов: бурой слабо раскристаллизованной стекловатой основной массы и включенных в нее кристаллокластов.

Стекловатая масса составляет 70—80% породы. Она неоднородна, что лучше всего отражается ее неравномерной окраской. В одних участках она более темная и более крупно раскристаллизованная. Такие участки имеют форму неправильных линз и полос, иногда с растрепанными концами и извилистыми неправильными контурами. Внутри некоторых линз наблюдаются включения кварца неправильной формы, вытянутые параллельно контурам линз. Вокруг включений кварца видна пленочка из гидроксидов железа. По периферии линзочек развиваются тонкие оторочки, состоящие из волокон калиевого полевого шпата и кварца, растущих перпендикулярно к поверхности включения (фиг. 3). Это так называемые гребенчатые структуры Маршала или аксиолитовые текстуры Циркеля. В своей работе К. С. Росс и Р. Л. Смит указывают на то, что «аксиолитовая текстура обнаружена только в туфах пеплового потока и, по-видимому, служит превосходным критерием для установления различия между туфами пеплов выпадения и пеплов течения». (Росс, Смит, 1963).

Светлые участки более тонко раскристаллизованы в агрегат калиевого полевого шпата и кварца. Они нередко имеют отчетливо выраженную флюидальную текстуру. Несмотря на то, что порода спеклась, сильно сжата и раскристаллизована, в ней хорошо различаются участки с реликтами тонкой витрокластической структуры.

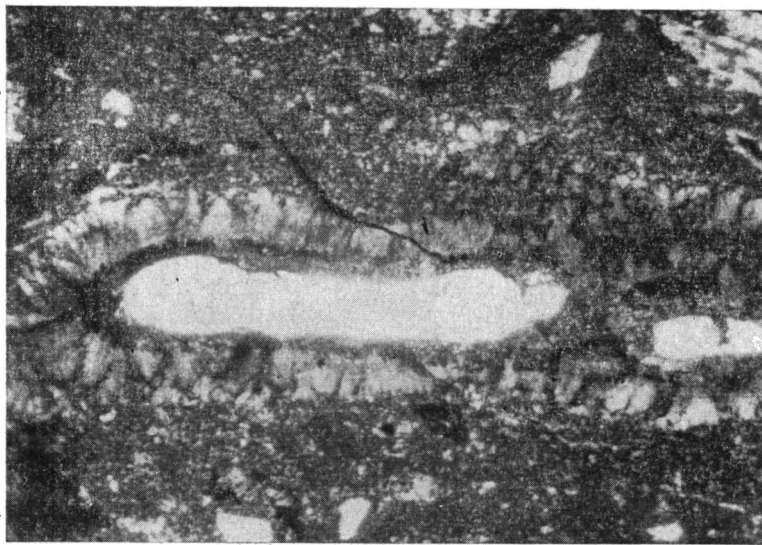
Кристаллокластическая составляющая представлена теми же разностями, что и в верхней зоне (10—15%). Одни кристаллы (большинство) имеют гипидиоморфную форму, другие — неправильную. Это те

же полевые шпаты, редко кварц, кроме того, попадаются единичные обломки метаморфических и эффузивных пород.

Анализ основной массы породы на щелочи показал содержание K_2O 8,82, Na_2O 0,55%.

Средняя зона сложена сваренным туфом. Из-за высокой степени спекания порода приобрела более темные оттенки, стала темно-коричневой, массивной, очень крепкой, стекловатой, с остроугольным раковистым изломом. Количество фьямме в ней резко уменьшилось. Границы их — неясные, расплывчатые — сливаются с основной массой. Они сильно сдавлены и имеют форму полосочек и штрихов.

Количество кристаллокластов резко увеличивается. Подсчет показывает, что если в переходной зоне на 1 см^2 приходится 5—7 кристаллов, то здесь их уже 15—20. Зона отвечает средней части покрова и имеет



Фиг. 3. Игнимбритовый, дацитовый, спекшийся фьямме-туф
Гребенчатые оторочки в стекловатых включениях. Увел. 96, без анализатора

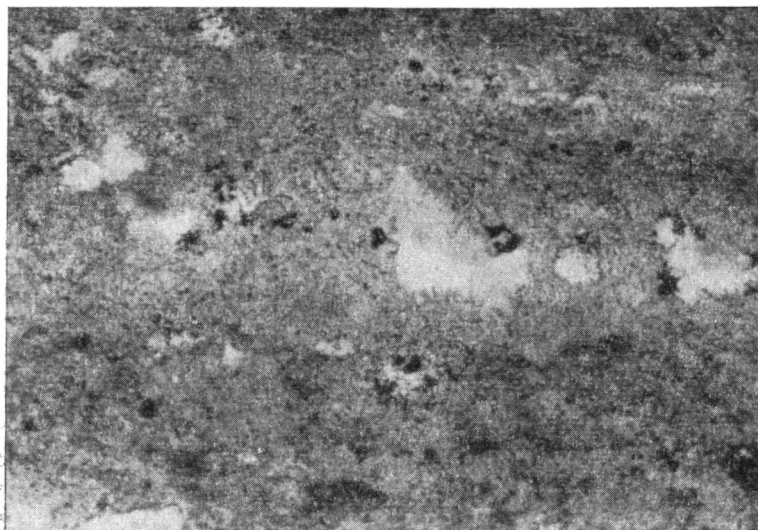
наибольшую мощность около 50—70 м. В шлифах порода представлена бурой раскристаллизованной основной массой и включенными в нее кристаллокластами.

Основная масса породы составляет 60—70%. В проходящем свете она имеет бурую окраску. В результате сдавливания и сваривания полностью исчезает витрокластическая структура. Границы включений сливаются с основной массой. Иногда наблюдаются ядра включений, состоящие из зерен кварца, которые имеют форму светлых полос, хорошо различимых на фоне бурой основной массы. В породе видна тонкая сферолитовая раскристаллизация. Участки породы, ранее представлявшие собой фьямме, обнаруживают более крупную, тоже сферолитовую раскристаллизацию (фиг. 4). Сферолиты сложены тонкими шестоватыми агрегатами калиевого полевого шпата и кварца, хорошо видимыми в шлифах, окрашенных натриевым кобальтиннитритом. Анализ основной массы породы на щелочи показал содержание K_2O 8,14, Na_2O 0,76%.

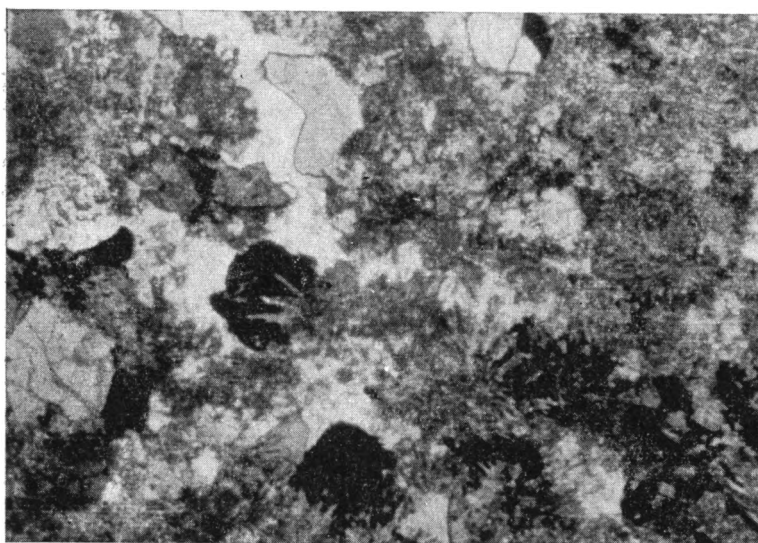
Кристаллокласты, как и в первых зонах, представлены полевыми шпатами и оплавленными зернами кварца. Количество полевых шпатов здесь увеличивается, составляя 20—30% породы, сохранность их плохая. Они разбиты многочисленными трещинами, замещены кальцитом и серицитом. Попадаются единичные обломки пород, очень плохо различимы.

мые среди основной массы. Границы их неясные, расплывчатые, это следствие сдавливания и спекания их с основной массой.

Нижняя (базальная) зона представлена сваренным агломератовым туфом. Это крепкая темно-коричневая порода с многочисленными включениями обломков чужеродных пород, что придает ей пятнистый облик.



Фиг. 4. Игнимбритовый, дацитовый, сваренный туф.
Сферолитовая раскристаллизация участков, ранее представляющих собой
фьямме. Увел. 96, без анализатора



Фиг. 5. Игнимбритовый, дацитовый, сваренный агломератовый туф
Сферолитовые агрегаты калиевого полевого шпата и кварца. Увел. 96, без
анализатора

Форма обломков угловатая и угловато-округлая, размер 1—3 см. Степень спекания та же, что и в вышележащей средней зоне. Видимая мощность нижней зоны 1,5—2 м.

Микроскопическое изучение обнаруживает в породе три компонента: сферолитовую основную массу, обломки чужеродных пород и кри-

сталлокласты. Основная масса (50—60%) полностью раскристаллизована в агрегат калиевого полевого шпата и кварца, что маскирует первичную обломочную структуру породы. На участках, где ранее присутствовали линзовидные стекловатые включения, наблюдается образование необычайно грубозернистых сферолитовых агрегатов калиевого полевого шпата и кварца (фиг. 5). Изредка все же удается наблюдать небольшие участки с реликтами витрокластической структуры. Анализ основной массы показал содержание K_2O 7,84; Na_2O 0,96%.

Кристаллокласты представлены в основном ксеноморфными зернами полевых шпатов и кварца. Количество обломков кристаллов полевых шпатов резко увеличивается по сравнению с вышележащими зонами и составляет около 30%. Из-за плохой сохранности кристаллы полевых шпатов не поддаются диагностике; калиевые разности удается установить методом окрашивания.

Обломки чужеродных пород присутствуют в небольшом количестве по всему разрезу, но в нижней зоне количество их резко увеличивается и порода приобретает агломератовый облик. Они сварены с основной массой, границы их ясные и расплывчатые. Это обломки андезитов, метаморфических пород, а также обломки, строение которых различить не удастся. Этот материал, по-видимому, был захвачен пепловым потоком при его движении по земной поверхности.

Подводя итоги, можно сделать вывод, что материал по строению игнимбритовых отложений Малого Кассанского грабена позволяет с уверенностью говорить о том, что они сложены петрографически различными породами, имеющими пирокластическую природу.

НЕКОТОРЫЕ СРАВНЕНИЯ

Игнимбритовые отложения Малого Кассанского грабена сходны с большинством «игнимбритов» из разных районов, описанных советскими и зарубежными исследователями. А. Н. Заварицкий (1947), развивавший взгляды Маршалла применительно к туфолавам Армении, установил целую группу их особенностей: неоднородное строение покрова туфолав, постепенные переходы между верхними и нижними частями покрова, изменение структур сверху вниз, отсутствие шлаков на его поверхности и т. д. Эти же особенности присущи и описанным выше игнимбритовым отложениям Чаткальского хребта. Подобного же рода породы описаны Р. К. Мартином (1963) в США и Новой Зеландии, где им в гетеролитовых игнимбритах выделены четыре зоны, заметно различающихся петрографическим составом. К. С. Росс и Р. Л. Смит (1963), изучавшие пепловые потоки района Батлшип-Рок в горах Вэллис Нью-Мексико, отмечают, что в разных частях пеплового потока степень сдавливания, сваривания и раскристаллизации различна. При этом в основании и в верхней части залегают несваренные разновидности, в то время как в центральной части наблюдается отчетливое сваривание. Подобного рода изменения в строении игнимбритового покрова наблюдаются и в нашем случае. Кассанские игнимбритовые отложения имеют сходное строение с плейстоценовыми спекшимися туфами Японии, изученными Т. Исигава и др. (1963) и с некоторыми сериями Риолитового Каньона гор Чирикава (Аризона), изученного Г. Е. Энлоусом (1963), и с многими другими «игнимбритами».

Таким образом, приведенный сравнительный материал убедительно показывает, что игнимбритовые отложения Малого Кассанского грабена являются типичными «игнимбритами» со всеми присущими им специфическими особенностями.

Учитывая все существующие гипотезы генезиса «игнимбритов», механизм образования кассанских игнимбритовых отложений можно представить в следующем виде.

Как известно, игнимбритовые отложения являются результатом особого (игнимбритового) типа извержения, которое характеризуется выбросом преимущественно ювенильного материала в виде раскаленных газопепловых потоков. Продукты извержения в момент отложения имели очень высокую температуру. При охлаждении потока верхние горизонты остывали быстрее и оставались более или менее рыхлыми с сохранением витрокластической структуры. Нижние же горизонты покрова под влиянием сохранившейся температуры и давления вышележащих отложений спекались и сваривались в более или менее монолитную стекловатую массу. При этом стекловатые включения — фьямме, будучи еще пластичными, сплющивались и уплотнялись, приобретая форму линз и полос, а в более нижних горизонтах сваривались с основной массой. О присутствии газа при образовании игнимбритовых отложений свидетельствует наличие пористости в обломках пемзы, газовых пузырьков в обломках стекла, а также пустот в цементирующей массе.

Таким образом, игнимбритовые отложения — это пирокластические образования, являющиеся результатом особого игнимбритового типа извержения, сложенные петрографически различными породами.

ЛИТЕРАТУРА

- Арапов В. А., Ткачев В. М. О верхнепалеозойских туфолах и игнимбритах Кураминского хребта. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.
- Влодавец В. И. О термине «игнимбрит». Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1964.
- Воловикова И. М. Игнимбиты Кураминского хребта (Северный Тянь-Шань). Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 14, 1957.
- Заварицкий А. Н. Игнимбиты Армении. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1947.
- Исикава Т., Минато М., Куно Х., Мацумото Т. и Яги К. Спекшиеся туфы и отложения пемзовых потоков и раскаленных туч в Японии. В сб. «Проблемы палеовулканизма». Изд-во «Мир», 1963.
- Мартин Р. К. Некоторые геологические и петрографические особенности игнимбритов Америки и Новой Зеландии. В сб. «Проблемы палеовулканизма». Изд-во «Мир», 1963.
- Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация. В сб. «Проблемы палеовулканизма». Изд-во «Мир», 1963.
- Толкунов А. Е. Игнимбиты и туфолавы предгорий Чаткальского хребта. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.
- Шутов В. Д. Новый метод изучения обломочных полевых шпатов в терригенных породах. В сб. «Вопр. минералогии осад. образ.», кн. 3 и 4, 1956.
- Энлоус Г. Е. Спекшиеся туфы Национального заповедника Чирикауа, Аризона. В сб. «Проблемы палеовулканизма». Изд-во «Мир». 1963.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
6.VII.1965

УДК 553.981 + 553.982 (571.1)

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ
И ГАЗА ЮРЫ И НЕОКОМА
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**

**Т. И. ГУРОВА, Л. И. КОРОБЕЙНИКОВА, Г. В. МАСЛЕННИКОВА,
Л. Д. НЕУЙМИНА, Г. Э. ПРОЗОРОВИЧ, Е. Г. СОРОКИНА**

Сведения о геологическом строении Западно-Сибирской низменности, полученные в результате комплексных геологоразведочных работ, позволяют высоко оценить перспективы этого региона на различные полезные ископаемые и прежде всего на нефтегазоносность.

Одним из решающих факторов при нефтепоисковых работах является установление закономерностей в распределении пород-коллекторов, связанных с условиями их формирования.

На процесс формирования коллекторов в юре и неоме Западно-Сибирской низменности влияли два основных фактора: 1) условия осадконакопления, определяющие формирование первичной пористости пород; 2) вторичные преобразования пород в стадии диагенеза и эпигенеза, определяющие их вторичную пористость.

Условиями осадконакопления определялись зоны преимущественного распространения мощных песчаных пластов, гранулометрический состав осадков, степень отсортированности и окатанности обломочного материала. Процессы вторичного преобразования пород обусловили степень их уплотненности, новообразования минералов и в ряде случаев структуру и количество цементирующего материала.

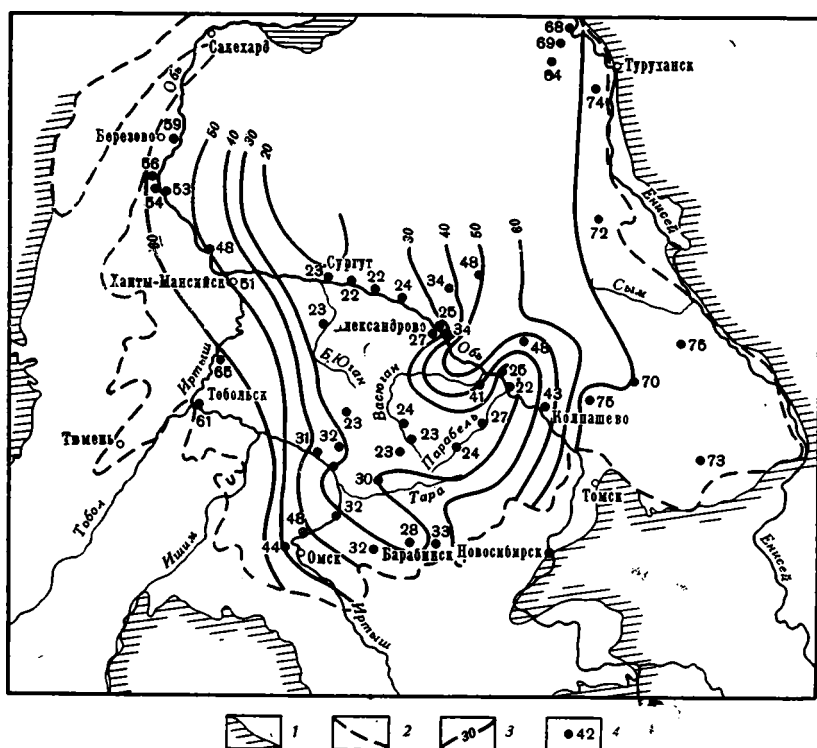
В данной работе рассматриваются главным образом факторы, определившие накопление и локализацию толщ пород-коллекторов в течение юры и неокома. В меньшей мере освещаются вопросы палеогеографии, поскольку достаточно детально они приводились ранее (Гурова, Казаринов, 1962).

1. НИЖНЯЯ—СРЕДНЯЯ ЮРА — НИЖНИЙ КЕЛЛОВЕЙ

Петрографический состав пород, характер слоистости, развитие процессов угленакопления и другие признаки позволяют отнести отложения нижней—средней юры к осадкам аллювиальной равнины в окраинных частях низменности и преимущественно к озерно-болотным образованиям в центральных ее районах. В низовьях р. Енисея наблюдаются прибрежно-морские образования, содержащие остатки морской фауны. К концу среднеюрского — началу келловейского времени море проникает на юг низменности, что подтверждается нахождением здесь осадков зоны волнений прибрежной части моря. Последние по разрезу переходят в мелководно-морские и литоральные, а по площади — в осадки зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья и континентальные.

Наиболее благоприятными для накопления мощных песчаных толщ являются аллювиальные (русловые), прибрежно-морские и мелководные морские фации, а также прибрежные участки крупных озер.

На фиг. 1 представлена схема распространения песчаников и алевролитов в отложениях нижней — средней юры — нижнего келловоя.



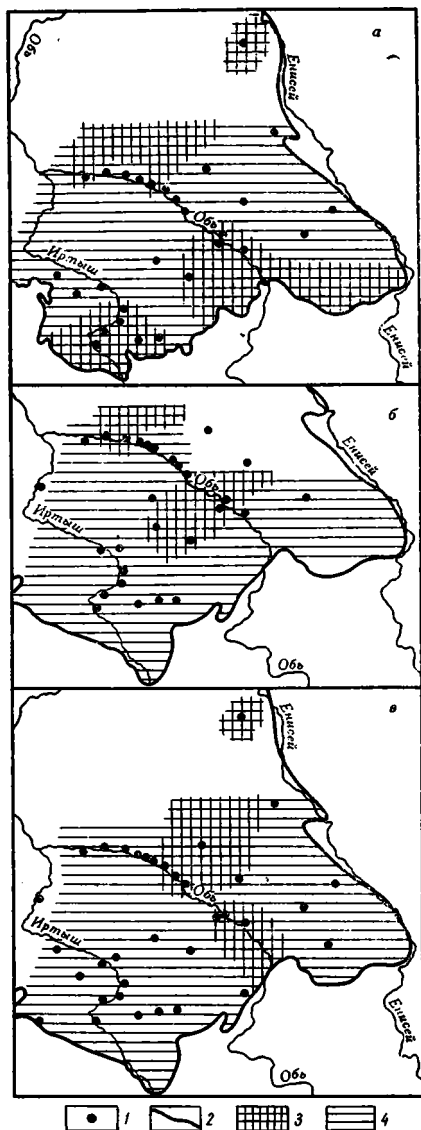
Фиг. 1. Схема распространения песчаников и алевролитов в отложениях нижней — средней юры — нижнего келловоя. Составили Г. Э. Прозорович, Г. И. Кнышева, В. Я. Шерихора

1 — границы палеозойского обрамления низменности; 2 — современные границы распространения отложений нижней — средней юры — нижнего келловоя; 3 — линии равных суммарных мощностей песчаников и алевролитов в % от мощности отложений; 4 — районы исследования; суммарная мощность песчаников и алевролитов в % от мощности отложений

Она отражает весьма общую закономерность в расположении площадей с преимущественным развитием песчаных и алевроитовых пород. К сожалению, имеющийся к настоящему моменту фактический материал не позволяет представить более детальную картину распространения песчаников и алевролитов ниже-среднеюрских отложений с учетом фациальных особенностей.

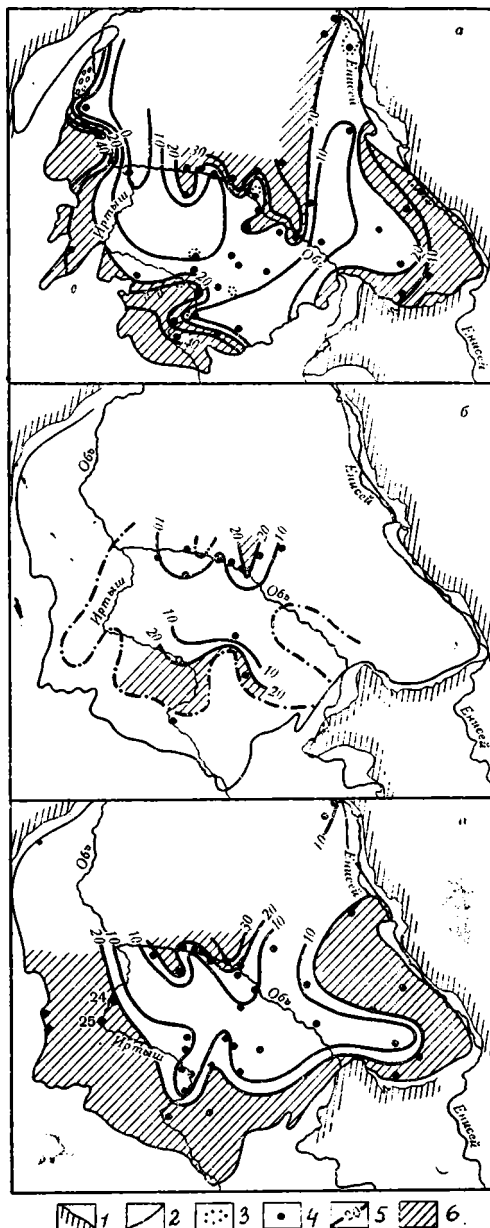
Из схемы следует, что количество песчаников и алевролитов в разрезах уменьшается в основном к центральным частям бассейна. Зона их минимальных содержаний (20—30%) охватывает примерно Ярсовский прогиб, Юганскую, Омскую и Нюрольскую впадины («Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности — новой нефтяной базы СССР», 1963). Основными поставщиками обломочного материала были районы обрамления низменности.

Одним из ведущих факторов, определяющих физические параметры пород, является размер и степень отсортированности составляющих их обломков. В связи с этим высчитывались медианные размеры зерен и коэффициенты отсортированности обломков для песчаных пород по многочисленным гранулометрическим анализам, путем построения ку-



Фиг. 2. Схемы распределения меданных размеров зерен в песчаных породах. Составили Т. И. Гурова, Л. И. Рсמודина

а — нижняя — средняя юра — нижний келловей; б — нижний — средний валанжин; в — верхний валанжин — готерив; 1 — районы исследования; 2 — современная граница распространения отложений; 3 — медианный размер зерен $< 0,2$ мм; 4 — медианный размер зерен $> 0,2$ мм



Фиг. 3. Схемы распределения средних содержаний обломков пород в песчаниках. Составил Г. Э. Прозорович

а — нижняя — средняя юра — нижний келловей; б — нижний — средний валанжин; в — верхний валанжин — готерив; 1 — границы палеозойского обрамления низменности; 2 — современные границы распространения отложений; 3 — районы, в которых нет нижнеюрских — ааленских отложений; 4 — районы исследования; 5 — линия равных средних содержаний обломков пород в песчаниках; 6 — районы преимущественно с полимиктовым составом песчаников

мулятивных кривых (Рухин, 1947, 1953). Затем для каждого изученного горизонта по районам для песчаников рассчитывались средние (арифметические) медианные размеры зерен и средние значения коэффициентов отсортированности. Полученные результаты и послужили материалом для построения схематичных карт распространения значений медианных размеров зерен в песчаных породах нижней — средней юры (фиг. 2, *a—в*). Из схем следует, что на юге, юго-востоке и в районе широтного течения р. Оби выделяются участки, где в песчаных породах медианный диаметр зерен составляет $>0,2$ мм, в то время как в центральной части бассейна накапливались песчаные осадки со средним диаметром зерен $<0,2$ мм. Следовательно, накопление более крупнозернистого материала в песчаниках намечается по периферии бассейна, а также в некоторых районах его центральной части. Последнее указывает на области сноса в северных районах низменности.

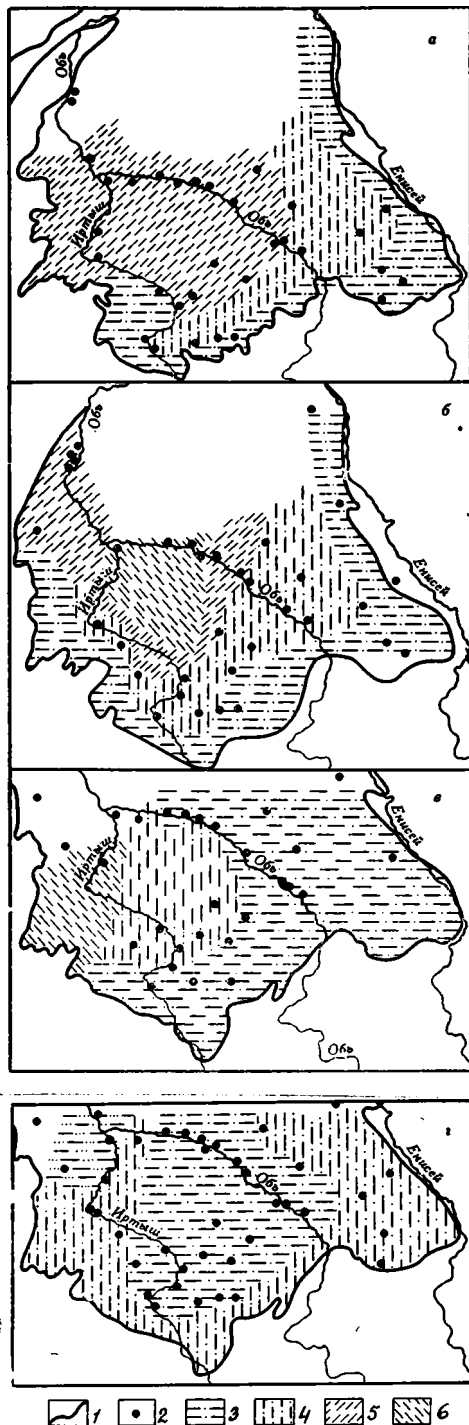
Расположение основных областей сноса четко выявляется при изучении вещественного состава пород. Вдоль обрамлений низменности (фиг. 3, *a—в*) отмечается максимальное (20—40%) количество обломков пород среди терригенной части осадка, т. е. выдерживается в среднем полимиктовый состав песчаников. В центральной части низменности, прилегая к ней, выделяется зона аркозовых песчаников, где обломки пород составляют $<20\%$. Повышенное количество обломков пород отмечается в песчаниках, развитых в районах Сургутского и Нижне-Вартовского поднятий. Указанные зоны развития полимиктовых пород соответствуют областям повышенных содержаний песчаников и алевролитов с медианным значением зерен $>0,2$.

Распределение аксессуарных минералов (магнетита, ильменита, циркона, эпидота) также подтверждает влияние на формирование обломочных пород нижней — средней юры — нижнего келловоя нескольких областей сноса. В основном снос осуществляется с обрамлений Западно-Сибирской низменности, что видно по закономерному снижению содержания магнетита в породах от окраин к центру седиментационного бассейна. Максимальное количество эпидота присуще породам районов Сургутского и Нижне-Вартовского поднятий. В эти участки терригенный материал поступал из северных районов. Несколько иная картина наблюдается для отложений байоса — нижнего келловоя, распространенных в основном в центральной части низменности. Содержание в породах минералов из группы эпидота, а также ильменита, магнетита, циркона отчетливо показывает, что они поступили в основном из областей сноса, находящихся на севере региона.

Расположение источников сноса терригенного материала, удаленность их от тех или иных участков седиментационного бассейна отражается на степени отсортированности пород. Лучшая отсортированность обломочного материала в песчаных породах нижней — средней юры наблюдается вблизи обрамлений низменности (фиг. 4). Здесь в породах резко преобладают фракции размером $>0,1$ мм. По мере движения к центральным участкам песчаные породы обогащаются алевроитовым и глинистым материалом, что ухудшает степень их отсортированности.

Следует отметить, что в формировании отложений нижней — средней юры важную роль играли и местные источники сноса (Ростовцев, Симоненко, 1959; Гурова, 1959), существовавшие в виде многочисленных выступов фундамента.

В песчано-алевритовых породах ниже-среднеюрского — нижнекелловейского возраста широко проявляются процессы вторичного преобразования пород. Наибольшее развитие имеет процесс уплотнения, наблюдаемый во всех разрезах юры и неокома низменности, за исключением лишь ее окраин. Среди песчаных и алевритовых пород центральной части низменности распространены структуры максимального



Фиг. 4. Схемы распределения значений коэффициента отсортированности песчаных пород. Составили Т. И. Гурова, Л. И. Ромодина

а — нижняя — средняя юра, б — верхняя юра, в — нижний — средний валанжин, г — верхний валанжин — готерив; 1 — границы современного распространения осадков, 2 — районы исследования; коэффициент отсортированности: 3 — < 2 , 4 — от 2 до 3, 5 — > 3 ; 6 — зона отсутствия песчаных пород

сближения и взаимного внедрения, приспособления зерен: «выжимание» обломков глинистых и эффузивных пород в поровые пространства и переход их в цементирующую часть пород.

Значительное развитие имеют процессы перекристаллизации кальцитового и глинистого материала с образованием базального кальцитового, а также хлоритового и серицитового цемента с микролепидобластовой структурой. Среди глинистых минералов распространены диоктаэдрические гидрослюда (Перозо, 1961), обломочный материал значительно деформирован. Наблюдаются явления регенерации обломков кварца, полевых шпатов, новообразования кальцита, сидерита, пирита, барита, титансодержащих минералов (Перозо, 1959) в поровых пространствах, выполнение трещинок эпигенетическим кальцитом. По полевым шпатам развиваются серицит, кальцит, каолинит, по слюдам — хлорит, мусковит, между пакетами биотита — сидерит. Иногда процесс замещения настолько интенсивен, что первоначальные контуры зерен сливаются с цементирующей массой, и вся порода фактически представлена тонкошуйчатым агрегатом, в котором сохранились неизменными лишь зерна кварца.

Явления коррозии по сравнению с вышеописанными процессами имеют меньшее развитие. Однако среди песчаников и алевролитов наблюдаются обломки с причудливо корродированной поверхностью.

Большинство новообразований минералов идет в цементирующую часть, а от количества, состава и строения последней зависит и пористость, и проницаемость пород.

Среди отложений нижней и средней юры широко распространены песчаные и алевритовые породы, обнаруженные почти везде. Мощности песчаных пластов варьируют от 2—5 до 20 м.

Среди песчаных и алевритовых пород нижнего и среднего отделов юры были определены коллекторы, относимые по классификации А. А. Ханина (1956) к коллекторам V—I классов, однако резко преобладают IV—V классы. Проницаемость пород-коллекторов изменяется от 10 до 3228 *мд*, значения открытой пористости составляют 1—37%, наиболее распространенные — 10—16%. Встречаются прослойки практически непроницаемых пород. Лучшие породы-коллекторы располагаются вблизи обрамления низменности в тех участках, где в них мало глинистого материала. Породы хорошо отсортированы и имеют повышенное содержание среднезернистых песчаных частиц кварцево-полевошпатового состава, а также вблизи выступов фундамента (нижняя часть толщи).

Подводя итог вышеизложенному, представляется возможным отметить следующее.

1. Области максимального накопления наиболее крупнозернистого материала располагались в периферической части бассейна и в районах Сургутского и Нижне-Вартовского поднятий, а также около отдельных выступов фундамента.

2. Наиболее однородные по размерам слагающих их частиц и лучше отсортированные песчаные породы размещены в периферических частях бассейна, а первые также в районе Сургутского и Нижне-Вартовского поднятий.

3. Благоприятные условия для формирования коллекторов с хорошей первичной пористостью и проницаемостью в ниже-среднеюрское время существовали в районах, расположенных ближе к периферической части низменности, а также около выступов фундамента. В байос-нижнекелловейское время указанные условия наблюдались и в районах Нижне-Вартовского и Сургутского поднятий и, по-видимому, севернее их.

4. Среди отложений нижней — средней юры — нижнего келловей преобладают песчаники и алевролиты с базальным, поровым, порово-базальным типом цементации глинистого и карбонатного состава и уплотненные породы с максимальным сближением зерен с пленочным и контактовым типом цемента (коллекторы IV—V классов). Процессы вторичного преобразования пород этого горизонта уменьшили их первичные поровые пространства.

2. ВЕРХНЯЯ ЮРА

В верхнеюрское время Западно-Сибирская низменность представляла собой обширный морской бассейн. Континентальные осадки располагались лишь на юге Чулымо-Енисейской депрессии. К началу верхнеюрской трансгрессии приурочено накопление терригенных песчаных и органогенно-обломочных, спонголитовых осадков в Приуральской части низменности, разномасштабных глауконитовых песчаников и алевролитов в ряде районов Обь-Иртышского междуречья. С верхнего оксфорда определяется устойчивый морской режим для обширных пространств низменности.

Прибрежно-морские и мелководные фации формировались в основном в восточной и западной частях морского бассейна и приурочены к его окраинным зонам. Ближе к бортам низменности развиты песчаные породы, которые замещаются по мере движения в глубь бассейна алевритовыми, а затем глинистыми известковыми и кремнистыми, часто битуминозными осадками.

Мощность верхнеюрских отложений редко превышает 100 *м*. Максимальные мощности грубообломочных, песчаных органогенно-обломочных пород наблюдаются в северо-западных районах и достигают 40—80 *м*. В районах распространения глауконитовых песчано-алево-литовых пород мощность составляет 10—20 *м*.

В формировании отложений верхней юры в Приуральской части низменности важную роль играли местные источники сноса, по данным

Т. А. Ястребовой, на что указывают ассоциации акцессорных и породообразующих минералов в отложениях, сходные с содержащимися в породах фундамента некоторых структур, а также наличие грубообломочных и лещаных пород вокруг локальных поднятий. Однако характер изменения вещественного и гранулометрического состава пород свидетельствует об образовании их и за счет разрушения прилегающего материала.

Формирование терригенной части верхнеюрских песчаных и алевроитовых пород районов Обь-Иртышского междуречья осуществлялось, по-видимому, за счет региональных источников сноса.

Наиболее крупно- и грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты, крупнозернистые песчаники), а также крупно- и грубодетритусовые известняки накапливались в Приуральской части низменности. Зона развития этих пород характеризуется и слабой степенью отсортированности обломочного материала: коэффициент отсортированности его обычно >3 (см. фиг. 4). По периферии бассейна на востоке, юго-востоке и юге низменности располагается область развития хорошо отсортированных песчаных пород с коэффициентом отсортированности <2 . К ней примыкает в направлении внутренней части бассейна область распространения песчаных пород с коэффициентом отсортированности от 2 до 3, а еще ближе к центру бассейна — зона слабоотсортированных пород.

В песчано-алевритовых породах верхней юры также проявляются процессы вторичных изменений. Однако интенсивность их менее значительна, чем в нижележащих отложениях.

В ряде разрезов песчаных и алевроитовых пластов наблюдалось уплотнение пород и образование структур с максимальным сближением зерен. В большинстве районов в некоторых песчаных пластах распространен базальный, порово-базальный пойкилитовый цемент кальцитового состава. При перекристаллизации цементирующего глинистого материала триоктаэдрические гидрослюда преобразовались в диоктаэдрические.

Отмечаются следы растворения обломков, коррозия, реже новообразования мелких кубических и октаэдрических кристалликов пирита и регенерационные новообразования (каемки) кварца. Последние наиболее часто отмечаются в северо-западной части низменности, среди органогенно-обломочных известняков, содержащих терригенные зерна кварца. В этих же районах в спонголитах наблюдалась раскристаллизация опала в халцедон, а вокруг обломков фауны — образование кристификационных оболочек кальцита радиальнолучистого строения.

В ряде случаев видна деформация слюд, их сидеритизация, замещение растительных остатков пиритом, остатков фауны — фосфатом и т. п.

На большей части территории в песчано-алевритовых породах верхней юры развит базальный кальцитовый и глинистый цемент (20—40%). Глинистый цемент представлен диоктаэдрической слюдой, реже встречается цемент пленочный, соприкосновения и уплотнения с максимальным сближением зерен.

Только на северо-западе низменности в терригенных и биогенно-детритусовых породах преобладает каолиновый, редко кальцитовый цемент (иногда $>15\%$). При этом значительная часть крупных пор простого строения остается свободной.

Наиболее хорошие коллекторы в верхнеюрских отложениях располагались в Приуральской части низменности среди осадков зоны волнений прибрежной части моря. Здесь широко распространены породы-коллекторы I—III классов с проницаемостью от 108 до 4871 *мд*, с открытой пористостью от 16 до 30%. На остальной части территории

верхнеюрские отложения содержат за редким исключением коллекторы IV—V классов и являются практически непроницаемыми породами. Значения открытой пористости варьируют от 3 до 25%, проницаемость пород редко превышает 10 мд.

Можно констатировать, что:

1. Области максимального накопления обломочного материала в верхней юре размещались в Приуральской и Приенисейской частях бассейна седиментации, причем грубообломочные, песчаные и органо-генно-обломочные породы формировались в районах Березово, Игрима, Шайма и др.

2. Хорошо отсортированные и однородные породы располагались в периферической части бассейна на юге, юго-востоке и востоке низменности. Несколько лучшей отсортированностью обладают обломочные породы оксфордского, кимериджского, нижневолжского ярусов на северо-западе Приуральской части низменности.

3. Благоприятные условия для формирования коллекторов со значительной первичной эффективной емкостью в позднеюрское время наблюдались в Приуральской части низменности, особенно вокруг локальных структур.

4. Высокая эффективная пористость и проницаемость пород отмечается на северо-западе низменности.

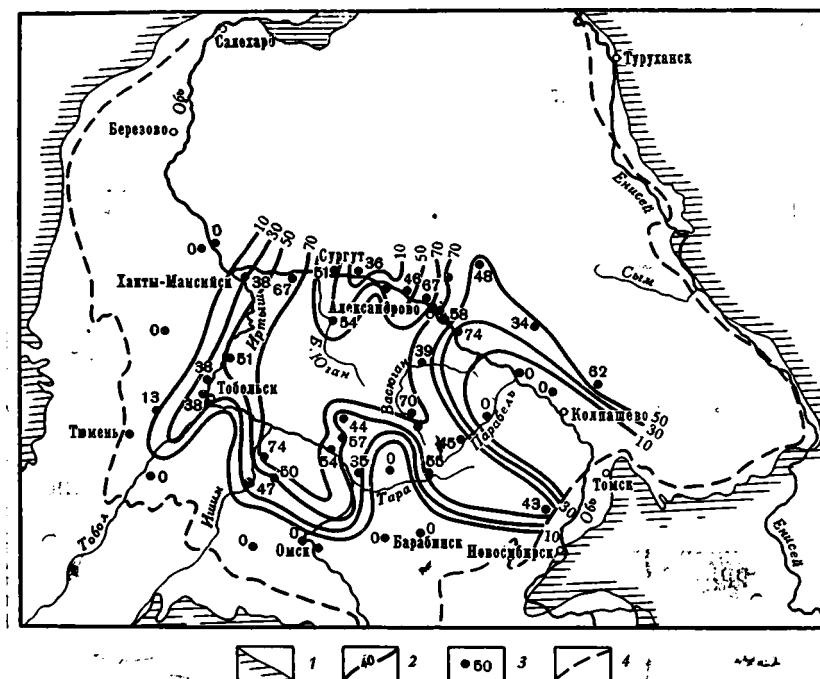
3. ВАЛАНЖИН—ГОТЕРИВ

Литологический состав пород, характер минеральных включений, остатки фауны свидетельствуют о том, что условия талассократического режима, начавшегося в верхнеюрское время, существовали на огромной территории низменности и в нижнем — среднем валанжине. Морской бассейн, покрывавший почти всю территорию низменности, был то относительно глубоководным, то более мелководным. Среди ниже-средневаланжинских отложений (мощность на юге до 50 м, в Тарском Прииртыше 250—280 м) широко развиты песчаные, алевроитовые и глинистые осадки, причем последние резко преобладают. Это осадки мелеющего морского бассейна, образовавшиеся при значительной выровненности рельефа области сноса. Вверх по разрезу они все более обогащаются песчаным материалом и сменяются мелководными морскими песчаными и алевроитовыми образованиями верхнего валанжина — готерива, переслаивающимися с осадками, переходными от морских к континентальным. На юго-востоке низменности — в Чулымо-Енисейской депрессии в валанжине — готериве продолжают существовать лагунно-континентальные условия осадконакопления.

В основании валанжинских отложений ряда районов залегает пачка пород, содержащая большое количество песчаников. Это невыдержанные по простиранию пласты мощностью от 5 до 25 м (иногда разделенные прослойками аргиллитов). Однако пока мы не можем полностью установить границы распространения указанной пачки (фиг. 5). Достоверно известно, что песчаники ее выклиниваются из разрезов нижеваланжинских отложений на западе, на юге они заливами вдаются в Приуральский прогиб, Омскую и Нурольскую впадины. На крупных положительных структурах, непосредственно примыкающих к обрамлению низменности, присутствуют глинистые аналоги этой пачки, представленные аргиллитами и, возможно, редкими прослойками глинистых алевролитов. На востоке и юго-востоке граница распространения отложений песчаной пачки, залегающей в основании валанжинской толщи, не может быть установлена, поскольку вся толща валанжина имеет здесь существенно песчаный состав.

Характерно возрастание песчанистости, а также мощности отложений указанной пачки по мере удаления от обрамления низменности.

Это свидетельствует о том, что последние не являлись заметными поставщиками обломочного материала при образовании терригенных пород нижнего валанжина. Очевидно, основная масса терригенного материала поступала с севера (Гурари, 1961), а на отдельных участках — за счет разрушения местных источников сноса, по данным В. Я. Шерихора.



Фиг. 5. Схема распространения песчаников и алевролитов в отложениях нижнего валанжина. Составили Г. Э. Прозорович, Г. И. Кышева, В. Я. Шерихора

1 — границы палеозойского обрамления низменности; 2 — линии равных суммарных мощностей песчаников и алевролитов в % от мощности отложений; 3 — районы исследования суммарная мощность песчаников и алевролитов в % от мощности отложений; 4 — современные границы распространения отложений нижнего валанжина

Открытая пористость описанных выше пород в среднем изменяется от 4 до 21%, проницаемость составляет то десятые доли и единицы миллидарси, то изредка достигает 357 мд. Наблюдается значительная изменчивость коллекторских свойств пород в пределах одного пласта, что обусловлено неравномерной цементацией пород (кальцитовый цемент).

Над отложениями песчаной пачки, залегающей в основании валанжинских отложений, располагается преимущественно аргиллитовая толща осадков нижнего — среднего валанжина. Прослойки песчаных пород здесь распространены в районе широтного течения Оби и в Приенисейской части низменности. В распределении песчаных пород нижнего — среднего валанжина по медианному размеру зерен (см. фиг. 2) намечаются две области: первая с медианными размерами зерен $>0,2$ мм (районы Нижне-Вартовского и Сургутского региональных поднятий и Парабельского, Средне- и Ново-Васюганского валов); вторая с медианным размером зерен $<0,2$ мм, обычно до 0,15 мм (остальная часть территории).

Основными источниками сноса в ниже-средневаланжинское время являлись как районы обрамления низменности, так и область питания,

расположенная на севере ее. На существование в нижнемеловое время области сноса, расположенной на севере региона, указывали В. Н. Сакс, З. З. Ронкина (1957), И. А. Оркевич (1959), и др.

Повышенное содержание магнетита, ильменита приурочено к разрезам южной части бассейна седиментации (Барабинск, Омск, Большеречье), на юго-востоке (Чулым, Белогорка, Мариинск), на востоке (Ларьяк, Елогуй, Ермаково), а также к районам Сургутского регионального поднятия. Максимальное количество акцессорного циркона характерно для пород Сургутского поднятия, Пологрудовского и Большереченского валов и для районов Елогуя, Касса. Минералы группы эпидота приурочены к породам центральной, восточной и юго-восточной частей низменности. Гранат и сфен поступали с областей питания, расположенных на севере.

Распределение акцессорных минералов в породах свидетельствуют о существовании нескольких источников сноса в обрамлении низменности, а также в северных и северо-восточных ее частях.

Лучшая отсортированность песчаных пород наблюдается на востоке региона и захватывает также районы широтного и среднего течения р. Оби. Коэффициент отсортированности песчаников, равный 2—3, характерен для центральных районов (см. фиг. 4).

Песчаные и алевритовые породы нижнего — среднего валанжина также подверглись процессам вторичного преобразования, среди которых ведущее место принадлежит новообразованиям кальцита в порах. Важную роль играют процессы растворения (кварца, полевых шпатов), особенно в прослойках с кальцитовым, базальным цементом, приводящие иногда к образованию причудливых, извилистых очертаний обломков. Лишь на некоторых участках песчаных пластов наблюдаются структуры с максимальным сближением зерен. Спорадически отмечается регенерация зерен кварца и полевых шпатов, деформация и хлоритизация слюд, сидеритизация растительных остатков и т. п.

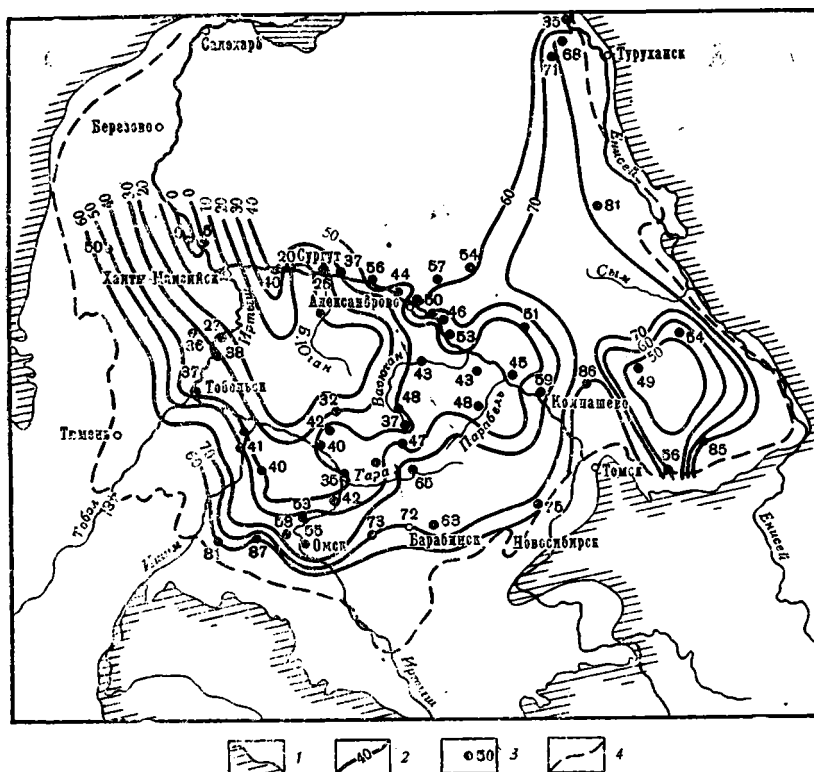
В песчаниках и алевролитах нижнего — среднего валанжина преобладает глинистый, кальцитовый и глинисто-кальцитовый цемент. В некоторых районах содержание крупнокристаллического кальцита доходит до 30—35%. Глинистый материал цемента, поступавший с алевритовыми и песчаными обломками из областей сноса, в отложениях описываемого горизонта не испытывает значительных изменений. В составе цемента присутствуют каолинит, монтмориллонит, гидрослюды. В то же время имеются прослойки песчаников, где локально развит пленочный крустификационный хлоритовый цемент (5—10%). Здесь же в породах присутствует глинистый материал и новообразования кальцита, создающие неравномерное распределение пор.

Прослой песчаных пород в ниже-средневаланжинских отложениях составляют обычно 2—3 м и только в редких случаях 10 м (верхняя часть разреза). Открытая пористость пород варьирует от 4,75 до 25% (в среднем до 14%); проницаемость их изменяется от 1 до 501 *мд*. В разрезах резко преобладают коллекторы IV и V классов, и только в некоторых районах широтного течения р. Оби присутствуют прослой коллекторов I—III классов.

Во второй половине валанжинского века и начале готерива область существенно песчаных пород значительно увеличивается. Максимальное количество прослоек аргиллитов наблюдается в районах Прииртышья и Приуральской части низменности. В мощных отложениях верхнего валанжина — готерива, так же как и в ниже-среднеюрских — нижнекемловейских, максимальное количество песчаников и алевролитов (до 70—80% мощности разреза) наблюдается (фиг. 6) у обрамленной низменности. На западе и юго-западе изолинии содержания песчаников и алевролитов приближенно повторяют очертания Восточно-Туринской моноклинали, Вагай-Ишимского выступа.

На юго-востоке низменности повышенное содержание песчаников отмечается на Барабинской и Пихтовской моноклиналях и у бортов Чулымо-Енисейской впадины. На востоке изолинии 70—80% протягиваются примерно параллельно Сибирской платформе, повторяя очертания Елогуйского выступа.

Среди песчаных пород верхнего валанжина — готерива песчаники с медианным диаметром зерен $>0,2$ мм отмечены только на территории



Фиг. 6. Схема распространения содержания песчаников и алевролитов в отложениях верхнего валанжина — готерива. Составили Г. Э. Прозорович, Г. И. Кнышева, В. Я. Шерихора

1 — границы палеозойского обрамления низменности; 2 — линии равных суммарных мощностей песчаников и алевролитов в % от мощности отложений; 3 — районы исследований; суммарная мощность песчаников и алевролитов в % от мощности отложений; 4 — современные границы распространения отложений верхнего валанжина — готерива

Александровского и Парабельского валов, группы Колпашевских поднятий и в районе Ларьяка, Туруханска (см. фиг. 2).

Схема на фиг. 3 показывает, что максимальное содержание обломков пород (до 20—25%) наблюдается в песчаниках у обрамления низменности, что в первом приближении соответствует районам максимального распространения песчаных и алевроитовых пород и указывает на основные источники обломочного материала. Понижение количества обломков пород (20—10%) соответствует зоне, в разрезах которой наблюдаются минимальные содержания песчаников и алевролитов. Зоне повышенных содержаний песчаников и алевролитов в районах Усть-Балыка, Мегиона, Александрово и Амбар соответствуют повышенные количества обломков пород в песчаниках (от 20 до 30%). Нужно полагать, что это также указывает на поступление обломков с севера региона.

Среди акцессорных минералов максимальное содержание зерен граната и сфена свойственно северным участкам изученного региона — рай-

онам широтного течения Оби. Для магнетита, ильменита и циркона наблюдается влияние областей сноса, расположенных в обрамлении низменности на юге, юго-востоке, а также в северных районах. Минералы группы эпидота в повышенных количествах накапливались на юго-востоке региона и в районах среднего Приобья.

Влияние нескольких источников сноса, существовавших в этот период, подтверждается и схемой распределения значений коэффициентов отсортированности пород (см. фиг. 4).

По проявлению процессов вторичного преобразования песчаных и алевритовых пород наблюдается значительное сходство отложений верхнего валанжина — готерива с нижележащими породами нижнего — среднего валанжина. Так, спорадически в отдельных участках наблюдаются структуры максимального сближения зерен, локально проявляются процессы растворения обломков, регенерации зерен кварца и полевых шпатов (Сорокина, 1959). Наибольший интерес представляет широко развитый процесс перекристаллизации глинистого материала с образованием крустификационного хлоритового цемента. Хлорит имеет радиально-лучистое строение. Этот процесс приводит к более компактному расположению цементирующего материала и освобождает часть пор от цемента. В то же время наблюдается и поровый тонкочешуйчатый хлоритовый, реже каолинитовый цемент, обычно заполняющий поры полностью или частично. В кровле и подошве мощных песчаных пластов отмечаются новообразования кальцита, выполняющие то полностью, то частично поровые пространства. Образование кальцита происходило после возникновения хлоритового крустификационного цемента.

На большей части низменности распространены мощные пласты песчаников, имеющих пленочный и крустификационный хлоритовый цементы. Содержание цемента невысоко — 5—10%. Большая часть пор остается свободной. Тем не менее в отдельных участках пластов имеет место вторичный кальцитовый цемент порового и порово-базального типа.

Мощности песчаных пластов в отложениях верхнего валанжина — готерива изменяются от 2 до 20 м. Наблюдается сравнительно хорошая выдержанность мощных песчаных пластов на площади. В подавляющем большинстве случаев среди них доминируют коллекторы I—III классов с открытой пористостью 15—25%, с проницаемостью от 106 до 2560 мд.

Лучшими коллекторскими свойствами обладают песчаники с хорошей и средней степенью окатанности и отсортированности обломочного материала и незначительным (до 10%) количеством хлоритового, хлоритово-глинистого цемента пленочного типа и соприкосновения.

Подводя итог вышеизложенному, можно сделать следующие выводы:

1. В период формирования осадков в валанжинское время наиболее благоприятные условия для накопления мощных толщ песчаных пород были в нижнем валанжине и в верхнем валанжине — готериве.

2. Накопление коллекторов с высокой первичной емкостью присуще ниже-средневаланжинским отложениям некоторых районов восточной половины территории, где отмечаются более однородные, лучше отсортированные и более крупнозернистые породы (особенно районы Нижне-Вартовского и Александровского поднятий, Средне- и Ново-Васюганского валов и др.).

3. В верхневаланжинское — готеривское время на большей части территории, за исключением ее западных районов, существовали весьма благоприятные условия для формирования мощных горизонтов высокой емкости и проницаемости.

Следует отметить, что определение зон преимущественного распространения мощных песчаных горизонтов, степени отсортированности и однородности обломочного материала, медианного размера зерен, харак-

тера вторичных изменений пород — возможных коллекторов нефти позволяет, с одной стороны, более обоснованно подойти к составлению прогнозных карт коллекторов, с другой — объяснить причины, снижающие физические параметры коллекторов, а следовательно, выбрать наиболее эффективные методы разработки пластов, содержащих нефть, чтобы увеличить их нефтеотдачу.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности — новой нефтяной базы СССР. Под ред. Н. Н. Ростовцева, А. А. Трофимука. Гостоптехиздат, 1963.
- Гурари Ф. Г. К палеогеографии Западно-Сибирской низменности в юрско-неокомское время. Тр. СНИИГГИМС, вып. 14. Гостоптехиздат, 1961.
- Гурова Т. И. К вопросу происхождения терригенного материала среднеюрских пород юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Докл. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1959.
- Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. Гостоптехиздат, 1962.
- Пероziо Г. Н. Новые данные о новообразованиях минералов мезозойских и палеозойских пород юго-западной части Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМС, вып. 1. Гостоптехиздат, 1959.
- Пероziо Г. Н. Об эпигенетических изменениях в терригенных породах мезозоя центральной части Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМС, вып. № 14, Гостоптехиздат, 1961.
- Ростовцев Н. Н., Симоненко Т. И. О поисках нефти и газа в Западно-Сибирской низменности. Геология нефти и газа, № 16, 1959.
- Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд. ЛГУ, 1947.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.
- Сакс Н. В., Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. Тр. ИГА МГ и ОН СССР, т. 90, 1957.
- Сорокина Е. Г. Характер и распределение минеральных новообразований в песчаных отложениях илекской свиты Парabelьского района. Докл. АН СССР, т. 128, № 3, 1959.
- Ханин А. А. О классификации пород коллекторов нефти и газа: Разведка и охрана недр, № 1, 1956.
- Юркевич И. А. Фациально-геохимическая характеристика мезо-кайнозойских отложений восточного Зауралья. Изд. АН СССР, 1959.

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

Дата поступления
19.VIII.1964

УДК 551.734.5+551.735.1 (471.5)

ПАЛЕОТЕКТОНИКА И ФАЦИИ ПОЗДНЕГО ДЕВОНА И РАННЕГО КАРБОНА ЗАПАДНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА И ПРИУРАЛЬЯ

***О. А. ЩЕРБАКОВ, И. В. ПАХОМОВ, Л. В. ШАРОНОВ,
М. А. ЮНУСОВ, В. И. ЧУВАШОВ, П. А. СОФРОНИЦКИЙ***

1. СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ

Анализ мощностей и фациальных особенностей отложений поздне-девонской и раннекаменноугольной эпох показывает, что на территории западного склона Среднего и Южного Урала, Пермско-Башкирского Приуралья на фоне общего регионального погружения существовали структурные элементы двух типов. Одни из них имели тенденцию к вертикальным положительным движениям, другие — к отрицательным. Первые именуются сводами и поднятиями, вторые выделяются как зоны прогибов.

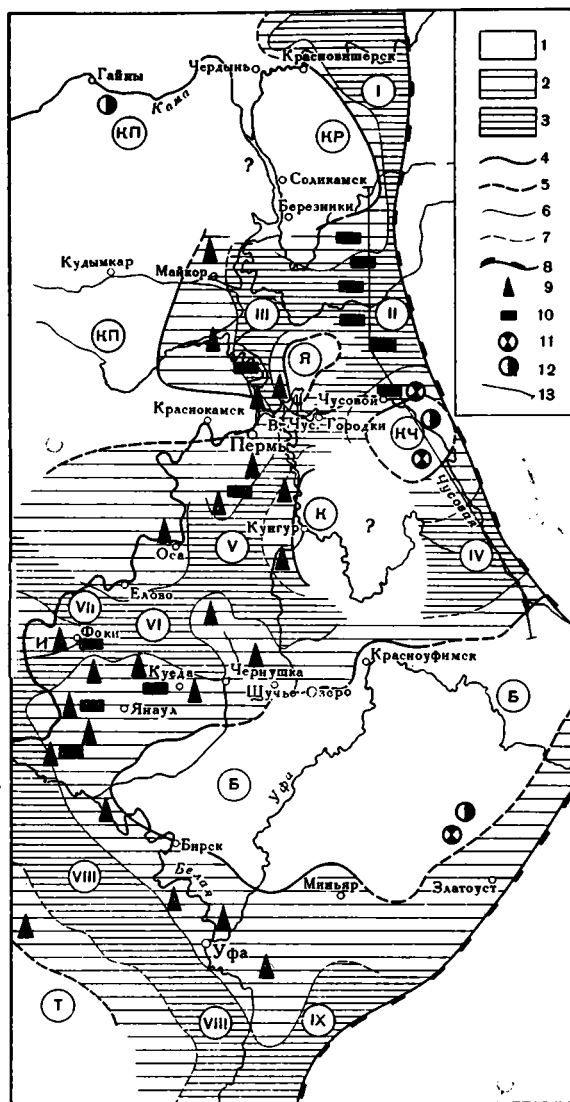
К началу франского века наметились и продолжали сохраняться в течение всего позднего девона и раннего карбона такие крупные положительные структурные единицы, как Коми-Пермяцкий, Татарский и Башкирский своды и разделяющая их Камско-Кинельская система прогибов.

Коми-Пермяцкий свод входил в Пермское Прикамье лишь своей юго-восточной частью (фиг. 1). Предположение о его существовании было высказано Р. А. Гафаровым (1961) на основании данных аэромагнитной съемки. На северо-западе и западе он отделялся от Сысольского свода Кировско-Кажимским прогибом, проявлявшимся наиболее интенсивно в живетское и в начале франского времени. Позднее оба эти свода представляли единую крупную положительную структуру, объединявшую современные Тиман, Камский свод и северную вершину Татарского свода. Выделяемый в современном структурном плане по кровле артинского яруса Камский свод располагается на пологом восточном склоне Коми-Пермяцкого свода.

Татарский свод в пределах описываемой территории представлен только восточным склоном, соответствующим в современном тектоническом плане восточному склону южной вершины Татарского свода.

Башкирский свод занимает северную и восточную части Башкирской АССР. В его центральной части, в границах современного Башкирского свода, предполагается приподнятое положение кристаллического фундамента. Восточная граница свода проходит несколько западнее восточной границы распространения верхнедевонских и каменноугольных отложений Урала.

Более мелкими палеоструктурными элементами являются поднятия, по фациям и характеру тектонического развития аналогичные сводам, но отличающиеся от последних меньшей площадью. На основании структурно-фациального анализа выделены Красновишерское (?), Яринское, Кыновско-Чусовское и Кунгурское (?) поднятия.



Фиг. 1. Схематическая палеотектоническая карта западного склона Урала, Пермского и Башкирского Приуралья в позднедевонскую и раннекаменноугольную эпохи

1 — области сводов и поднятий; 2 — прибортовые зоны прогибов; 3 — приосевые зоны прогибов; границы прогибов; 4 — достоверные; 5 — предполагаемые; 6 — внутренние границы прибортовых зон; 7 — достоверные; 8 — предполагаемые; 9 — нефть; 10 — каменный уголь; 11 — железные руды; 12 — бокситы; 13 — линия литолого-палеогеографических профилей. Поднятия: Кр — Красновишерское, Я — Яринское, КЧ — Кыновско-Чусовское, К — Кунгурское, И — Ижевское. Прогибы: I — Колвинско-Шугорский, II — Кизеловский, III — Добрянский, IV — Уткинско-Серебрянский, V — Сылвинский, VI — Шалымский, VII — Фокинский, VIII — Икбазинский (Актаныш-Чимшинский), IX — Инзеро-Усольский

шем бурением и геофизическими работами будет доказана либо самостоятельность Кунгурского поднятия, либо его нужно будет рассматривать как структурный выступ Башкирского свода. Если не будет подтвержден северный рукав, то Кыновско-Чусовское и Кунгурское поднятия

Между сводами и поднятиями, отделяя их друг от друга, располагается сложно ветвящаяся сеть древних прогибов, которые как структурные элементы первого порядка были впервые установлены В. М. Познером (1955), выделившим наиболее крупный из них под названием Камско-Кинельской впадины. Позднее был установлен ее разветвленный характер (Познер и др., 1957; Хачатрян, 1957; Грачевский, 1959; Филиппова и др., 1957) и выделены новые прогибы (Юнусов, 1961; Мкртчян, 1962; Софроничский, 1962; Шербаков, 1962; Мирчинк и др., 1963; Шаронов, 1963; Юнусов и Черноморский, 1963), образующие вместе с ней сложно разветвленную сеть, которая О. М. Мкртчяном (1962) стала выделяться под названием Камско-Кинельской системы прогибов.

В центральной части описываемой территории система прогибов разобщает Коми-Пермяцкий и Башкирский своды и характеризуется обилием рукавов и «заливов». Здесь выделяются Фокинский, Шалымский, Сылвинский, Уткинско-Серебрянский, Добрянский, Кизеловский и Колвинско-Шугорский прогибы. Связь Уткинско-Серебрянского прогиба с остальными прогибами не ясна. Вполне вероятно, что он соединялся с ними юго-западным и северным рукавами. Первый, имея широтное направление проходил, возможно, севернее Красноуфимска, второй (северный), более узкий, шел в северо-западном направлении на Верхне-Чусовские Горы. В дальней-

нужно будет рассматривать как единое целое (см. фиг. 1). Не ясно также, является ли Красновишерское поднятие самостоятельным. Возможно, что оно целиком обособляется от Коми-Пермяцкого свода прогибом, проходящим вдоль современной долины рек Камы и Вишеры от Майкора до Чердыни; возможно, что оно окажется лишь крупным выступом Коми-Пермяцкого свода.

Другая ветвь системы прогибов разделяет Башкирский и Татарский своды. В ней выделены (Юнусов, 1961) Икбазинский (по Мкртчяну, 1962, Актаныш-Чишминский) и Инзеро-Усольский прогибы (Инзерский залив, по Домрачеву, 1952).

Обращает на себя внимание сложный характер разветвления прогибов, идущих в двух взаимно перпендикулярных направлениях, в субмеридиональном — с юго-востока на северо-запад и субширотном — с юго-запада на северо-восток.

Описанный выше структурно-тектонический план наметился к началу позднедевонской эпохи, что сказалось на глубине предпашийского эрозионного вреза. В пределах сводов и поднятий франские отложения залегают трансгрессивно на породах протерозоя, ниже- и верхнебавлинских отложениях и на различных горизонтах эйфельского яруса. В прогибах верхний девон подстилается породами различного возраста: от бийского горизонта эйфельского яруса до муллинского (чеславского) живетского яруса. В Уткинско-Серебрянском прогибе пашийские отложения (Цырлина, 1958) повсеместно залегают (часто с постепенным переходом) на чеславских известняках, что свидетельствует либо об отсутствии перерыва в осадконакоплении между франским и живетским ярусами, либо о его малой стратиграфической амплитуде.

2. ТИПЫ РАЗРЕЗОВ

Структурно-тектонические особенности территории Пермского Прикамья, Башкирии и западного склона Урала явились определяющими в ходе и характере осадконакопления. В соответствии с основными структурными элементами для верхнедевонских и турнейских отложений намечается три типа разреза: сводовый, бортовой и депрессионный. Первый приурочен к областям поднятий и сводов, второй — к бортовым зонам древних прогибов, третий — к их осевым частям. Четкая дифференциация разрезов по этим трем типам наметилась только с позднефранского времени. В раннефранское время нечетко выделяются только два типа разреза: сводовый и депрессионный.

Для сводовых участков характерно либо отсутствие пашийских отложений, либо их более грубый гранулометрический состав, а также обилие растительных остатков и присутствие в разрезах оолитовых железных руд и бокситов. Прогибы характеризуются меньшим количеством песчаников в разрезе и увеличением роли аргиллитов. Чаше встречаются прослои с морской фауной. В Уткинско-Серебрянском и Инзеро-Усольском прогибах в составе толщи присутствуют известняки. Мощность пашийских отложений меняется от 2—5 до 60 м, не обнаруживая четкой зависимости от палеоструктурных элементов. По-видимому, осадконакопление в пашийское время протекало в прибрежно-континентальных и прибрежно-морских условиях; первые были более характерны для областей древних поднятий и сводов, вторые — для зон древних прогибов.

В кыновское время на всей территории накапливается довольно выдержанная и однотипная по литологическому составу толща, сложенная переслаивающимися зелеными сильноизвестковистыми аргиллитами, мергелями и ржаво- и зеленовато-бурыми глинистыми известняками (см. таблицу). Породы почти повсеместно переполнены органическими остатками, принадлежащими синезеленым (*Girvanella*) и харовым (*Umbella*, *Sycidium*) водорослям, табулятам (*Aulopora*), ругозам (*Megaphyllum*, *Schlüteria*, *Macgea*), многочисленным брахиоподам

(Schizophora, Productella, Hypothyridina, Cyrtospirifer, Athyris), пелециподам (Avicula, Paracyclas, Conocardium, Aviculopecten) и криноидеям. Мощность кыновских отложений колеблется (за исключением центральной части Башкирского свода, где кыновские отложения отсутствуют) от 4—6 до 50 м, не обнаруживая при этом четкой зависимости от названных выше палеоструктурных элементов. Состав фауны кыновских отложений позволяет сделать вывод о формировании всей толщи в условиях очень мелководного морского бассейна с нормальным солевым и газовым режимом при относительно слабой подвижности вод, что обусловило накопление тонких глинистых и глинисто-карбонатных илов. Глубина морского бассейна в пределах всей рассматриваемой территории была почти одинакова как в пределах упоминаемых выше поднятий и сводов, так и в зонах прогибов.

Более четкое обособление разрезов по двум типам характерно для саргаевского и особенно для семилукского (доманиковского) времени. Сводовый тип разреза на всей территории, кроме южной вершины Татарского свода, представлен светло-серыми массивными доломитами и темно-серыми слоистыми известняками. Доломиты содержат реликты фауны и имеют вторичный характер. Известняки содержат водоросли: *Girvanella*, *Nodosinella*, *Pycnostroma*; фораминиферы: *Parathurammina*, *Cribrosphæroides*, *Archæalagena*, *Baituganella*, *Evlania*, *Nonicella*; строматопоры, ругозы и табуляты (Цыплина, 1958): *Alveolites domrachovi* Sok., *Thamnopora polyforata* Schloth., *T. ex gr. vermicularis* M'Cooy, *Thamnophyllum* sp., *Spinophyllum sedwichi* Edw. et Haim, *Cypidula biplicata* Schn., *Hypothyridina* aff. *semilukiana* Nal., *Athyra uralica* Nal.; гониатиты: *Gephyroceras uralicum* Hall. и гастроподы. Мощность их от 5 до 40—50 м.

Депрессионный тип разреза представлен чередованием серых и темно-серых, слоистых и тонкослоистых, глинистых и бимутинозных сильно пиритизированных известняков, темно-серых мергелей, черных известково-глинистых сланцев, доломитов, кремнистых известняков и кремней, содержащих многочисленные органические остатки, распределяющиеся по разрезу неравномерно и приуроченные часто к отдельным прослоям и пачкам. Органические остатки представлены редкими синезелеными водорослями *Girvanella*, редкими однокамерными фораминиферами и, по данным В. Н. Тихого (1957) и В. Б. Цыплиной (1958), довольно многочисленными брахиоподами: *Lingula subparallela* Sandb., *Chonetipustula petini* Nal., *Chonetes setigera* Hall., *Productella* cf. *sericea* Buch., *Pugnax domanicensis* Mark., *Leiorhynchus megistanus* Le Hon, *L. quadricostatus* Van., *L. domanicensis* Mark., *L. aff. crebricostatus* Buch., *L. pavlovi* Mülke, *L. cf. subreniformis* Schmer., *Anathrypa timanica* Mark., *Spirifer pachyrinchus* Vern., *Anathyrus helmsereni* Buch, *Athyris concentrica* Buch, *Reticulariopsis simplex* var. *domanicense* Mark.; пелециподами: *Buchiola scabrosa* Clarke, *B. retrostriata* Buch, *B. lapine* Clarke; массовыми птероподами: *Tentaculites tenuicinctus* Roem., *Styliolina fissurella* Hall; гониатитами: *Gephyroceras uchtense* Keys., *Manticoceras ammon* Keys., *M. nodulosum* Wdkd., *Tornoceras simplex* Phill., *Bactrites subflexuosus* Münster., *Timanites acutus* Sandb. Мощность отложений этого типа колеблется в пределах 18—60 м.

Обращает на себя внимание большое своеобразие приведенного выше комплекса фауны. Оно заключается в полном отсутствии в его составе кораллов и иглокожих, а также в наличии большого количества остатков планктонных и нектонных организмов. Такое своеобразное сообщество могло сложиться только в весьма специфических условиях, существовавших в морском бассейне на территории распространения разрезов этого типа. Н. М. Страхов (1939), Д. В. Наливкин (1956), В. Н. Тихий (1957), объясняя специфику бассейна, считали характерным для него широкое распространение обстановок иловых впадин с затрудненным газо-

обменом, появившимся при небольшом углублении дна бассейна, поступлением в него более легких пресных вод и слабым их перемешиванием. Глубины бассейна в зонах иловых впадин были сравнительно небольшими. Это подтверждается преобладанием среди карбонатных отложений слоистых текстур над тонкослоистыми и присутствием в биоценозе хотя и своеобразной, но все-таки довольно многочисленной бентонной фауны, а также наличием в ее составе редких синезеленых водорослей (Наливкин, 1956).

Таким образом, в конце раннефранского времени почти на всей рассматриваемой территории господствовало море, мелководное на поднятиях и сводах и с относительно большими глубинами в пределах прогибов (фиг. 2). В зонах увеличенных глубин установились условия иловых впадин с нарушенным газовым режимом придонных вод. Однако в связи с тем, что переход от глубоководных к мелководным участкам на поднятиях и сводах происходил постепенно, отложения, приуроченные к бортовым зонам прогибов, еще не имели отличительных признаков и не выделялись в самостоятельный литолого-фациальный тип разреза. Специфические черты, характерные для бортовых разрезов, появляются только с начала позднефранского времени, благодаря чему в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях четко выделяются три типа разреза: сводовый, бортовой и депрессионный, приуроченных к различным структурно-фациальным зонам.

Сводовый тип разреза распространен на обширной территории сводов и древних поднятий. Верхнефранские, фаменские и нижнетурнейские отложения здесь представлены серыми, реже коричневато-серыми, слоистыми и толстослоистыми известняками и доломитами с включениями гипса и ангидрита. Наибольшая загипсованность характерна для верхнедевонских отложений, в которых среди доломитов иногда встречаются прослои ангидритов. В южной части Кыновско-Чусовского поднятия верхнефранский подъярус целиком сложен доломитами, перемежающимися с прослоями и пачками ангидритов. Для фаменских известняков характерны четкие ровные поверхности наслоения, местами с хорошо выраженными трещинами усыхания, иногда с редкими гиероглифами. Прослоями среди фаменских известняков встречаются оолитовые и псевдооолитовые разности. В нижнетурнейских отложениях широко распространены известняки с ленточной микрослоистостью, обязанной своим происхождением, по-видимому, слоевищам водорослей.

Вся описанная выше толща характеризуется очень своеобразным обедненным составом фауны. В верхнефранских отложениях органические остатки представлены водорослями, амфипорами и строматопорами, которые обычно переполняют известняки. Среди водорослей часто присутствуют желваки *Rynostroma*. Кораллы и брахиоподы встречаются реже и имеют угнетенный облик. Мощность верхнефранского подъяруса составляет 70—120 м.

Для фаменских отложений характерно присутствие редких однокамерных фораминифер и водорослей (*Nodosinella*, *Sphaerella*, *Asterosphaera*, *Radiina*). Иногда встречаются брахиоподы, строматолиты и желваки *Rynostroma*. Мощность фаменского яруса 100—270 м.

В нижнетурнейских отложениях органические остатки представлены строматолитами, иногда целиком слагающими известняки, водорослями (*Nodosinella*, *Sphaerella*, *Asterosphaera*), примитивными однокамерными фораминиферами, остракодами *Eridococoncha socialis* Eichw. и многочисленными в отдельных прослоях червями *Serpula vipera* Wen. Вверх по разрезу наблюдается постепенное появление редких многокамерных фораминифер и мелких брахиопод. Мощность нижнетурнейских отложений колеблется от 30 до 135 м.

Черепетские отложения в сводовых разрезах повсеместно сложены серыми и коричневато-серыми массивными и массивно-слоистыми из-

вестняками, в отдельных прослоях и участками переполненных раковинами брахиопод *Martiniopsis waschkuricus* Frcks. и *Euroxina meria* Leb. Часто встречаются различные мелкие хонетиды. Раковины брахиопод нередко обрастают со всех сторон слоевищами водорослей. Другие группы фауны многочисленны и довольно разнообразны. Они представлены многокамерными фораминиферами, табулятами (*Michelinia*, *Yavoriskia*, *Syringopora*) и одиночными *Rugosa*. Часто встречаются гастроподы и членики криноидей. Мощность черепетского горизонта 9—23 м.

Залегающие выше известняки кизеловского горизонта, как правило, глинисты, кремнены, имеют темно-серый цвет, слоистую и толстослоистую текстуру и содержат разнообразный комплекс органических остатков, представленных водорослями, многокамерными фораминиферами, синрингопорами, одиночными *Rugosa*, брахиоподами, члениками криноидей и остракодами. Мощность кизеловского горизонта 10—40 м.

Малиновские отложения в разрезах сводового типа развиты не повсеместно. Они выделяются на Кунгурском, Кыновско-Чусовском поднятиях и Башкирском своде, где сложены небольшой по мощности (3—10 м) пачкой темно-серых аргиллитов и кварцевых алевролитов с углефицированным растительным детритом и ходами илоедов, с прослоями и линзами сидеритов и каменных углей. В северо-восточной части Башкирского свода малиновские отложения замещаются известняками, содержащими морскую фауну.

Характерной особенностью сводовых разрезов является наличие местами перерывов в осадконакоплении с выпадением из разреза горизонтов и ярусов. Так, в северо-восточной части Башкирского свода установлено (Домрачев, 1952; Тихий, 1957) отсутствие нижнефранских отложений и нижней части верхнефранского подъяруса. Их выпадение из разреза С. М. Домрачев и В. Н. Тихий связывают с существованием здесь в раннефранское время участка суши, вдоль юго-восточной окраины которой на рубеже ранне- и позднефранского времени шло формирование рудоносной орловской свиты, сложенной терригенными породами с линзами и прослоями железных руд и бокситов. В центральной части Коми-Пермяцкого свода из разреза выпадают верхнефранские, фаменские и турнейские отложения, что связано, по-видимому, с их размывом на рубеже турнейского и визейского веков. К поверхности размыва здесь приурочены железные руды и бокситовидные породы.

Бортовой тип разрезов распространен в прибортовых частях прогибов в местах сопряжения последних с поднятиями и сводами. Его характерной особенностью является большая мощность отложений, их карбонатный состав, светлая окраска, толстослоистая и массивная текстуры, органогенная природа известняков, обилие в них разнообразных органических остатков, что позволяет рассматривать их как мелководные нормально-морские осадки.

О характере и особенностях этого типа разреза в Пермском Прикамье и Башкирии, где единственным фактическим материалом являются скважины, весьма ограниченным выходом керна, судить трудно. Более полные и достоверные данные имеются по естественным обнажениям западного склона Среднего Урала (Тихий, 1957; Цырлина, 1958; Чувашов, 1963; Юнусов, 1963), что и положено в основу приводимой ниже характеристики.

Верхнефранские и фаменские отложения в прибортовых зонах прогибов здесь представлены (см. таблицу) белыми и светло-серыми массивно-слоистыми и массивными известняками, часто с пустотами и инкрустационными корочками, с пятнистой доломитизацией и доломитами. Доломиты являются вторичными, так как содержат реликты структуры известняков и перекристаллизованную фауну. Известняки органогенно-обломочные и водорослевые, причем последние преобладают в разрезе.

Водорослевые известняки верхнефранского возраста сложены спутанными нитями *Girvanella*, *Coactilum straelani* var. *devonica* Mesl., кустиками *Epiphyton* и слоевищами пузырчатых *Renalcis*. Кроме того, встречаются не имеющие пороодообразующего значения желваки *Solepорога* и *Pycnostroma*, обломки *Nodosinella* и лентообразные слоевища строматолитов. Из фауны здесь наиболее многочисленны фораминиферы (*Uralinella*, *Nodosaria*, *Geinitzina*, *Frondilina*, *Ivdelina*, *Tikhinella*, *Caligella*, *Cornuspira*, *Nanicella*, *Dentalina*) и брахиоподы — разнообразные *Atrypa*, многочисленные *Hypothyridina cuboides* var. *crassicostata* Nal., *Eoreticularia*, *Septalaria* и др., переполняющие известняки и часто образующие небольшие банки. Подчиненное значение в биоценозе играют рецептакулиты, строматопоры, табуляты (*Amphypora*, *Thamnopora*, *Alveolites*) и четырехлучевые кораллы (*Neostriophyllum*, *Thamnophyllum*). Мощность верхнефранского подъяруса в прибортовых зонах составляет 350—500 м.

Бортвые отложения фаменского возраста отличаются от верхнефранских большей степенью доломитизации известняков и широким распространением в разрезе доломитов. Доломиты вторичные, и их соотношение с известняками в разных разрезах различное (Цырлина, 1958). В связи с широким развитием доломитизации органические остатки бедны и имеют плохую сохранность. Пороодообразующее значение принадлежит водорослям *Girvanella*, вместе с которыми обычно встречаются *Nodosinella*, *Umbella*, *Sphaerella*, *Astrosphaera*. Фауна следующая: фораминиферы — *Parathuramina*, *Eotuberitina*, *Neotuberitina*; табуляты — *Alveolites*; брахиоподы — *Stropheodonta latissima* Buch, *Anatrypa sikasa* Nal., *Cyrtospirifer* cf. *archiaci* Murch. и др.; криноидеи, гастроподы и остракоды. Мощность фаменского яруса от 230 до 400 м.

Такой же облик имеют нижнетурнейские отложения у северного (бассейн р. Чаньвы) и южного (район г. Чусового) бортов Кизеловского прогиба. Первые сложены слоевищами *Spongiostromidae* и содержат банки брахиопод, вторые — водорослями и трубочками червей *Serpula*. В большинстве же своем турнейские отложения в прибортовых зонах представлены обычно серыми и темно-серыми слоистыми и толстослоистыми органогенно-детритовыми и органогенно-комковатыми известняками с желваками и линзами кремней, с прослойками глинистых известняков и известковистых аргиллитов и содержат многочисленные и разнообразные органические остатки, принадлежащие водорослям (*Girvanella*, *Parachaetetes*, *Schuguria* и др.), однокамерным и многокамерным фораминиферам, табулятам (*Syringopora*), одиночным *Rugosa* (*Caninia*, *Caniniophyllum*, *Cyathoclisia* и др.), многочисленным и разнообразным брахиоподам (*Dictyoclostus*, *Pustula*, *Plicatifera*, всевозможные хонетиды и спирифериды и т. п.), гастроподам, иглокожим и остракодам. Мощность турнейского яруса в бортовых разрезах от 300 до 600 м.

Депрессионный тип разрезов приурочен к средней части зон древних прогибов. Верхнефранские, фаменские и нижнетурнейские отложения этого типа характеризуются небольшой мощностью, сильной битуминозностью пород, окремнением, пиритизацией, чередованием в разрезе черных тонкослоистых обычно окремненных и глинистых известняков с мергелями, известковистыми аргиллитами и горячими сланцами, содержащих бедную, весьма своеобразную фауну, в которой большую роль играют планктонные и свободноплавающие организмы.

В верхнефранских отложениях в зонах прогибов фауна представлена очень редкими брахиоподами (*Lingula*, *Leiorhynchus*), пелециподами (*Buchiola*), птероподами и гониатитами (*Manticoceras*, *Circkites*, *Tornoceras*). Количественно в составе фауны преобладают представители двух последних групп. Кроме того, встречаются фораминиферы и очень редкие водоросли (*Girvanella* и *Nodosinella*). Мощность отложений колеблется в пределах 5—50 м.

Фаменские отложения депрессионного типа на западном склоне Среднего и Южного Урала выделяются под названием губахинской свиты. Органические остатки в ней обычно бедные и принадлежат птероподам, редким брахиоподам (*Lingula*, *Leiorhynchus*), пелециподам (*Buchiola*) и гониатитам. Встречаются редкие фораминиферы (преимущественно однокамерные) и в единичных случаях — водоросли. Очень часто присутствуют радиолярии и спикулы губок. Мощность фаменского яруса в зоне прогибов составляет 80—120 м.

В нижнетурнейских (а местами и в черепетских) отложениях фауна встречается редко. Она представлена фораминиферами, среди которых преобладают однокамерные, редкими брахиоподами (*Lingula*, *Orbicula*, мелкие продуктиды и хонетиды), пелециподами (*Posidonomya venusta* Münster.) и гониатитами. Отдельные прослойки переполнены спикулами губок и радиоляриями. Мощность турнейских отложений депрессионного типа 20—150 м. Нижнетурнейские (а местами и черепетские) относительно глубоководные отложения в зонах прогибов сменяются мощной терригенной толщей, имеющей в нижней части верхнетурнейский (иногда только кизеловский), а в верхней — малиновский возраст.

Верхнетурнейская часть терригенной толщи представлена зеленовато- и темно-серыми аргиллитами, иногда с прослоями алевролитов, спонголитов и кремнистых известняков. В аргиллитах встречаются остракоды и мелкий углефицированный растительный детрит. Мощность отложений составляет 100—200 м. Известняки содержат довольно разнообразную фауну, представленную многокамерными бентонными фораминиферами и брахиоподами.

В составе малиновских отложений преобладают аргиллиты и алевролиты с подчиненными прослоями песчаников. Иногда встречаются угольные пласты, а также прослои и пачки известняков. Терригенные породы в большом количестве содержат растительный детрит. В песчаниках часто наблюдается косая слоистость диагонального типа. Известняки охарактеризованы очень богатым сообществом организмов, среди которых массовое развитие получают водоросли, фораминиферы, кораллы, брахиоподы и криноидеи. Мощность отложений от 200 до 400 м.

Таким образом, к концу малиновского времени, как показывает приведенная выше характеристика отложений, независимо от палеоструктурных элементов повсеместно устанавливаются одинаковые условия осадконакопления. Залегающие выше терригенные породы яснополянского надгоризонта и карбонатная визе-намюрская толща однотипны по литологическому облику и составу заключенных в них органических остатков (см. таблицу). Зоны прогибов намечаются лишь по несколько увеличенной суммарной мощности отложений.

3. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Анализ распределения литолого-фациальных комплексов и мощностей отложений позволяет наметить следующую картину изменения палеотектонического режима, фациальной и палеогеографической обстановки осадконакопления на рассматриваемой территории в позднем девоне и раннем карбоне.

Франский век начинается общим региональным погружением восточной окраины Русской платформы и территории западного склона Урала. В связи с общим погружением происходит постепенная смена прибрежно-континентальных условий прибрежно-морскими и морскими. Об этом свидетельствует постепенная смена терригенных отложений пашийского горизонта мергелями и глинистыми известняками кыновского возраста. Зоны прогибов характеризовались несколько большей глубиной погружения, что выразилось в некотором увеличении мощности отложений. Отрицательные тектонические движения на поднятиях и палеосводах были слабее. Восточная часть Башкирского свода испытывала даже

Литологическая и фациальная характеристика верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений
(организмы-рифостроители выделены жирным шрифтом)

Ярус	Подъярус	Горизонт	Сводовый тип разреза				Бортовой тип разреза				Депрессионный тип разреза			
			литология	фауна и флора	фации	мощность, м	литология	фауна и флора	фации	мощность, м	литология	фауна и флора	фации	мощность, м
C ₁ Намюрский			Литология: Серые и светло-серые, в верхах «сахаровидные», массивные и толстослоистые известняки и доломиты. Фауна: Многочисленные водоросли, фораминиферы, сирингопоры, одиночные и колониальные ругозы, разнообразные брахиоподы, редкие гастроподы, разнообразные иглокожие, остракоды, редки трилобиты Фации: Нормально-морские мелководные Мощность: 120—450 м											
C ₁ Визейский	Верхний		Песчаники, алевролиты, аргиллиты. Местами в основании различный по амплитуде перерыв в осадконакоплении с бокситами и железными рудами	Растительные остатки, споры, илоеды	Комплекс фаций низкой прибрежно-континентальной равнины	0—80	Чередование пачек песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами каменных углей рабочей мощности, иногда с залежами нефти	Растительные остатки, споры, илоеды	Комплексы фаций аллювиально-дельтовой и низкой прибрежно-континентальной равнины	80—300	Чередование пачек песчаников, алевролитов и аргиллитов в середине толщ с рабочими пластами каменных углей в низах — с прослоями и пачками известняков	В терригенных породах — растительные остатки, споры, илоеды; в известняках — разнообразная морская фауна	Аллювиально-дельтовые, лагунные, прибрежно-морские и нормально-морские мелководные	400—600
C ₁ Турнейский	Верхний		Слоистые известняки серые органогенные и темно-серые глинистые. Верхняя часть отсутствует или замещена аргиллитами	Водоросли, фораминиферы, сирингопоры, одиночные ругозы, брахиоподы, крингоидеи, остракоды, гастроподы, в аргиллитах — растительные остатки и илоеды	Нормально-морские мелководные, иногда сменяющиеся континентальными и лагунными опресненными	10—80 (иногда 0)	Серые и темно-серые массивно-слоистые и слоистые органогенные, иногда глинистые известняки	Многочисленные водоросли, фораминиферы, сирингопоры, одиночные и колониальные ругозы, брахиоподы, гастроподы крингоидеи	Нормально-морские мелководные	140—300	Аргиллиты, реже алевролиты и песчаники с прослоями известняков и радиоляритов, местами кремнистые породы с прослоями известняков или глинистые известняки	В аргиллитах — споры, растительный детрит, спилулы губок. В алевролитах — растительные остатки и ходы илоедов. В известняках — фораминиферы, сирингопоры, одиночные ругозы, брахиоподы, остракоды, крингоидеи	Лагунные опресненные, глубоководные и мелководные, периодически нормально-морские	100—200
	Нижний		Серые слоистые известняки с ленточной микрослоистостью, с прослойками доломитов, с включениями ангидрита	Водоросли, однокамерные фораминиферы, остракоды	Лагунные мелководные с повышенной соленостью	30—135 100—270	Серые и светло-серые слоистые, иногда массивные органогенные известняки Белые и светло-серые толстослоистые и массивные известняки и доломиты	Многочисленные водоросли, фораминиферы, редкие кораллы, частые брахиоподы и иглокожие, иногда массовые водоросли и Spongiostromidae Массовые водоросли, редкие строматопоры, табуляты, одиночные ругозы, репептакулиты, местами богатые и разнообразные брахиоподы, иногда редкие гониатиты	Нормально-морские мелководные, иногда рифовые Рифовые (биогермы)	150—400 230—400 350—500	Чередование черных и темно-серых тонкослоистых битуминозных, часто глинистых, известняков, мергелей, аргиллитов, горючих сланцев и кремнистых пород	Редкие водоросли, частые радиолярии и однокамерные фораминиферы, губки, редкие брахиоподы (лингюлы, мелкие продуктыды и хонетиды, люринхусы, спирифериды), пелециподы и остракоды, иногда многочисленные птероподы и частые гониатиты	Нормально-морские относительно глубоководные, часто с нарушенным газовым режимом	20—150 13—120 5—50 (иногда до 125)
	Верхний		Серые слоистые известняки и доломиты. Местами переслаивание доломитов и ангидритов. Иногда песчаники и аргиллиты с железными рудами и бокситами	В известняках: водоросли, фораминиферы, массовые амфиопоры, тамнопоры, строматопоры, редкие кораллы и брахиоподы	Нормально-морские (?) мелководные, местами лагунные с повышенной соленостью. Иногда континентальные и прибрежно-континентальные	70—170 (иногда 0)								
D ₃ Франский	Нижний	Саргавский и семилукский	Темно-серые слоистые известняки и коричневатосерые массивные доломиты	Водоросли, табуляты, одиночные ругозы, брахиоподы, гастроподы	Нормально-морские мелководные	5—40	Коричневато-серые и серые массивные доломиты, реже известняки	Водоросли, фораминиферы, строматопоры, кораллы, редкие гастроподы (фауна плохой сохранности)	Нормально-морские мелководные, частью рифовые	30—60	Серые, темно-серые, черные слоистые бутуминозные известняки с прослоями аргиллитов и горючих сланцев	Редкие водоросли и однокамерные фораминиферы, брахиоподы, пелециподы, стилиолины, тентакулиты и гониатиты	Нормально-морские с нарушенным газовым режимом	3—30
	Нижний	Пашийский и кыновский	Переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, прослой бокситов и железных руд	Многочисленные одиночные и колониальные ругозы, брахиоподы, пелециподы, гастроподы	Прибрежно-морские мелководные	10—50	Песчаники, аргиллиты, бокситы, оолитовые железные руды	Растительные остатки: псилофиты, папоротники; фауна: многочисленные одиночные и колониальные ругозы, брахиоподы, пелециподы, гастроподы	Прибрежно-континентальные и прибрежно-морские мелководные	50—100	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, глинистые известняки	Водоросли, многочисленные одиночные и колониальные ругозы, брахиоподы, пелециподы	Нормально-морские мелководные	18—60

слабое воздымание, в связи с чем здесь сохранились континентальные обстановки с размывом подстилающих образований. Однако дифференциация тектонических движений была еще настолько мала, что не оказала существенного влияния ни на глубины бассейна, ни на характер образующихся в нем осадков (фиг. 2, I).

В конце раннефранского времени в связи с увеличившимся погружением в зонах прогибов последние становятся впадинами морфологически выраженными в рельефе дна. За счет поступления в бассейн пресных вод с участков близлежащей суши (Тихий, 1957) и их слабого смешивания с водами нормальной солености в зонах прогибов развиваются фации иловых впадин (Наливкин, 1956) с сероводородным заражением придонных слоев воды. Поднятия и своды, испытывая слабые погружения, представляли собой отмели, с незначительной глубиной бассейна, с нормальным солевым и газовым режимом. Восточная часть Башкирского свода сохраняет приподнятое положение с господством континентальных условий. В позднефранское время, фаменский век и раннетурнейское время в связи с продолжающейся дифференциацией тектонических движений в разных структурных зонах эти фациальные обстановки получают свое дальнейшее развитие.

В позднефранское время амплитуда погружения поднятий и сводов составляла 90—100 м, тогда как в зонах прогибов она достигла 200—280 м. Здесь продолжают сохраняться фации иловых впадин. Глубина бассейна в их пределах заметно увеличивается и достигает 150—250 м (фиг. 2, II). Быстрое прогибание, застойный режим и как следствие бедность биоценозов и небольшая скорость накопления осадков сделали прогибы более резко выраженными в рельефе дна и привели к тому, что в их пределах осадконакопление перестало компенсировать величину прогибания. В этих фациальных условиях в местах сопряжения прогибов с поднятиями и сводами, представлявшими собой мелководные отмели, создались благоприятные условия для возникновения рифов. Рифовые известняки этого возраста пока достоверно известны только на западном склоне Урала. Однако, по-видимому, они были довольно широко развиты и на восточной окраине Русской платформы, где цепочки рифовых массивов окаймляли поднятия и своды. Рифостроителями являлись водоросли. Склоны рифовых массивов спускались в сторону прогибов под углом до 10—15°. Возникновение и рост рифовых тел по периферии поднятий и сводов привели к обособлению в их пределах части бассейна и к появлению там фаций мелководных (10—20 м) лагун с повышенной соленостью, которая в отдельных участках была настолько велика, что шло выпадение в осадок сульфатов. Существование мелководных лагун с повышенной соленостью в открытом морском бассейне является косвенным подтверждением присутствия рифовых образований в прибортовых зонах прогибов для всей восточной части Русской платформы, где рифовые тела достоверно не установлены.

В фаменский век разница в амплитудах погружения в пределах поднятий и сводов и в зонах прогибов продолжала оставаться примерно такой же, как и в позднефранское время. Однако за счет специфических условий седиментации прогибы стали еще более резко выраженными впадинами с некомпенсированным осадконакоплением и с глубинами порядка 200—300 м. Как и в позднефранское время, в прибортовых зонах продолжался рост водорослевых рифов, а на поднятиях и сводах существовали мелководные лагуны с повышенной соленостью (см. фиг. 2, II).

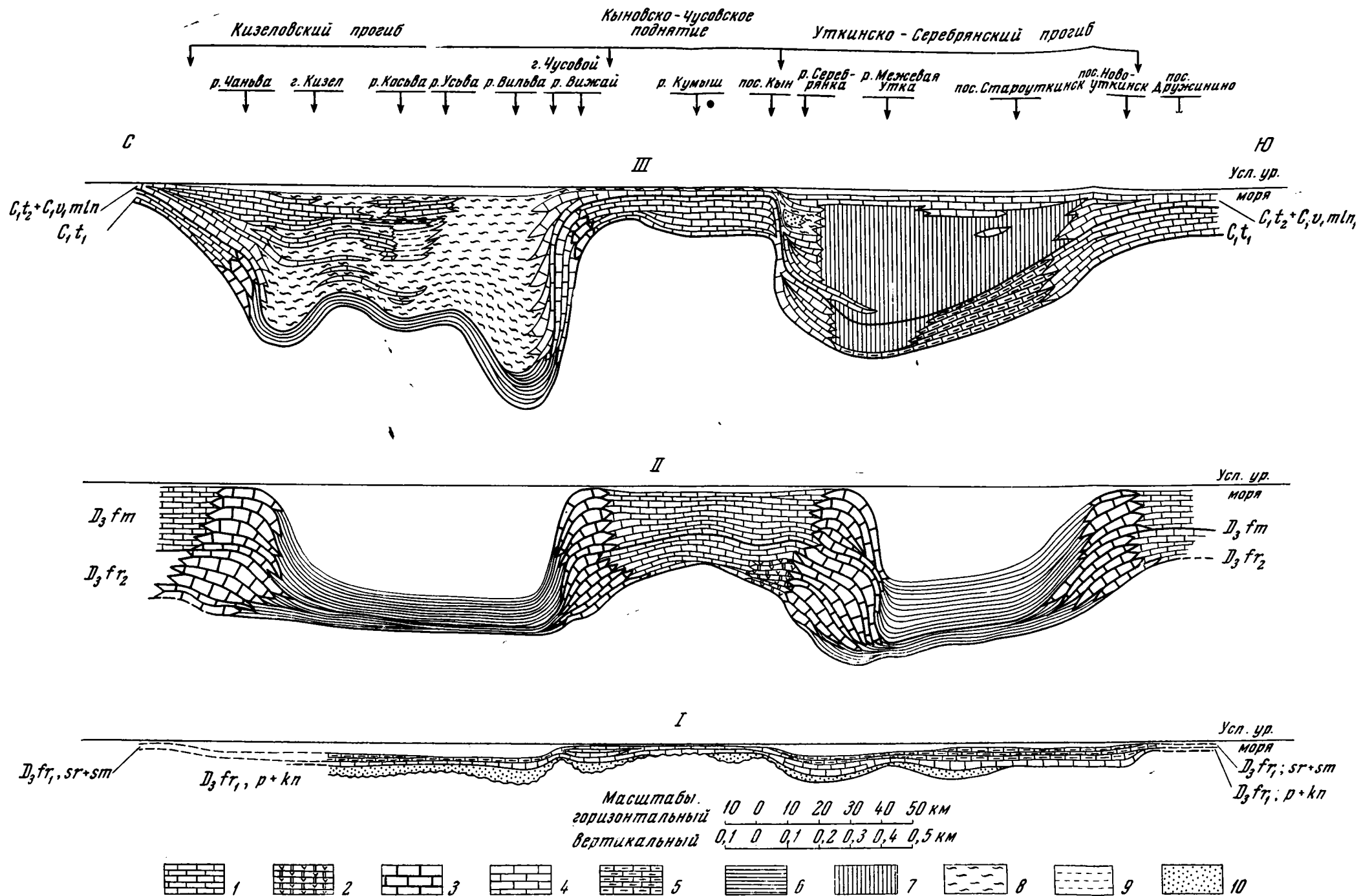
Турнейский век характеризуется некоторым замедлением отрицательных тектонических движений. Амплитуда погружения в зонах прогибов в раннетурнейское время была не намного больше, чем на поднятиях и сводах. Однако в связи с некомпенсированным осадконакоплением в специфических условиях иловых впадин глубина последних к середине турнейского века увеличилась до 350—400 м (см. фиг. 2, III). На

поднятиях и сводах в начале турнейского века по-прежнему существуют мелководные бассейны с повышенной соленостью. Однако с середины раннетурнейского времени начинает чувствоваться все возрастающее влияние нормально-морских обстановок, выразившееся в появлении среди лагунных биоценозов стеногалинных форм, представленных редкими многокамерными фораминиферами. К началу турнейского века прекращает существование большая часть водорослевых рифов. Лишь местами в прибортовых зонах Кизеловского прогиба они продолжали еще расти в течение раннетурнейского времени. В большинстве же своем прибортовые зоны прогибов в турнейский век становятся ареной интенсивного карбонатного осадконакопления, происходившего в нормально-морских мелководных условиях. Прекращение рифообразования способствовало проникновению нормальных по солености вод в засоленные лагуны, что привело в середине турнейского века к восстановлению в них условий бассейна с нормальным солевым режимом. В течение позднедевонской эпохи и раннетурнейского времени намечается последовательное расширение областей сводов и поднятий и сужение прогибов. Последнее происходит за счет смещения зон прибортовых карбонатных отложений в направлении к осям прогибов. Эта особенность характерна для всей территории, но наиболее отчетливо она выражена в Икбазинском прогибе, который отличается чрезвычайно широкими прибортовыми зонами и их значительным смещением в пространстве.

Наиболее сильные изменения в тектонических движениях и условиях седиментации намечаются в середине турнейского века. Они заключаются в следующем. Прежде всего значительно возрастает разница в величине погружения в зонах прогибов и на поднятиях и сводах. В зонах прогибов амплитуда отрицательных тектонических движений составляла примерно 200—300 м, тогда как на поднятиях и сводах она не превышала 25—50 м. Коми-Пермяцкий свод вместе с центральной частью Русской платформы стал испытывать устойчивые воздымания. Это привело к возникновению в его пределах континентальных обстановок и их быстрому продвижению в юго-восточном направлении. Суша, занимавшая северную часть Русской платформы и территорию Коми-Пермяцкого свода, явилась источником пресных вод и обломочного материала, поступавших в морской бассейн, омывавший ее с юго-востока. Поступление пресных вод привело к резкому понижению солености вод бассейна в пределах иловых впадин. В них устанавливаются условия опресненных глубоководных лагун с терригенным осадконакоплением. На поднятиях и Башкирском своде, представлявших собой мелководные отмели, до середины кизеловского времени сохранялись условия моря с нормальной соленостью. Но затем и здесь наступило господство лагунных солоноватоводных обстановок с терригенным осадконакоплением.

В связи с большим поступлением обломочного материала, осадконакопление в зонах прогибов в конце турнейского века и в малиновское время превышало величину погружения. Последнее привело к быстрому заполнению впадин и установлению в конце малиновского времени на всей территории прибрежно-континентальных и прибрежно-морских обстановок (см. фиг. 2, III). В условиях прибрежно-континентальной равнины с аллювиально-дельтовым комплексом фаций в конце малиновского и в яснополянское время в зонах прогибов создались наиболее благоприятные условия для возникновения и длительного существования болот, в которых шло накопление большой массы растительного вещества, давшего впоследствии промышленные залежи каменных углей.

С начала тульского времени вся территория восточной части Русской платформы и западного склона Урала вовлекается в устойчивое погружение, следствием которого явилась визейская трансгрессия с компенсированным (в основном карбонатным) осадкообразованием (Смирнов, 1957; Познер и др., 1957; Пахомов и Щербаков, 1964).



Фиг. 2. Схематические литолого-палеогеографические профили

I — раннефранское время; II — позднефранское время и фаменский век; III — турнейский век и раннемалиновское время. 1 — карбонатные отложения сводовых разрезв; 2 — загипсованные доломиты с прослоями и пачками ангидритов; 3 — рифовые известняки и доломиты; 4 — слоистые органогенные и органогенно-детритовые известняки; 5 — глинистые известняки; 6 — глинисто-карбонатные отложения депрессионных разрезв; 7 — кремнистые породы; 8 — аргиллиты; 9 — алевролиты; 10 — песчаники

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все вышеизложенное показывает, что характерной особенностью структурного плана территории западного склона Урала, Пермского Прикамья и Башкирии в позднедевонскую и раннекаменноугольную эпохи является наличие, с одной стороны, сводов и поднятий и, с другой — прогибов. Первые характеризуются относительно меньшей суммарной мощностью отложений (500—600 м) и преобладанием среди них лагунных мелководных осадков. В то же время зоны прогибов имеют значительно увеличенную (800—1300 м) суммарную мощность отложений с развитием глубоководных фаций в этапы некомпенсированного осадконакопления и относительно мелководных (часто лагунных опресненных) и континентальных на стадии их заполнения. Особое место занимают прибортовые зоны прогибов, которые на протяжении всей позднедевонской эпохи и в турнейский век характеризовались господством нормально-морского мелководного режима, стабильностью фациальных условий и явились областью интенсивного карбонатакопления, связанного прежде всего с породообразующей деятельностью водорослей. Вдорослевые постройки, по-видимому, представляли собой (как это установлено для территории западного склона Урала) рифовые сооружения, которые являлись неотъемлемой частью позднедевонского ландшафта и вместе с поднятиями и прогибами существенно влияли на распределение фаций и ход осадконакопления. Непрерывно разрастаясь, прибортовые зоны постоянно смещались к осевым частям прогибов, сокращая тем самым площадь распространения депрессионных разрезов и увеличивая области сводов и поднятий.

Структурно-тектонический план определял и размещение таких полезных ископаемых, как нефть, уголь, бокситы и железные руды.

В локализации нефтяных месторождений наблюдается вполне отчетливая приуроченность последних к бортовым зонам прогибов (Осинское, Ярино-Каменноложское, Арланское и др.). В прогибах наибольший интерес представляют места их разветвления, где возможно обнаружение палеоструктур типа Яринской и Лобановской, перспективных для поисков нефтяных месторождений. Особого внимания заслуживают прибортовые зоны прогибов. Они чрезвычайно интересны с практической точки зрения, так как с ними связаны структуры облекания, послужившие ловушками для нефти и газа. Именно к этим зонам приурочены современные месторождения нефти в терригенных отложениях нижнего карбона, в карбонатных отложениях турнейского яруса и верхнего девона в Башкирской и Татарской АССР и в Пермской области. По-видимому, структуры облекания обязаны своим происхождением наличию мощных рифовых массивов верхнефранского, фаменского и местами турнейского возраста. Выявление зон развития этих рифов имеет большое значение для определения перспектив нефтегазоносности и направления поисково-разведочных работ. Не меньший интерес представляют и сами прогибы. Выполняющие их отложения, накопление которых шло в относительно глубоководных условиях с нарушенным газовым режимом, чрезвычайно богаты органическим веществом. Битумы являются здесь существенной составной частью пород, за счет чего некоторые карбонатно-глинистые сланцы становятся горючими. Кроме того, жидкие и твердые битумы нередко заполняют пустоты и каверны в известняках и доломитах. А местами (Инзеро-Усольский прогиб) твердые битумы даже образуют крупные (мощностью до 1,5 м) линзы и жилы. Прогибы, по-видимому, явились местом образования нефти, которая по мере уплотнения осадков мигрировала в вышележащие и боковые породы, заполняя естественные ловушки в прибортовых зонах прогибов.

Наибольшей угленасыщенности ниже- и средневизейские угленосные отложения (в том числе и промышленная часть Кизеловского бассейна) достигают в зонах древних прогибов особенно там, где получил развитие аллювиально-дельтовый комплекс фаций (Пахомов и Щербаков, 1964).

С областями древних поднятий связаны месторождения железных руд и бокситов. В пашийское время на Кыновско-Чусовском поднятии в прибрежно-морских обстановках накапливались оолитовые железные руды, сидериты и бокситы. В орловское время бокситообразование шло по периферии участка суши, существовавшего в северо-восточной части Башкирского свода. На этой же территории местами шло накопление и оолитовых сидеритово-шамозитовых руд. При длительном сохранении благоприятных палеогеографических обстановок формировались крупные залежи железных руд и бокситов, имеющие промышленное значение.

ЛИТЕРАТУРА

- Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1961.
- Грачевский М. М. Особенности строения и формирования Камско-Кинельской впадины в Куйбышевском Заволжье и Татарии. Докл. АН СССР, т. 125, № 6, 1959.
- Домрачев С. М. Девон хребта Кара-Тау и прилегающих районов Южного Урала. Тр. ВНИГНИ. Нов. сер., вып. 61, 1952.
- Марковский Б. П. Очерк стратиграфии девонских отложений западного склона Среднего и Южного Урала. Матер. ВСЕГЕИ. общ. сер., сб. 8, 1948.
- Мирчинк М. Ф., Хачатрян Р. О., Грэмек В. И. Пермский свод осадочного чехла Востока Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 152, № 4, 1963.
- Мкртчян О. М. Основные генетические типы структурных форм Бирской седловины. Новости нефтяной и газовой техники, Геология, № 2, 1962.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Изд. АН СССР, 1956.
- Пахомов И. В. и Щербаков О. А. Палеогеография ранневизейского времени на западном склоне Среднего Урала и в Пермском Прикамье. Научн. тр. Пермского политехн. ин-та, сб. 12, вып. 2, геол. науки, 1964.
- Познер В. М. Стратиграфия терригенной толщи нижнего карбона Камско-Кинельской впадины. Докл. АН СССР, т. 104, № 6, 1955.
- Познер В. М., Кирина Т. И., Порфирьев Г. С. Волго-Уральская нефтеносная область. Каменноугольные отложения. Тр. ВНИГРИ, вып. 112, 1957.
- Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. УФАИ СССР, вып. 29, 1957.
- Софроницкий П. А. Турнейский ярус Пермской области. В сб. «Стратиграфические схемы палеозойских отложений, каменноугольная система», 1962.
- Страхов Н. М. Доманиковская фация Южного Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 16, сер. геол., 1939.
- Тихий В. Н. Волго-Уральская нефтеносная область. Девонские отложения. Тр. ВНИГРИ, вып. 106, 1957.
- Тяжеев А. П. Стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала. В сб. «Девонские отложения Башкирии и Южного Урала». Ч. 1. Стратиграфия. БФАН СССР, 1961.
- Филиппова М. Ф., Чернышевская З. А., Дементьева Г. В. К стратиграфии и палеогеографии карбонатных отложений верхнего девона Татарской АССР и прилегающих территорий. Тр. ВНИГНИ, вып. XIII, 1959.
- Хачатрян Р. О. Тектоника и нефтеносность Куйбышевского Заволжья. Гостехиздат, 1957.
- Цырлина В. Б. Девонские отложения бассейна р. Чусовой, Пермского Прикамья и Уфимского плато. Тр. ВНИГРИ. Нов. сер., вып. 127, 1958.
- Чувашов Б. И. К экологии позднефранских фораминифер и водорослей. Палеонтол. ж., № 3, 1963.
- Чувашов Б. И. Биомическая характеристика фаменского бассейна на западном склоне Среднего и Южного Урала. Палеонтол. ж., № 4, 1964.
- Шаронов Л. В. Основные особенности строения карбонатных толщ верхнего девона и турнейского яруса Пермской области. В сб. «Геологическое строение и нефтегазоносность Волго-Уральской области и сопредельных районов». Тр. ВНИГНИ, вып. XXXVI, 1963.
- Щербаков О. А. Кыновско-Чусовское поднятие и его развитие в каменноугольный период. Научн. тр. Пермского политехн. ин-та, сб. 12, вып. 1, геол. науки, 1962.
- Юнусов М. А. К стратиграфии фаменского и турнейского ярусов Западной Башкирии. Тр. УФ НИИ, вып. VIII, 1961.
- Юнусов М. А. Новые данные по стратиграфии верхнего девона и пограничных слоев девона и карбона Башкирии. Тр. УФ НИИ, вып. XI, 1963.
- Юнусов М. А., Черноморский В. Н. Особенности нового типа разреза терригенных отложений нижнего карбона Западной Башкирии Тр. УФ НИИ, вып. IX—X, 1963.

Политехнический институт
Пермь

Дата поступления
15.IX.1965

УДК 553.318(477.63)

О ГИББСИТОНОСНОЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ РАЙОНА КРИВОГО РОГА

Д. П. ХОРОШЕВА

На железных рудах, железистых кварцитах и сланцах Кривого Рога развита мощная кора выветривания площадного типа. Она носит элементы и линейной коры выветривания, что соответствует сложной складчатости и трещиноватости крутопадающих слоев. Площадная кора выветривания имеет зональное строение, ее верхняя гетит-гидрогетитовая зона, или зона бурых железняков, характеризуется присутствием свободного глинозема.

Мощность коры различна и в среднем составляет 20—50 м. Верхние ее зоны иногда совершенно отсутствуют, и осадочные породы киевского, харьковского и четвертичного, реже бучакского, возраста залегают не-

Таблица 1

Профиль коры выветривания железистых кварцитов Криворожья

Название зон коры выветривания			Текстура и структура	Минералы
по положению в разрезе	по минеральному составу	по гипергенным процессам		
Верхняя	Гётит-гидрогетитовых пород (бурых железняков)	Преобладание гидратации и конечных процессов выщелачивания, окисления, гидролиза	Сплошная, сливная, иногда с пустотами выщелачивания и землистая текстуры. Реликты текстур железистых кварцитов	Главные: гётит-гидрогётит. Второстепенные: мартит, гематит, лепидокрокит, каолинит, галлуазит, гиббсит, кварц, магнетит и др.
Средняя	Гётитизированных пород	Интенсивного выщелачивания, гидролиза, продолжения окисления и развития гидратизации	Сохранность текстурных признаков железистых кварцитов. Породы часто становятся пористыми, кавернозными, иногда рыхлыми	Главные: гётит, гидрогетит, мартит, гематит, кварц. Второстепенные: магнетит, каолинит, галлуазит, редко монтмориллонит, гидрослюда, гидрохлорит, хлорит, амфибол и др.
Нижняя	Мартитизированных пород	Окисления, начального выщелачивания и гидролиза	Структуры и текстуры железистых кварцитов сохраняются	Главные: мартит, гематит, магнетит, кварц, хлорит, амфибол. Второстепенные: гётит, гидрогётит, глинистые минералы и др.
Неизменные железистые кварциты: амфибол-хлорит-магнетитовые, магнетит-амфиболовые, карбонат-магнетитовые роговики, гематит-магнетитовые джеспилиты			Полосчатая текстура, плотное сложение	Магнетит, гематит, кварц, амфибол, хлорит, карбонат

Примечание. В зонах коры выветривания все минералы, за исключением магнетита, гематита, кварца, хлорита, амфибола, являются гипергенными.

Средний химический состав коры выветривания железистых кварцитов, вес. %

Зона коры выветривания	Компоненты												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O+Na ₂ O	S	P	CO ₂	П. п. п.
Герцогитовые бурые железняки	9,05	0,28	6,98	71,31	0,70	0,06	0,38	0,24	0,20	0,08	0,11	0,85	10,17
	12,87	0,08	5,85	68,94	0,80	0,05	0,10	0,15	0,11	0,06	0,08	0,35	9,91
	26,81	0,06	3,12	57,42	1,95	0,05	0,20	0,58	0,17	0,10	0,08	0,55	5,41
	40,80	0,05	1,96	47,98	4,30	0,07	0,56	1,11	0,28	0,04	0,05	0,86	3,00
Неизмененные железистые кварциты	44,75	0,05	1,36	36,50	10,26	0,08	1,00	2,19	0,38	0,05	0,05	1,99	2,01

Примечание. Число определенных содержаний SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO и П. п. п. в неизмененных кварцитах, в верхней зоне и в переотложенных бурых железняках варьирует от 100 до 300, а остальных компонентов в разных зонах — от 5 до 20.

посредственно на размытой поверхности окисленных, мартитизированных или неизмененных железистых роговиков и джеспилитов.

Железистые роговики представлены в основном амфибол-хлорит-магнетитовыми, амфибол-магнетитовыми, магнетит-амфиболовыми, магнетитовыми, карбонат-магнетитовыми разностями. Минеральный состав пород следующий: главные минералы — кварц, магнетит, амфиболы (актинолит, куммингтонит), хлорит; второстепенные — биотит, гранат, циркон, апатит, турмалин, редко плагиоклаз-альбит.

Джеспилиты в большинстве случаев гематит-магнетитового и магнетит-гематитового состава. Безрудные слои в них представлены кварцем, реже развиты амфиболы, биотит, хлорит, тальк, турмалин, апатит, циркон и др.

В профиле выветривания железистых кварцитов выделяются три зоны, постепенно переходящие одна в другую (табл. 1). Эти зоны не всегда четко разделяются, иногда какая-либо из них может отсутствовать или проявляться слабо, что связано, по-видимому, с различной интенсивностью процессов выветривания и последующими размывами. Подобные зоны выделяются на железистых кварцитах северных районов Криворожья и КМА (Никитина, 1960_{1,2}).

Средний химический состав зон коры выветривания приведен в табл. 2¹.

При выветривании удельный и объемный вес пород уменьшается. Уменьшение объемного веса обусловлено увеличением пористости пород вследствие выщелачивания кремнезема.

Физические свойства железистых кварцитов и пород выветривания представлены в табл. 3.

Нижняя зона выветривания очень хорошо развита на джеспилитах. Мощность ее до 100 м, в случаях перехода площадной коры в линейную она увеличивается до 200—600 м (Сироштан, 1962). Нижняя граница зоны неровная — кармано- и заливообразная. Для нее характерен процесс окисления магнетита, постепенно нарастающий снизу вверх. Гипергенный характер

¹ Для вычисления химического состава использовались анализы Центральной и Ингулецкой ГРП треста «Кривбассгеология» и Химической лаборатории треста «Днепрогеология».

Физические свойства железистых кварцитов и пород коры выветривания

Наименование зон	Уд. вес, г/см ³	Объемный гес, г/см ³	Пористость, %	Число анализов
Переотложенные бурые железняки	3,75	2,89	25,6	31
Верхняя	3,48	2,92	22,5	24
Средняя	3,50	1,86	46,70	4
Нижняя	3,59	3,25	4,72	6
Неизмененные железистые кварциты	3,68	3,58	2,72	6

мартитизации магнетита не вызывает сомнения и развит на всех толщах железистых кварцитов Криворожского и Кременчугского бассейнов и КМА, о чем известно из работ Я. И. Белевцева и др. (1955), Ю. Г. Гершойга (1955, 1960), А. П. Никитиной (1960, 1, 2), В. П. Рахманова (1960, 1963), А. И. Сироштана (1962) и др.

В нижней зоне, кроме преобладающего процесса окисления, происходит слабое выщелачивание, гидролиз и гидратация силикатных и карбонатных минералов. Поэтому содержание закисного железа в ней более низкое, чем в исходных породах, незначительно уменьшается количество кремнезема.

Структура и текстура исходных пород остается в нижней зоне без изменения, усиливается только их трещиноватость. Характер и состав нерудных минералов изменяются слабо.

Средняя зона, зона гётитизированных, или, как их называют в Криворожье, обурожелезненных пород имеет гораздо меньшую мощность (5—20 м, редко более). Нижняя ее граница неправильная, извилистая, иногда карманообразная. Эта зона очень хорошо выражена на силикатно-железистых роговиках.

Характерным для этой зоны является интенсивный вынос кремнезема, щелочей, щелочных земель и образование гидроокислов железа и глинистых минералов. Количество гипергенных новообразований снизу вверх постепенно возрастает. Породы зоны отличаются от нижележащих повышенным содержанием железа. Типичны реликты некоторых минералов и текстурных признаков материнских пород (табл. 1), хотя породы при этом часто становятся пористыми и кавернозными, а иногда рыхлыми.

Кварц под воздействием гипергенных вод выщелачивается, в результате чего роговиковые слои местами превращаются в сыпучую рыхлую массу, железистые кварциты — в «щелестуху», или пористую и рыхлую мартитовую руду (Белевцев и др., 1955; Гершойг, 1960; Сироштан, 1962).

Силикатные минералы — хлорит, биотит, актинолит, куммингтонит и др. — значительно разрушаются и выщелачиваются с образованием каолинита, галлуазита, гидрослюды, редко монтмориллонита, гидрохлорита, окислов и гидроокислов железа.

Гидроокислы железа образуют псевдоморфозы по силикатным минералам.

Силикатные прослойки в породах зоны разрыхляются, окраска их становится охристо-желтой, кирпично-красной и красно-бурой. Происходит типичный для Криворожского бассейна процесс «окраскования». По карбонатам образуются гетит-гидрогетиты, рудные минералы продолжают окисляться и гидратизироваться с образованием гётита, гидрогётита и лепидокрокита.

Макроскопически в рудных слоях различаются черные, черно-бурые со смоляным блеском сростки, линзы и прослойки гётитизированного магнетита, гематита и гётит-гидрогётита.

В средней зоне очень хорошо видно замещение окислов железа гётит-гидрогётитом.

А. С. Поваренных (1952) считает, что переход магнетита и гематита в гидроокислы железа непосредственный; по мнению же Ю. Ю. Юрка (1956), гидратация окислов железа происходила не прямым путем, а путем растворения и гидролиза с участием в растворах таких активных реагентов, как H_2SO_4 и H_2S , образующихся при окислении сульфидов железа, а также гуминовых кислот.

В результате наших исследований было выявлено преобладание на юге Криворожья бурых железняков коры выветривания железистых кварцитов и присутствие как в тех, так и в других породах незначительного количества сульфидов железа, что свидетельствует о непосредственной гидратации окислов железа без участия в реакциях H_2SO_4 и H_2S . По нашему мнению, большинство минералов коры выветривания образуется вследствие растворения и гидролиза минералов исходных пород. Присутствие серной кислоты, газов и солей значительно ускоряет гидратизацию минералов. В участках повышенного содержания сульфидов железа процесс возникновения гидроокислов подобен описанному Ю. Ю. Юрком.

Верхняя зона заканчивает профиль выветривания железистых пород. Мощность ее 5—26,5 м. Нижняя граница неровная. Породы зоны представлены плотной крепкой массой бурого, шоколадного, охристо-коричневого цвета с участками и прослойками пестроокрашенных охристо-желтых и коричнево-красных рыхлых образований. В случаях, когда порода образована за счет выветривания сланцевых прослоек и пропластков, рыхлые образования преобладают над плотными.

Отличительная особенность пород зоны — полное отсутствие полосчатой и сланцеватой текстуры и сохранение реликтов материнских пород, позволяющих однозначно определить исходный материал. Следует отметить, что в каждой зоне коры наблюдаются минералы предыдущих зон, что свидетельствует о постепенном переходе одной зоны в другую и нарастании процессов выветривания снизу вверх.

Рудные минералы гидратизированы с образованием плотных и рыхлых разностей гидроокислов железа, силикатные замещены гидроокислами железа и разрушены до каолинита, галлуазита и гиббсита.

Значения вычисленных коэффициентов выветривания показывают, что окисление, выщелачивание, гидролиз и гидратация, развиваясь от исходных пород постепенно кверху, достигают максимума в зоне гётит-гидрогётитовых пород.

Бурые железняки коры выветривания вместе с коренными породами и рудами частью переотлагались, образуя делювиальные и морские «валунчатые» залежи (Малахов, 1959 и др.) Элювиальные и делювиальные руды являются преобладающими разновидностями на месторождении бурых железняков юга Криворожья. Они, как и в прошлые годы, разрабатываются шахтами и карьерами.

Делювиальные руды по структурным и текстурным особенностям, минеральному и химическому составам (см. табл. 2) и другим признакам почти не отличаются от элювиальных.

Присутствие гиббсита в коре выветривания железистых кварцитов Криворожья и характерный для этой коры профиль свидетельствуют о выветривании латеритного типа. Это подтверждается и нахождением в районе Кривого Рога железистых бокситов, приуроченных к верхней зоне коры выветривания основных и ультраосновных пород. Эти бокситы, по данным Н. Л. Малахова (1949), имеют следующий состав (%): SiO_2 6,5—11,1%; Al_2O_3 28,8—35,5; Fe_2O_3 34,3—45,0; CaO 0,32—0,91; П. п. п. 13,1—17,1%.

Химический состав некоторых образцов бурых железняков верхней зоны коры железистых кварцитов и делювиальных, содержащих свобод-

ный глинозем, иллюстрирует табл. 4. Микроскопические исследования и пересчет химического анализа на минеральный состав показывают содержание гиббсита в коре выветривания до 4,6—7,2%, в делювиальных до 12,6%, в единичных случаях до 35,2% (Al_2O_3 29,8%; SiO_2 7,06%).

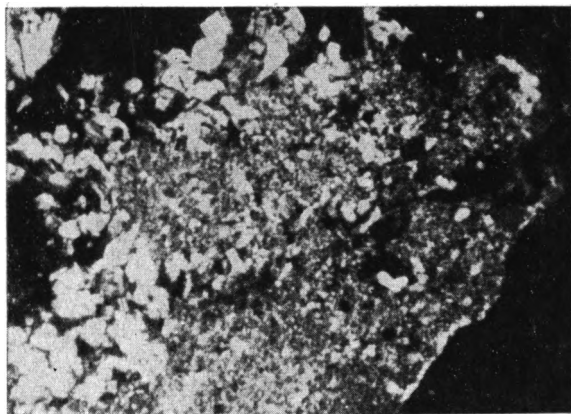
Гиббсит в бурых железняках обычно выполняет трещины и пустоты, иногда слагает отдельные участки. Встречается аморфная и кристаллическая (от тонко- до крупнозернистой) формы (см. фигуру). Местами очень хорошо выражено двойниковое строение кристаллов гиббсита. Показатели преломления кристаллической формы: $N_g = 1,578—1,586$; $N_p = 1,556—1,564$; $N_g - N_p = 0,022$. Образовался гиббсит в коре выветривания железистых кварцитов за счет разложения силикатных минералов исходных пород.

Химизм процессов образования его представляется нам в следующем виде: в верхних горизонтах в условиях значительной гидратации и водообмена, в кислой среде (рН 4,5—6,5) и окислительной обстановке происходило разложение и гидратация окислов железа, разрушение железосодержащих силикатов и карбонатов с значительным выносом оснований и кремнезема и накопление гидроокислов железа и алюминия.

Таблица 4

Химический состав бурых железняков Криворожья, содержащих свободный глинозем, вес. %

Компоненты	Бурый железняк коры выветривания		Бурый железняк делювиальный	
	обр. 6216/2	обр. 6216/3	обр. 6251/3	обр. 7,6
SiO_2	3,66	2,45	3,70	9,61
TiO_2	0,07	0,05	0,45	0,82
Al_2O_3	6,31	3,19	6,42	13,78
Fe_2O_3	75,09	87,24	76,01	56,59
FeO	1,30	0,51	0,65	1,45
MnO	0,01	0,06	0,03	0,01
CaO	0,10	0,10	0,10	0,20
MgO	0,14	0,22	0,18	0,33
Cr_2O_3	0,06	Не опр.	Сл.	0,10
P_2O_5	0,083	» »	0,175	0,101
$Na_2O + K_2O$	Сл.	» »	0,04	0,30
V_2O_5	»	Сл.	0,024	Сл.
NiO	Нет	Нет	Нет	Нет
CoO	0,009	0,013	0,013	0,004
SO_3	0,168	Не опр.	0,162	0,240
H_2O	0,47	Нет	0,43	0,41
П. п. п.	12,29	6,17	11,72	5,96
Сумма	99,44	100,00	100,04	99,90



Зернистый и таблитчатый с двойниковым строением гиббсит в коре выветривания железистого роговика
Прозрачный шлиф, николи +, увел. 320

Все исследователи Криворожского бассейна относят образование бурых железняков коры железистых пород к нижнетретичному времени, считая, что «время и условия образования латеритной коры устанавливаются однозначно ввиду ее тесной связи с переотложенными бурыми

железняками (Гершойг, 1960, стр. 201). Переотложенные бурые железняки содержат нижнетретичную фауну киевского времени.

Залегание делювиальных бурых железняков в ряде мест под породами бучакской свиты свидетельствует, что гиббситоносные руды коры выветривания были сформированы до бучакского времени. Сведения о существовании наиболее благоприятной климатической и геолого-тектонической обстановки для формирования латеритного профиля на Украине в мезозое, в юрское и частично нижнемеловое время (работы Гинзбурга, Петрова, Кондрачука, Басса, Страхова и др.), а также установление геологосраведочными работами залегания латеритной коры в ряде районов под верхнемеловыми отложениями позволяет предполагать, что образование их происходило в мезозое. В кайнозое продолжалось формирование латеритной коры и руд Криворожья.

ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я. Н., Епатко Ю. М., Стрыгин А. И. Гипергенный процесс и его роль в рудообразовании. В сб. «Генезис железных руд Криворожского бассейна», Изд. АН УССР, 1955.
- Гершойг Ю. Г. Генезис руд Кривого Рога. В сб. «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна», Изд. АН УССР, 1955.
- Гершойг Ю. Г. Зона окисления богатых железных руд Ингулецкого типа в Криворожском бассейне. В сб. «Кора выветривания», вып. 3, Изд. АН СССР, 1960.
- Малахов Н. Л. О типах залежей бурых железняков Лихмановского простираия Криворожского бассейна. Сб. тр. Криворожского н.-и. горнорудного ин-та, 1959.
- Никитина А. П. Кора выветривания на кристаллических породах Салтыковского участка Старооскольского рудного узла КМА. В сб. «Кора выветривания», вып. 3, Изд. АН СССР, 1960.
- Никитина А. П. О коре выветривания некоторых докембрийских пород КМА. Работа горно-геологической станции на КМА, Изд. АН СССР, 1960.
- Поваренных А. С., О процессе лимонитизации минералов железа. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва, при ун-те, № 6, 1952.
- Рахманов В. П. О богатых железных рудах Михайловского месторождения КМА. В сб. «Кора выветривания», Изд. АН СССР, вып. 3, 1960.
- Рахманов В. П. Богатые железные руды коры выветривания Курской Магнитной Аномалии, Изд. АН СССР, 1962.
- Сироштан Р. И. Геологическое строение и железные руды месторождений рудников «Ингулец» и Рахмановского». В сб. «Геол. Криворожских железорудн. месторожд.». Изд. АН УССР, 1962.
- Юрк Ю. Ю. О гидратации окислов железа и преобразовании их в гидроокислы (на примере Кривого Рога). Докл. АН СССР, т. 103, № 1, 1956.

Днепропетровская группа отделов ИМР
Днепропетровск

Дата поступления
12.IX.1965

УДК 551.351(262.54)

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИИ И СТРОЕНИЯ ПРИБРЕЖНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АЗОВСКОГО МОРЯ

Ф. А. ЩЕРБАКОВ

Северное побережье Азовского моря — один из районов, современные прибрежные отложения которого изучены экспедициями Института океанологии наиболее полно и детально. Этот район, кроме того, обладает рядом черт (разнообразием состава прибрежных отложений, близостью источника обломочного материала и т. п.), которые делают его особенно удобным для литологических исследований.

На северном побережье Азовского моря были изучены песчаные отложения современных пляжей, крупных аккумулятивных форм (кос) и подводного берегового склона, то есть осадки зоны непрерывного волнового воздействия, простирающейся здесь до глубин 5—7 м. Были изучены также исходные континентальные пески и отложения, связанные с прибрежной зоной эоловых форм.

Механический и минералогический анализы всех образцов сведены таким образом, чтобы отразить средний состав каждого из упомянутых выше типов песков. Для этих средних составов вычислены *Md* и *So* (табл. 1).

Таблица 1

Средний механический состав различных песков северного побережья Азовского моря (%)

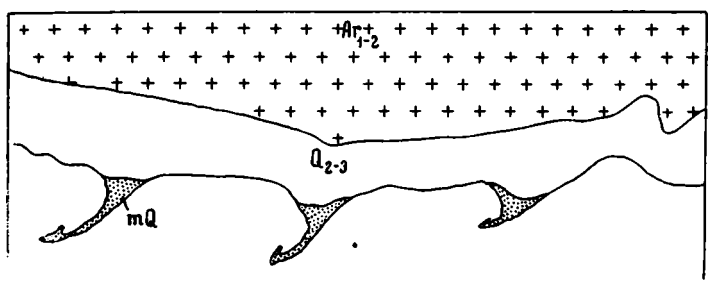
Типы песков	Фракции (размер зерен, мм)						<i>Md</i> (мм)	<i>So</i>
	>1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	<0,1			
Континентальные пески	19,2	31,2	33,5	13,9	2,2	0,5		1,85
Пески пляжа	21	18,4	32,2	27,9	0,72	0,4		1,75
Пески подводного берегового склона	10,2	4,4	14,6	61,8	9	0,2		1,4
Эоловые пески	5,3	12,2	43,6	38,7	0,2	0,3		1,5

Как видно из фиг. 1 и 2, источником обломочного материала в изученном районе являются пески, залегающие в основании береговых обрывов, которые, в свою очередь, представляют собой продукты размыва Азово-Подольского массива. Это грубые, почти крупнозернистые пески, характеризующиеся широким спектром фракций от гальки до алеврита (см. табл. 1). Характерна довольно слабая сортировка осадка.

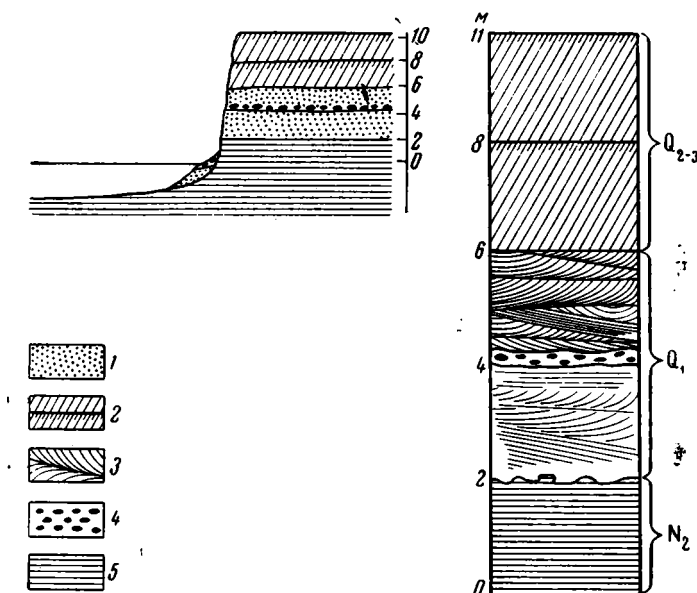
Гранулометрический состав пляжевых песков, хотя и не очень резко отличается от состава континентальных, однако отличия эти достаточно закономерны. Отмечается совершенно определенное общее измельчение материала, особенно проявившееся в резком увеличении содержания мелкого песка (0,25—0,1). На фоне общего измельчения (0,25—0,1) характерно резкое уменьшение количества алеврита, сразу же выноси-

мого из зоны активного волнового воздействия. Заметно также и некоторое увеличение степени отсортированности материала.

Отмеченное выше изменение механического состава обломочного материала пляжа в сравнении с исходным его материалом является обычным для прибрежной зоны. Это видно, например, из анализов аллювия



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта северного побережья Азовского моря



Фиг. 2. Сводные разрезы береговых обнажений.

1 — современные морские прибрежные отложения (*mQ*); 2 — лёссы; 3 — косослойные разнородные пески; 4 — галечники; 5 — красно-бурые и зеленые глины (*N₂* — скифские)

некоторых рек и песков прилегающего к их устьям морского пляжа на восточном побережье Черного моря (табл. 2).

Следует отметить, что в приводимых примерах речь идет о песках лишь с некоторой примесью галечного материала. При галечном исходном материале картина изменений может быть иной.

Характерной чертой пляжевых отложений северного Приазовья является резкая изменчивость механического состава как по простиранию пляжа, так и в толще отложений. Например, на одной из кос нами были определены на протяжении 10 км следующие средние значения: *Md* — 0,5; 1,7; 0,7; 0,44; 0,55; 0,78; 0,4; 0,26; 0,86; 0,37; *So* — 1,9; 2,05; 1,3; 1,55; 1,6; 3,5; 1,5; 1,45; 2,56; 1,5.

**Механический состав аллювия некоторых рек восточного побережья
Черного моря и песков прилегающих пляжей**

Фракции, мм	>1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	<0,1	<i>Md</i> (мм)	<i>So</i>
Содержание фракции, %	36	7,7	Аллювий 35	14,3	7	0,5	3
	0,9	4,8	Пляж 89,8	4,2	0,32	0,38	1,2

Особенности гранулометрического состава пляжевых песков и их отличия от исходных континентальных отложений связаны не только с составом последних. Большую роль играет среда накопления обломочного материала на пляже. Дело не только в силе воздействия волн в этой зоне. Особое значение имеет преобладание здесь мощных колебательных движений воды, практически непрерывных. Поэтому и происходит быстрое измельчение частиц.

Изменчивость гранулометрического состава пляжевых отложений также естественный результат резких колебаний активности моря в разное время, сложной конфигурации берега и пульсаций в поступлении обломочного материала.

Пески подводного берегового склона, как видно из табл. 1, резко отличаются от отложений пляжа и надводных аккумулятивных форм, а также, естественно, и от континентальных песков. Ясно видно общее резкое измельчение обломочного материала и улучшение его сортировки. Очень характерно для песков подводного берегового склона резкое увеличение содержания частиц фракций 0,25—0,1 мм и особенно заметное возрастание количества алеврита, практически отсутствующего на пляже. Преобладание мелкопесчаного материала на подводном береговом склоне вообще характерно. Например, среднее содержание фракции 0,25—0,1 мм на глубинах 0—10 м в Чукотском море и в северной части Берингова моря достигает 71 и 57%.

На северном побережье Азовского моря благодаря разнообразному составу материала очень резко изменяется механический состав при переходе от пляжа к подводному береговому склону. Четкой границей грубого пляжевого и тонкого подводного песков является урез воды. Эта особенность выявляется и по данным, приведенным Н. В. Логвиненко (1963).

Описанные выше особенности механического состава отложений подводной части пляжа и аккумулятивных форм, по-видимому, прямо определяются динамикой среды отложения и ее отличием от обстановки на пляже. Специфические особенности этих условий состоят в том, что здесь, с одной стороны, непрерывно действуют колебательные волновые движения у дна, а с другой — движения эти несравненно слабее, чем на пляже. Это ослабление гидродинамической активности происходит сразу же при переходе от надводной части пляжа к зоне подводного берегового склона, чем и объясняется резкое изменение крупности и сортировки материала.

Как показали исследования на Азовском море, песчаные отложения подводного берегового склона характеризуются слабой изменчивостью механического состава и сортировки. Эта особенность отражает сравнительное однообразие гидродинамических условий в этой зоне.

На северном побережье Азовского моря, как и на большинстве побережий других морей, с зонами морской аккумуляции часто связана золотая аккумуляция. Почти повсеместно на косах развиты небольшие

эоловые формы, окаймляющие пляжи. Из табл. 1 видно, что эти отложения по крупности и сортировке занимают среднее положение между песками пляжа и подводного берегового склона, больше приближаясь к материалу подводного склона.

Состав грубообломочной части прибрежных и континентальных отложений береговых обрывов аналогичен один другому. Он целиком определяется близостью Азово-Подольского кристаллического массива. Как следствие этого, наблюдается резкое преобладание в гальке, гравии и крупном песке обломков кварца, кварцитов, различных слюдистых и глинистых сланцев, кремнистых пород типа яшм.

Наиболее интересны изменения в минеральном составе мелкопесчаной и алевритовой фракций. Особенно показательно распределение в песках различных зон тяжелой подфракции (табл. 3).

Таблица 3

Содержание тяжелой фракции в различных песках северного побережья Азовского моря, %

Фракции	Континентальные пески	Пески пляжа	Пески подводного берегового склона	Эоловые пески
<0,1	1,7	10,9	4,3	23,3
0,25—0,1	6	7,7	0,8	5,4
В массе осадка	1	2,5	0,67	1,9

Особенно выделяется высокое содержание минералов тяжелой фракции в пляжевых отложениях, т. е. в зоне наибольшей гидродинамической активности. В то же время для отложений более спокойной зоны подводного берегового склона отмечается резкое обеднение данными минералами. Надо отметить, что это изменение при переходе от песков пляжа к пескам подводного склона наступает очень быстро и резко (так же, как изменение механического состава). Обращает на себя внимание и то, что по содержанию тяжелой фракции в массе осадка (как и по механическому составу) эоловые осадки обычно представляют собой среднее между песками пляжа и подводного берегового склона. Вообще, закономерности распределения тяжелой подфракции в различных отложениях прибрежной зоны и исходных континентальных породах хорошо сопоставляются с изменениями механического состава. Это подчеркивает тот факт, что гидродинамические условия каждой зоны побережья решающим образом влияют и на крупность, и на состав отложений. Следует обратить внимание также на то, что для прибрежных отложений всех зон (пляжа, подводного склона, эоловых форм) характерно чрезвычайно высокое, по сравнению с континентальными песками, содержание тяжелых минералов в алеврите. По-видимому, это следствие, с одной стороны, повышенной гидродинамической активности прибрежной зоны, а с другой — резкого измельчения зерен тяжелых минералов.

Исследование распределения минеральных видов в различных песках прибрежной зоны не позволило установить четких изменений в зависимости от среды отложения. Может быть, это объясняется тем, что обломочный материал здесь еще недостаточно переработан и дифференциация его невелика. Можно отметить лишь обычное обогащение рудными минералами (ильменитом) алевритовой фракции песков пляжа, подводного берегового склона и эоловых форм, особенно последних. Для континентальных песков характерно, наоборот, тяготение ильменита к фракции 0,25—0,1 мм. Наблюдается также и различное распределение роговой обманки по фракциям для континентальных и морских песков. В первых ее больше в алеврите, а во вторых, наоборот, она преобладает во фракции 0,25—0,1 мм.

Таким образом, в континентальных песках и в морских песках побережья Азовского моря, различные минералы концентрируются в разных фракциях.

При изучении терригенных минералов аккумулятивных форм северного побережья Азовского моря были обнаружены минеральные новообразования. В алевритовой фракции песков, слагающих эти формы, местами присутствуют многочисленные правильные шарики пирита размером около 0,05 мм. Иногда тяжелая подфракция алевритовой части песка целиком состоит из таких шариков. Пески современных пляжей и подводного берегового склона лишены этих образований. Пирит встречается лишь на косах в толще песков, покрытых почвенным слоем. Форма пирита подчеркивает аутигенный генезис, однако причины его появления не ясны.

Характерная черта северного побережья Азовского моря состоит в том, что здесь, помимо терригенного обломочного материала, большую роль в осадках играет биогенный материал — ракуша. Он почти везде примешивается к терригенному, но распределение ракуши по площади и в толще прибрежных отложений крайне неравномерно. Обычной является карбонатность пляжевых отложений порядка 15, реже 20%. Однако на далеко выдвинутых в море оконечностях некоторых кос концентрация ракуши резко возрастает иногда до 50—80% (Логвиненко и др., 1963). Иногда образуются локальные почти чисто ракушечные скопления. Такое количество ракуши наблюдается лишь там, где косы окружены ракушечными банками. В толще пляжа ракуша концентрируется в слоях, разделенных почти лишенным ее терригенным материалом.

Содержание ракушечного материала в песках подводного берегового склона (от 0 до 5—7 м) значительно ниже. Средняя карбонатность этих отложений колеблется в пределах 2—10% (за исключением небольших строго локализованных участков ракушечных банок). Карбонатность донных осадков, примыкающих к зоне подводного берегового склона, колеблется от 2 до 5—7% (Савельева, 1964).

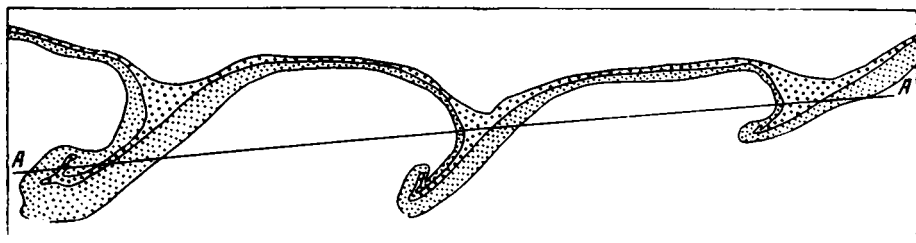
Таким образом, распределение биогенного материала в прибрежных отложениях северного побережья Азовского моря ясно указывает на концентрацию ракуши в береговой зоне и ее осадках, происходящую в результате выноса раковин со дна при волнении. Вынос ракуши со дна Азовского моря и аккумуляция ее на берегах отмечались также А. А. Аксеновым и Д. Г. Пановым. Такой процесс перераспределения карбоната кальция является, видимо, вообще характерным для прибрежной зоны, так как он обусловлен самой гидродинамикой прибрежной зоны и гидравлическими свойствами ракуши. Последнее подтвердил опытами П. А. Волков (1963).

Анализ данных бурения современных прибрежных отложений северного Приазовья позволил помимо состава выявить особенности их внутреннего строения.

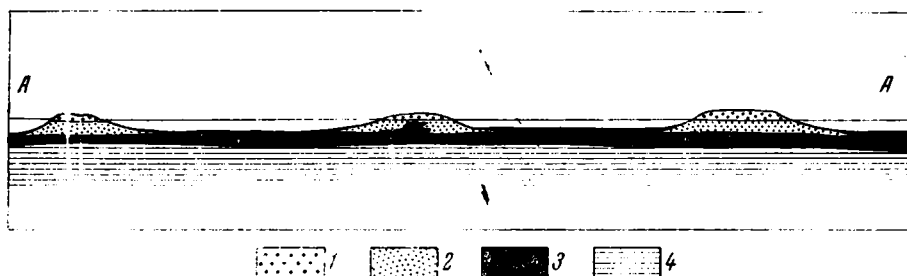
В плане современные прибрежные отложения этого района представляют собой полосу песков различного состава (фиг. 3), ограниченную с севера континентальными породами суши, а с юга морскими алевритовыми илами. Ширина полосы в большинстве случаев не превышает нескольких десятков метров. Лишь иногда полоса прибрежных отложений резко расширяется до 10—30 км. Это происходит там, где у небольших выступов коренного берега образуются мощные аккумулятивные формы — косы. Следует отметить, что на этих участках поле развития прибрежных отложений может иметь весьма различную конфигурацию. В одном случае — это расширение почти треугольной формы, в другом — весьма сложное расширение.

Строение толщи на разных участках иллюстрируется разрезами (фиг. 4, 5, 6, 7, 8). Прибрежные отложения исследованного района не

представляют собой единой толщи, более или менее равномерно окаймляющей сушу. Это ряд различного размера линз, сложенных прибрежными песками. Хотя они так или иначе сопряжены с континентальными



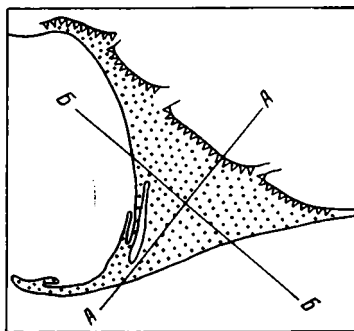
Фиг. 3. Общая схема пространственного размещения прибрежных отложений северного Приазовья (на пляже)



Фиг. 4. Строение прибрежных отложений — разрез по линии А—А

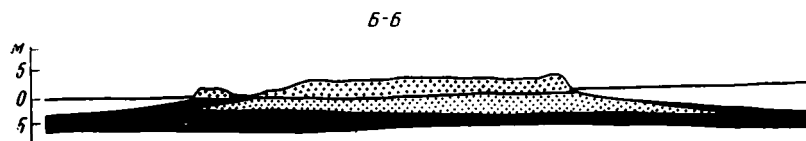
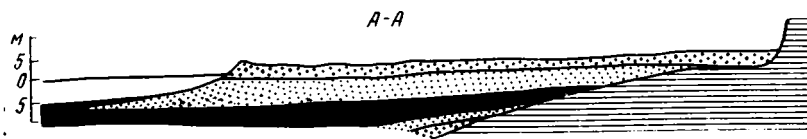
1 — относительно грубозернистые отложения пляжа (включая надводные аккумулятивные формы); 2 — пески подводного берегового склона; 3 — морские донные осадки (алеэриэвые илы); 4 — континентальные глины (скифские)

отложениями суши, расположение и конфигурация их могут быть весьма сложны. Здесь, во-первых, выделяются довольно обширные участки, где имеется лишь маленькая линза пляжевых отложений мощностью около 1 м (в плане это узкая полоса), прислоненная к цоколю континентальных пород. В таких местах прибрежные отложения выклиниваются сразу же по мере удаления в море, и нередко даже близ самого берега вообще лишено морских отложений. Только с увеличением глубины на поверхности дна появляются морские алеэриэвые илы, залегающие непосредственно на континентальных породах цоколя.

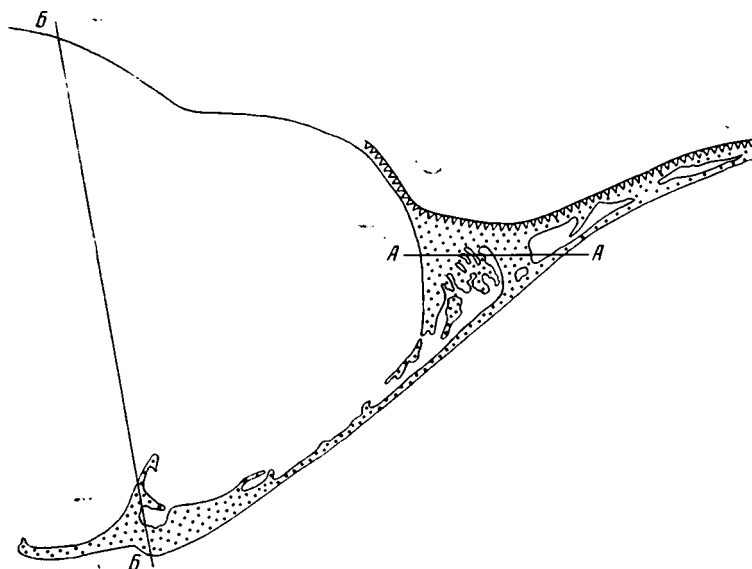


Фиг. 5. Схематический план относительно простой косы северного побережья Азовского моря

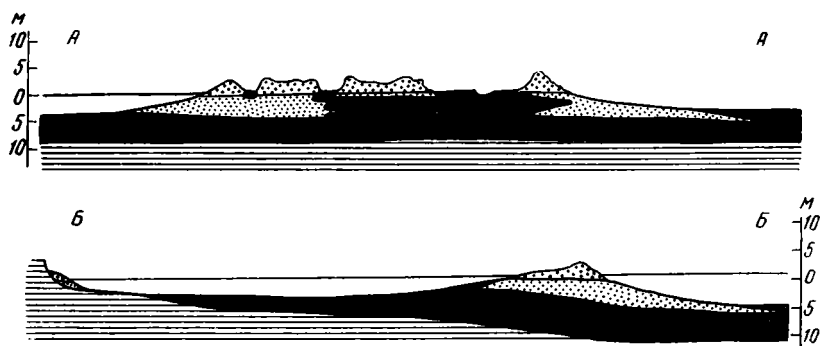
континентальным породам цоколя. Однако, большая (выступающая в море) часть такой линзы залегает на морских, более глубоководных илах. Местами, еще ниже этого горизонта, снова обнаруживаются следы более грубозернистых прибрежных отложений, залегающих непосредственно на коренном ложе.



Фиг. 6. Строение косы — разрезы по линии А—А и Б—Б, показанные на фиг. 5
(усл. обозн. см. фиг. 4)

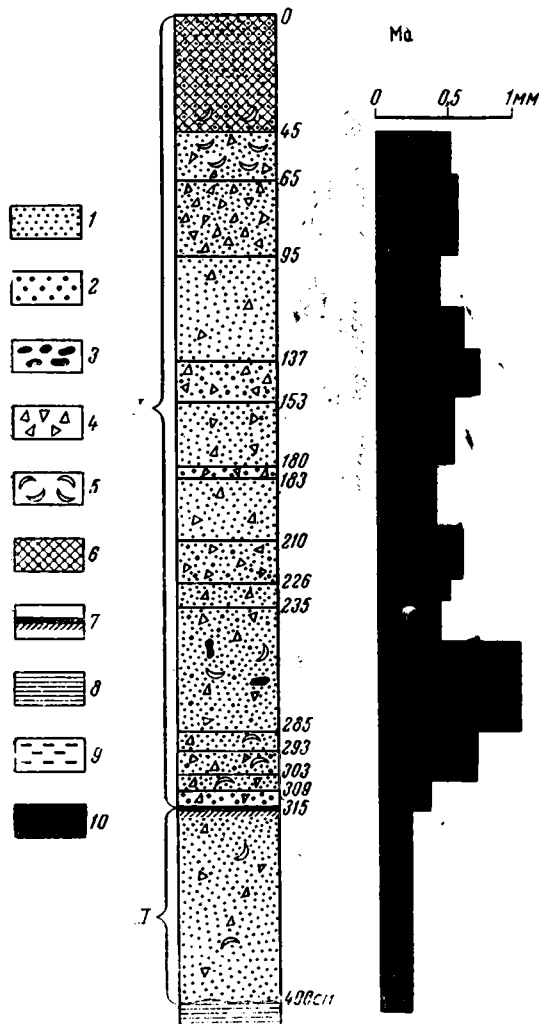


Фиг. 7. Схематический план более сложной косы



Фиг. 8. Строение косы — разрезы и линии А—А и Б—Б, показанные на фиг. 7

Имеются случаи, когда в разрезах, перпендикулярных линии берега, линза прибрежных отложений полностью изолирована от коренного цоколя, отделена от основной суши значительным пространством воды и полем развития морских тонкозернистых осадков (см. фиг. 8, профиль Б—Б). Интересно отметить, что такая изолированная от берега и расположенная на прибрежном мелководье линза прибрежных отложений (оконечность косы) является целиком ракушечным накоплением — линзой ракушняка.



Иногда аккумулятивное тело может иметь весьма сложное строение, будучи образовано целым рядом мелких линз и неправильных тел (см. фиг. 8, профиль А—А), сложенных относительно грубозернистыми отложениями. Возможно и монолитное аккумулятивное тело как, например, на фиг. 6 (профиль Б—Б).

Общей особенностью внутреннего строения толщи прибрежных отложений береговых аккумулятивных тел является их двучленное строение. В толще прибрежных песков можно выделить два горизонта — верхний и нижний (фиг. 9). Верхний представляет собой слоистую

Фиг. 9. Деталь внутреннего строения одной из аккумулятивных форм

1 — песок; 2 — гравий; 3 — галька; 4 — ракушечный детрит; 5 — ракуша; 6 — почва; 7 — граница между отложениями пляжа и подводного берегового склона; 8 — континентальные глины; 9 — алевроитовый ил; 10 — график изменения Ma ; I — пляжевые отложения; II — отложения подводного берегового склона

толщу, сложенную относительно грубозернистыми песками, часто с галькой и ракушей. Здесь нередки прослойки гравия и почти чистой ракушки. Мощность верхнего горизонта достигает 3 м. Эти грубозернистые, слоистые пески с ракушей слагают надводную часть береговых аккумулятивных форм. Нижняя их граница почти точно совпадает с уровнем моря (лишь на первые десятки сантиметров ниже). Верхний горизонт таким образом включает современный пляж, окаймляющий аккумулятивные формы, и является толщей пляжевых отложений, слагающих надводную часть этих форм. Об этом свидетельствуют пространственное положение, состав, его изменчивость, характерная слоистость (Шербаков и др., 1964).

Подстилающий его нижний горизонт (отделенный от верхнего резкой границей) — толща мелких, хорошо отсортированных песков, со-

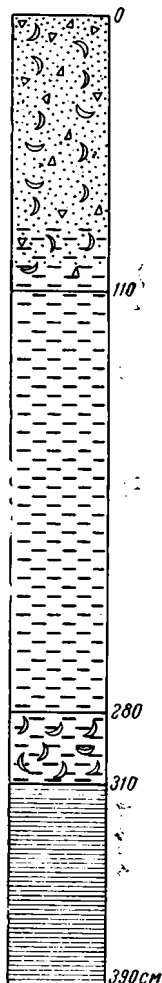
державших небольшое количество обломков и целых створок раковин моллюсков. В песках, как правило, отсутствует четко выраженная слоистость. Горизонт залегает ниже уровня моря и представляет собой отложения подводной части аккумулятивной формы, являясь единым целым с такими же песками современного подводного берегового склона. Пески нижнего горизонта иногда залегают на континентальных породах коренного коколя, а иногда местами на морских алевроитовых илах. Местами (вдоль современной береговой линии) толща прибрежных отложений состоит из трех горизонтов. Третьим, самым верхним, являются эоловые пески — результат перевевания пляжевых отложений. В этом случае прибрежная толща представлена в нижней части относительно тонкозернистыми песками подводного берегового склона, выше более грубыми, часто богатыми ракушечной фауной пляжа, и еще выше снова более мелкими, но уже континентальными эоловыми песками.

Северное побережье Азовского моря формировалось в процессе послеледниковой трансгрессии. В результате этого здесь образовалось обширное мелководье — бенч, выработанный в рыхлых континентальных породах южного склона Азово-Подольского щита. В этих условиях на большинстве участков накопившиеся прибрежные осадки в виде узкой полосы пляжа смещались вслед за береговой линией, оставляя лишенное рыхлых наносов дно. В таких местах по мере увеличения глубины прямо на континентальные породы ложились тонкие морские осадки.

Там, где шла аккумуляция, росли косы, а берег, вопреки поднятию уровня, выдвигался в море. Продолжавшееся поднятие уровня со временем приводило к отступанию берега и частичному захоронению накопившихся прибрежных осадков. Впоследствии на новом уровне вновь начиналось накопление прибрежных осадков, рост аккумулятивной формы и выдвигание берега. Обычно такой процесс связан с пульсациями в темпе поднятия уровня, как, например, на Черном море (Невеский, 1961). Результатом такого развития и явилось, видимо, намечающееся двухъярусное строение толщи прибрежных отложений (см. фиг. 6, А—А).

Фиг. 10. Деталь внутреннего строения подводного берегового склона одной из аккумулятивных форм

(усл. обознач. см. на фиг. 9)



В настоящее время изученное побережье не испытывает, видимо, относительных изменений уровня моря, но толща прибрежных отложений является трансгрессивной. Несмотря на это, некоторые колонки, полученные при бурении аккумулятивных форм и их подводного продолжения, имеют явно регрессивную смену осадков (см. фиг. 9 и фиг. 10): снизу относительно мелкозернистые пески подводного берегового склона, выше — грубые пески пляжа. Местами имеется и полное завершение регрессивной серии в виде горизонта континентальных эоловых песков.

Это и понятно, если вспомнить, что накопление прибрежных отложений происходит в аккумулятивных формах, которые нарастают, только выдвигаясь от берега в море. При этом сначала формируется и выдвигается подводная часть такой формы (более тонкозернистые отложения). Она ложится или на коренные породы, или на более глубоководные морские осадки. Далее на подводной части появляется пляж, начи-

нает поступать более грубый материал, и в этом месте появляется надводная часть аккумулятивной формы. Этот процесс и приводит к «регрессивному» строению серии осадков в разрезе.

При таком накоплении прибрежных осадков наращивания их вертикальной мощности часто не происходит. В то время как коса выдвигается в море в результате довольно мощного поступления обломочного материала (растет «горизонтальная» мощность), на ее поверхности практически ничего не отлагается, если не считать перевеянного верхнего слоя пляжевых отложений. Видимо, эту особенность осадконакопления в прибрежной зоне необходимо учитывать при анализе мощностей отложений такого генезиса.

Как следует из изложенного, характер отличий в механическом и вещественном составе отложений различных зон прибрежной полосы, по-видимому, должен быть в значительной степени общим для разных районов. Это связано прежде всего с тем, что для каждой такой зоны, хотя бы и в разных районах, характерна общая среда отложения — гидродинамика данной зоны подводного берегового склона и пляжа.

Можно думать также, что не только состав, но и некоторые особенности внутреннего строения описанных толщ характерны для прибрежных отложений некоторых других районов и соответствующих отложений геологического прошлого. Прежде всего общим для многих районов может быть характер разрезом береговых аккумулятивных тел («регрессивный»), связанный со специфическими условиями накопления осадков в условиях таких тел. Однако, по-видимому, и вся структура описанной современной осадочной толщи не является чем-то исключительным. На это, в частности, указывает сходство некоторых особенностей строения современных прибрежных отложений Северного Приазовья и прибрежных отложений девона Кузнецкой котловины, описанных Т. Н. Бельской (1963). Так, например, описываемые Т. Н. Бельской отложения литорали можно, сопоставив их с современными осадками, определить как отложения пляжей, во всяком случае, в значительной их части. На это указывает, в частности, наличие косой слоистости, по-видимому, аналогичной описанной слоистости пляжей Азовского моря. Характерно также большое количество биогенного карбоната, в том числе и обломочного, что также отмечалось для современных пляжей Азовского моря. Часть отложений можно, очевидно, отнести к осадкам подводного берегового склона с глубинами несколько метров. Т. Н. Бельская описывает также линзы грубозернистых отложений, нередко обломочных известняков, расположенные на удалении от береговой линии среди тонких морских осадков. Большое сходство видно здесь с описанными выше для северного Приазовья скоплениями обломочного или раковинного материала в виде оконечностей далеко выдвинутых в море береговых кос.

Характерно, что современные пляжевые отложения северной части Азовского моря и соответствующие образования девона Кузнецкой впадины характеризуются повышенным, по сравнению с участками подводного берегового склона и дна, содержанием биогенного карбоната. Это еще раз подтверждает, что пляжи и береговые аккумулятивные тела служат аккумулятором обломочного биогенного карбоната, выносимого волнами с подводного склона. Этим материалом может быть и ракушка и, как в случае упомянутых девонских отложений, обломки кораллов. Возможно, что во многих случаях линзы раковинных или обломочных известняков, довольно часто встречающиеся среди различных отложений морского генезиса, могут в числе других признаков свидетельствовать о прибрежном характере осадконакопления.

Исследование прибрежных песков северного побережья Азовского моря показало следующее. Благодаря разнообразному механическому и минеральному составу исходные континентальные пески здесь четко

отделяются от морских и эоловых. Кроме того, сами прибрежные морские пески весьма резко разделяются по составу на пляжевые и пески подводного берегового склона. Выделяются и эоловые пески, занимающие по составу положение среднее между песками пляжа и подводного берегового склона. Естественно, что разница в составе обусловлена различиями в условиях среды отложения песков в каждой зоне побережья (пляж, подводный склон и т. п.).

Специфика прибрежного осадконакопления на севере Азовского моря позволила количественно подтвердить процесс выноса со дна биогенного карбоната и накопления его в береговых аккумулятивных формах.

Анализ данных бурения изученного района показал, что здесь особенно ярко выражена характерная для прибрежной зоны вообще локальность развития прибрежных отложений. Было установлено, что в вертикальном разрезе толща прибрежных отложений имеет своеобразное «регрессивное» строение, где более грубые и мелководные осадки залегают на более тонких и глубоководных. Это объясняется особенностями накопления обломочного материала в прибрежной зоне.

ЛИТЕРАТУРА

- Бельская Т. Н. Мелководно-морские девонские отложения межгорных впадин Саяно-Алтайской области. В сб. «Дельтовые и мелководно-морские отложения». Изд. АН СССР, 1963.
- Волков П. А. Гидравлические характеристики ракуши. Океанология, т. III, вып. 4, 1963.
- Логвиненко Н. В., Ремизов И. Н. Современное осадконакопление (осадки пляжа) на северном берегу Азовского моря. Сб. «Дельтовые и мелководно-морские отложения». Изд. АН СССР, 1963.
- Невесский Е. Н., Невеская Л. А. К вопросу о строении и истории формирования толщ прибрежных морских отложений в голоцене. Тр. Ин-та геологии АН Эст. ССР, т. VIII, 1961.
- Панов Д. Г., Спичак М. К. Скорость осадконакопления в Азовском море. Докл. АН СССР, т. 137, № 5, 1961.
- Савельева К. П. Донные отложения северной части Азовского моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 68, 1964.
- Щербаков Ф. А. К истории развития северного и западного побережий Азовского моря в связи с образованием прибрежных морских россыпей. Тр. Океаногр. комис. АН СССР, т. XII, 1961.
- Щербаков Ф. А., Павлидис Ю. А. Характер слоистых пляжевых отложений. Литология и полезные ископаемые, № 4, 1964.

Институт океанологии
АН СССР
г. Москва

Дата поступления
18.XII.1964

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.55 : 551.73 (471.503)

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ НЕКОТОРЫХ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД ПАЛЕОЗОЯ ЮЖНОГО УРАЛА МЕТОДОМ РЕПЛИК ПОД ЭЛЕКТРОННЫМ МИКРОСКОПОМ

А. Д. ПЕТРОВСКИЙ, В. А. ШИТОВ

До недавнего времени под электронным микроскопом изучались преимущественно глинистые минералы и их смеси (Викулова, 1957). Однако за последние годы электронно-микроскопические исследования стали применяться и для изучения других групп осадочных и изверженных пород (карбонатов, силицитов, серпентинитов).

В отделе литологии ВСЕГЕИ авторами был освоен впервые предложенный Брэдли (Bradley, 1956) метод самооттененных одноступенчатых угольных реплик. Этот метод был применен для изучения под электронным микроскопом некоторых палеозойских кремнистых пород Южного Урала¹.

Кремнистые осадочные породы, или, как их еще называют, силициты, несмотря на широкое развитие, представляют собой, пожалуй, наименее изученную группу осадочных пород. Достаточно сказать, что до сих пор нет единой классификации силицитов. До недавнего времени кремнистые породы исследовались по существу только в поляризационном микроскопе почти на пределе разрешающей способности в диапазоне обычно применяемых умеренных увеличений.

Поставленные авторами опыты — это лишь начало в числе еще немногих попыток получить при помощи электронного микроскопа новые факты о веществе и структуре различных кремнистых пород.

СУЩНОСТЬ МЕТОДА И УСЛОВИЯ ОПЫТА

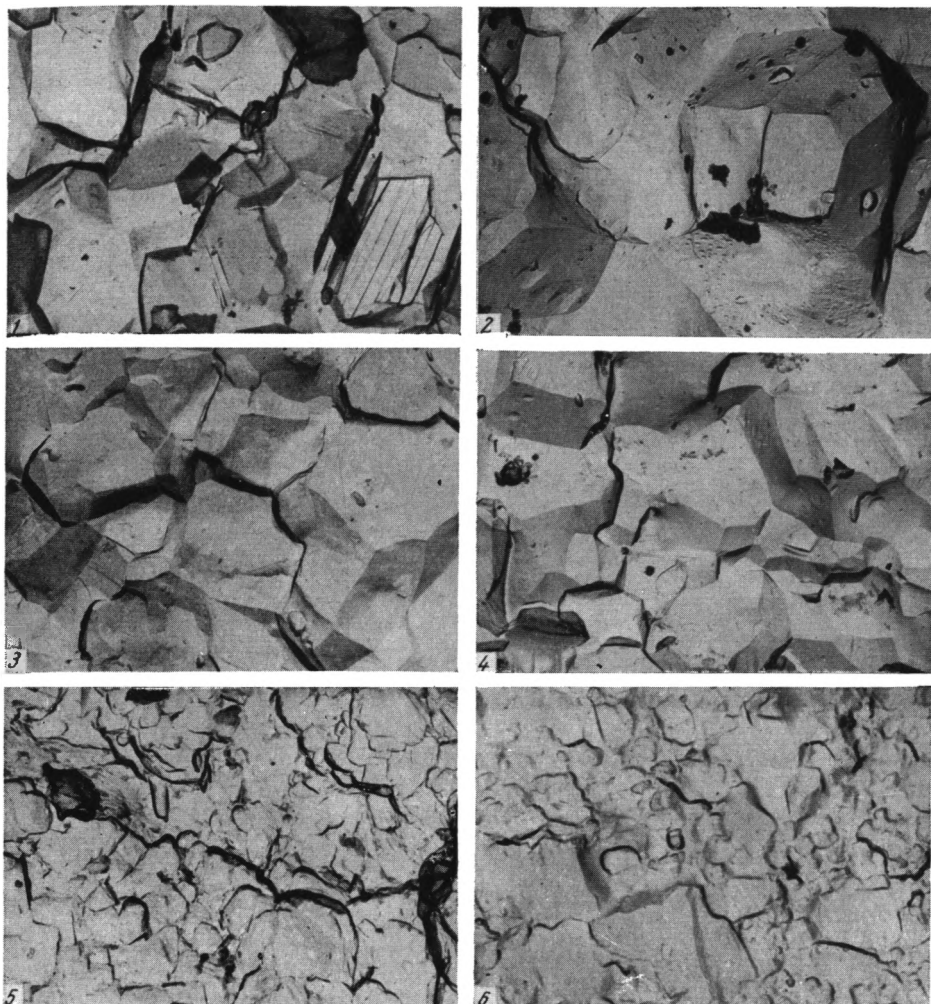
Метод реплик достаточно хорошо известен в литературе по электронной микроскопии (Грицаенко и др., 1961). Он относится к косвенным методам исследований и заключается в том, что в электронном микроскопе исследуется не сам образец, а тонкая пленка, снятая с его поверхности. В наших исследованиях мы применяли угольную пленку. При этом выполнялись следующие условия опыта.

Между соприкасающимися угольными электродами и напыляемой поверхностью образца устанавливалось расстояние в 5—7 см. На прибор подавался ток 40—50 а, напряжением 6 в. Угол напыления выбирался в пределах 30—45°, в зависимости от степени шероховатости напыляемой поверхности. Минимальный вакуум, при котором происходило напыление, 10^{-4} мм Hg. Напыление происходило дважды при разном положении образца. При этом образец на предметном столике поворачивался на угол близкий к 90°. Суммарное время напыления — 5—6 сек. Образец растворялся в плавиковой кислоте в течение 4—6 часов.

ИССЛЕДУЕМЫЙ МАТЕРИАЛ И ЗАДАЧИ РАБОТЫ

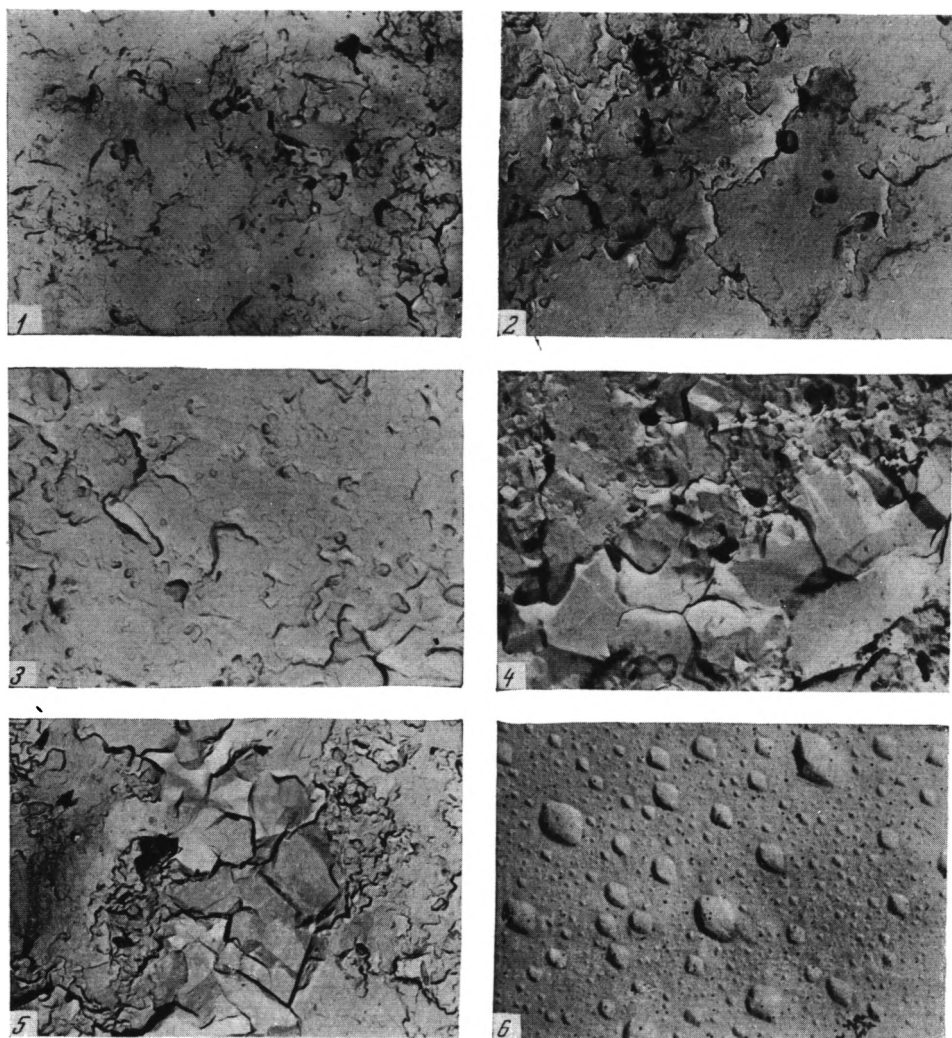
Материалом для электронно-микроскопических исследований послужили палеозойские кремнистые породы Южного Урала. За основу были взяты две различные по облику, возрасту и месту развития группы: 1) фтаниты, лидиты и кремнистые сланцы силура; 2) яшмы среднего девона.

¹ Физико-техническая часть работы осуществлялась В. А. Шитовым при участии А. Д. Петровского. Отбор коллекций и геологическая интерпретация полученных результатов сделаны А. Д. Петровским. Реплики изучались в японском электронном микроскопе GEM-6a.



Фиг. 1. Реплики кремнистых пород девона Южного Урала

1 — бугулыгирская яшма из района пос. Репино, ув. $\times 7500$, коллекция А. Д. Петровского; 2 — бугулыгирская яшма из района пос. Барковского, ув. $\times 7500$, коллекция А. В. Хабакова; 3 — бугулыгирская яшма горы Полковник, район г. Орска, ув. $\times 3750$, коллекция А. Д. Петровского; 4 — обр. 9-п. Кремнистая порода, вмещающая линзу известняка с фауной эйфельского яруса на западном склоне антиклинория Урал-Тау, ув. $\times 7500$, водораздел рек Чебаклы и Хмелевки, коллекция А. Д. Петровского; 5 — обр. 157. Белый «кремнистый сланец» мукасовского горизонта; район озера Колтубан, ув. 7500, коллекция Ю. Р. Беккера; 6 — обр. 129. Розовый «кремнистый сланец» мукасовского горизонта, район г. Верхнеуральска, ув. $\times 7500$, коллекция Ю. Р. Беккера



Фиг. 2. Реплики кремнистых пород силура Южного Урала

1—3 — кремнистая фация: 1 — обр. 158. Фтанит, ув. $\times 7500$, левый борт долины р. Кара-сурас (правый приток р. Сакмары); 2 — обр. 16. Лидит, ув. $\times 7500$, правый борт р. Кураган в 1,5 км к западу от пос. Рысаево; 3 — обр. 330. Кремнистый сланец, ув. $\times 7500$, левый берег р. Сакмары в 0,5 км ниже устья р. Катралы; 4—6 — вулканогенная фация; 4 — обр. 393. Кремнистый сланец, ув. $\times 7500$, карьер на западной окраине г. Медногорска; 5 — обр. 508. Фтанит, ув. $\times 7500$, левый борт р. Блявы против пос. Усерган; 6 — обр. 507Б. Кварцевые кристаллиты на поверхности кристаллов кварца в кремнистом сланце, ув. $\times 11250$, правый борт р. Блявы у пос. Алчимбаево.

Все образцы из коллекции А. Д. Петровского

Изученные под электронным микроскопом силурийские кремнистые породы отобраны преимущественно на западном склоне Южного Урала в пределах Сакмарской структурно-фациальной зоны. Здесь они встречаются в двух фациях: осадочной и вулканогенной, области развития которых отделены зонами разломов. Кремнистые породы, развитые в осадочной фации, отобраны из разрезов по рекам Азям, Кара-Сура, Сакмаре (ниже устья р. Катралы) и по р. Курагану (на участке его меридионального течения). Силициты вулканогенной фации собраны в Блявинском районе, в окрестностях поселков Никитина, Херсонки и Усергана (коллекции А. В. Хабакова и А. Д. Петровского, 1960—1962 гг.).

Яшмы среднего девона (эйфеля) развиты на восточном склоне антиклинария Урал-Тау. Они образуют характерный, так называемый бугулыгирский горизонт, трансгрессивно налегающий на эффузивы карамыташской свиты (D_2). Изученные нами образцы яшм отобраны из трех мест: у пос. Барковского (коллекция А. В. Хабакова, 1955 г.), у пос. Репино и в районе г. Орска, гора Полковник (коллекция А. Д. Петровского, 1963 г.).

Следует отметить, что в литературе нет полной определенности в понимании терминов «яшма», «фтанит», «лидит» и «кремнистый сланец». Поэтому полевые геологи, не имея объективных критериев, часто дают одинаковые названия различным типам кремнистых пород и, наоборот, однотипные породы называют по-разному. При этом в большинстве случаев за основу этих определений берется внешний облик породы, а не детали различий состава, который не всегда точно устанавливается при микроскопическом и обычном микроскопическом исследовании. Все это вносит путаницу и затрудняет изучение кремнистых отложений.

Поэтому первой задачей, которую поставили перед собой авторы в начале исследований, было установление особенностей состава и структуры всех перечисленных выше разновидностей кремнистых пород, условно приняв исследуемые образцы за эталоны соответствующих названий.

Бугулыгирские яшмы Южного Урала вполне могут служить таким эталоном, так как давно и широко известны. Они были детально петрографически изучены еще А. Е. Ферсманом (1920—1925). Что же касается кремнистых сланцев, лидитов и фтанитов, то они отобраны для наших испытаний в соответствии с теми представлениями, которые сложились у южноуральских геологов (фтаниты — светлоокрашенные массивные или грубослоистые кремнистые породы; лидиты — черные плотные с раковинным изломом, обычно среднеплитчатые разновидности; кремнистые сланцы — разноокрашенные, ясно плитчатые и слоистые породы).

Для определения возможности применения электронного микроскопа при решении некоторых вопросов стратиграфии кремнистых толщ, западного склона Урал-Тау были также отобраны не отличимые от силурийских силициты, вмещающие линзы известняков с фауной эйфеля (Петровский, 1963). В условиях сильно нарушенного залегания в поле не удалось однозначно решить вопрос о соотношениях кремнистых сланцев и известняков.

На восточном склоне Урал-Тау в районе Верхнеуральска и у сз. Колтубан для сравнения с бугулыгирскими яшмами также было отобрано несколько образцов кремнистых пород из более молодого мукасовского горизонта (D_3 , коллекция Ю. Р. Беккера).

В результате электронно-микроскопических исследований южноуральских кремнистых пород методом одноступенчатых угольных реплик удалось выяснить следующее.

1. Бугулыгирские яшмы, независимо от их внешнего облика (цвета, текстуры и пр.), дают характерные однотипные реплики, отличающиеся от всех других изученных кремнистых пород Южного Урала. Яшмы характеризуются исключительной равномерностью в пределах одной реплики и постоянным кварцевым составом. Кварц хорошо огранен и часто образует двойниковые сростки. На гранях крупных кристаллов иногда развиваются мелкие кварцевые кристаллиты. Кроме кварца, в репликах нередко присутствуют удлиненные слюдоподобные минералы (фиг. 1, 1—3).

2. Реплики кремнистых сланцев, лидитов и фтанитов силура неразличимы между собой. Они неравномерно раскристаллизованы и в их составе резко преобладает халцедон. Реплики этих пород неотличимы от реплик халцедонов и агатов (фиг. 2, 1—3).

Силурийские кремнистые породы, развитые в кремнистой и вулканогенной фациях также однотипны. Последние характеризуются лишь большей трещиноватостью; они содержат сравнительно большее количество развивающегося по трещинам кварца. Как и в репликах яшм, здесь встречаются мелкие кварцевые кристаллиты (см. фиг. 2, 4—6) и довольно крупные пластинчатые минералы, напоминающие по облику кристаллы слюды.

3. Сравнительное изучение силуро-девонских кремнистых пород Южного Урала показало, что метод реплик может быть использован при решении некоторых местных стратиграфических вопросов. Похожие в некоторых образцах силициты бугулыгирского и мукасовского (см. фиг. 1, 5—6) горизонтов легко различимы по снимкам их реплик.

Реплики, полученные с кремнистых пород, заключающих известняки эйфеля, (см. фиг. 1, 4) резко отличаются от внешне совершенно аналогичных силицитов силура (водораздел рек Чебаклы и Хмелевки), но однотипны с репликами бугулыгир-

ских яшм (D_2). Это подкрепляет точку зрения о сингенетичности известняков эйфеля и вмещающих их силицитов. Дальнейшее сравнительное изучение силурийских и девонских кремнистых пород под электронным микроскопом, надо полагать, позволит надежно картировать эти часто совершенно неразличимые в поле разновозрастные толщи.

ЛИТЕРАТУРА

- Викулова М. Ф. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, 1957.
- Грицаенко Г. С., Рудницкая Л. С., Горшков А. И. Электронная микроскопия минералов. Изд. АН СССР, 1961.
- Грицаенко Г. С., Самотин Н. Д. Самооттененные угольные реплики с изломоа минеральных агрегатов. Зап. Всес. минерал. о-ва, ч. 91, 1961.
- Петровский А. Д. О находках эйфельской фауны и общих чертах развития в девоне западного и восточного склонов Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 152, № 4, 1963.
- Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни России. Монографии Комиссии по изучению естеств. произв. сил России, т. 1—2, 1920—1925.
- Bradley D. E. Uses of carbon replicas in microscopy. J. Appl. Phys., 1956, v. 27, No. 12.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Дата поступления
1.VI.1964

УДК 553.061.11 (574.245)

О РИТМИЧНОМ СТРОЕНИИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ СОКОЛОВСКО-САРБАЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Г. С. ПОРOTOв, В. Г. ЛАЗАРЕНКОВ, А. Г. ЛАРИОНОВ

При изучении мощных вулканогенно-осадочных толщ, вскрытых скважинами, трудности представляет расчленение и корреляция разрезов. Большую роль при этом играет изучение ритмичности вулканогенно-осадочных толщ. Нами исследовалась толща, вмещающая Соколовское и Сарбайское магнетитовые месторождения (Кустанайская область). В ее состав входят известняки, андезитовые и андезито-базальтовые порфириды, их туфы и туффиты. Все они претерпели зеленокаменное изменение, а в рудных зонах скарнированы, скаполитизированы, цеолитизированы и т. п. Возраст толщ (по Е. А. Мазиной) средний — верхний визе — намюр.

Ритмичное строение толщ выражается в закономерном повторении в разрезе комплексов горных пород. Например, известняк — туффит или известняк — туффит — туф, или известняк — туффит — туф — вулканическая брекчия, или туффит — туф — вулканическая брекчия, или известняк — туффит — туф — вулканическая брекчия — порфирит.

Андезитовые порфириды — это зеленовато- и темно-серые плагиоклазовые порфириды с сероватыми и розоватыми вкрапленниками, сложенными альбитизированным плагиоклазом таблитчатой формы, размером 0,5—3,0 мм (10—30, иногда 50—70%). Очень редко отмечаются хлоритизированные вкрапленники цветных минералов (пироксена, роговой обманки?). Основная масса состоит из альбита, хлорита и рудного минерала, структура ее близка к гналопилитовой, пилотакситовой и апоинтерсертальной.

Вулканические брекчин и туфы андезитовых порфиритов отличаются друг от друга размером обломков. И те и другие породы состоят из разнообломочного, неотсортированного материала — из угловатых и изометрических обломков различных андезитовых порфиритов, а также обломков фенокристаллов альбитизированного плагиоклаза. Текстура туфов массивная, в редких случаях грубослоистая, цвет — темно- и зеленовато-серый.

Туффиты — мелко- и скрытокристаллические серые породы с тонко- и микрослоистой текстурой основной массы. Отдельные слои имеют разную структуру: пелитовую, алевро-пелитовую, алевроитовую, алевро-псаммитовую, псаммитовую; причем переходы от одного слоя к другому нерезкие, хотя смена пород происходит довольно быстро. Более чем на 2/3 туффиты состоят из отсортированных обломков альбитизированного плагиоклаза, иногда андезитовых порфиритов; остальное — карбонатный, углистый и терригенно-обломочный материал. В генетическом отношении туффиты представляют собой перемытый и отсортированный пирокластический андезитовый материал, переотложенный в водной среде.

По составу и генезису эффузивные и пирокластические породы ритмов тесно связаны, поскольку являются производными андезитовой магмы.

Известняки — это серые кристаллически-зернистые и органогенно-обломочные (криноидные, коралловые) породы с массивной, иногда слоистой и плитчатой текстурой. Нередко в них наблюдается примесь обломочного вулканогенного материала, по мере увеличения содержания которого известняки могут переходить в известковистые туффиты.

Таким образом, между известняками и туффитами, туффитами и туфами, туфами и вулканическими брекчиями наблюдаются постепенные переходы. Но иногда, особенно на контактах пород, не являющихся прямыми соседями по указанному ряду пород, связанных переходами, наблюдаются либо резкие границы размыва, либо постепенные, но быстрые переходы через промежуточный член ритма, мощность которого здесь резко сокращенная.

В общем виде принцип построения ритмов может быть представлен в виде несколько идеализированной полной схемы ритмичности, изображенной на фиг. 1. Как видно из ее рассмотрения, существенным является факт увеличения крупности обломочного материала снизу вверх в нижнем полуритме и его уменьшение в верхнем полуритме полного ритма. В полном виде указанная ритмичность встречается относительно редко. Обычно наблюдаются широко неполные или сокращенные ритмы. Эти типы ритмичности широко распространены и наблюдаются в большинстве скважин Соколовского и Сарбайского месторождений. Рассмотрим некоторые характерные примеры.

В скв. 1000 (Сарбайское месторождение), устанавливается три ритма (фиг. 2).

Первый (здесь и далее описание дано снизу) начинается мощной пачкой андезитовых порфиритов, на которых залегают вулканические брекчии, туфы с прослойками туффитов, туффиты и известняки. Мощность ритма около 700 м. Сравнение ритма с полным ритмом, изображенным на фиг. 1, показывает, что первый соответствует верхней части или верхнему полуритму полного ритма. Второй ритм начинается известковистыми туффитами, за которыми следуют андезитовые порфириты, вулканические брекчии и алевропелитовые туффиты. Мощность ритма около 200 м. Сравнение второго ритма с полным ритмом свидетельствует о том, что во втором ритме из нижнего полуритма выпали вулканические брекчии и туфы, а из верхнего — туфы.

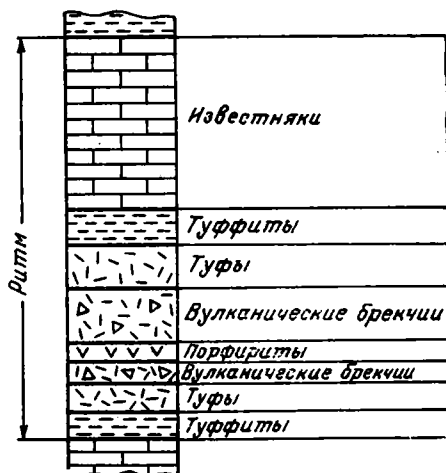
Еще более сокращен третий ритм (его мощность около 200 м), представленный чередованием туффитов, андезитовых порфиритов — вулканических брекчий.

Сходное строение ритмов наблюдается в скважинах Соколовского месторождения. В скв. 491 (см. фиг. 2) устанавливается один ритм мощностью около 400 м. Он имеет сравнительно простое строение: известняки с прослойками туффитов — туффиты — туфы — вулканические брекчии — туфы — туффиты. По сравнению с полным ритмом данный ритм является сокращенным, так как из него выпадают андезитовые порфириты. В скв. 984 наблюдается четыре ритма мощностью 100—200 м. Наиболее полным является третий ритм, сходный с ритмом скв. 491, но имеющий мощность (185 м). Четвертый ритм похож на третий, но из него выпадают вулканические брекчии и их место занимают вулканические туфы. Второй ритм соответствует верхнему полуритму третьего ритма, а первый ритм сокращен: вулканическая брекчия — вулканический туф. В скв. 1097 устанавливается следующее чередование пород: известняки — туффиты — туфы — вулканические брекчии. Это иллюстрирует нижнюю часть полного ритма (см. фиг. 2). Скважина 916 состоит из двух ритмов типа туффиты — туфы — вулканические брекчии — туффиты. Ритмы являются сокращенными, так как здесь выпадают андезитовые порфириты, а в верхних полуритмах отсутствуют туфы. Из-за выпадения туфов мы имеем дело с двумя самостоятельными нижними полуритмами, построенными по типу туффиты — туфы — вулканические брекчии. Аналогичное чередование одних нижних полуритмов, но несколько иного типа (туффиты — вулканические туфы — известняки), отмечается в верхней части скв. 491. Нижняя часть этой скважины обнаруживает совсем простую ритмичность типа туффиты — известняки.

Примерами крупных полуритмов может служить стратиграфический разрез вулканогенно-осадочной толщи Соколовского месторождения, составленный Н. И. Руденко, и разрез Сарбайского месторождения, составленный Г. С. Поротовым и В. М. Изонто (1964).

Разрез Соколовского месторождения (сверху) следующий:

1. Туфы и брекчии с прослойками андезитовых порфиритов 200 м
2. Андезито-базальтовые порфириты 130—200 м
3. Туфы и брекчии с прослойками андезитовых порфиритов 5—50 м



Фиг. 1. Схема строения полного ритма

4. Туффы	300—400 м
5. Известняки	300—330 »
6. Туффы	10—30 »
7. Вулканические брекчии и туфы	200 »

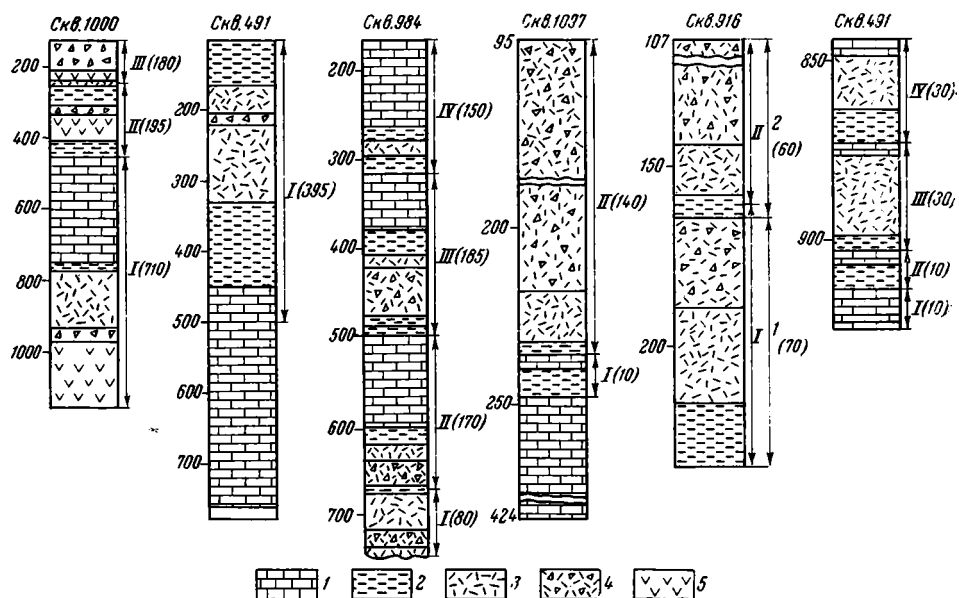
Общая мощность разреза более 1200 м; его протяженность в разбуренной части месторождения около 7 км. Разрез, несмотря на некоторые отклонения, иллюстрирует нижнюю часть полного ритма.

Разрез западного блока Сарбайского месторождения (сверху) следующий:

1. Туффы с прослойками вулканических брекчий и порфиритов	200 м
2. Вулканические брекчии и туфы с прослойками туффов и порфиритов	180 »
3. Туффы с редкими прослойками туфов	100 »
4. Известняки с прослойками туффов	160 »
5. Вулканические туфы и туффы	40 »
6. Вулканические брекчии с прослойками туфов	140 »
7. Порфириты с прослойками вулканических брекчий	100 »

Общая мощность разреза более 900 м, протяженность около 3 км. Несмотря на ряд отклонений, разрез иллюстрирует верхнюю часть полного ритма.

Таким образом, мощность ритмов колеблется от нескольких метров до нескольких сотен метров. При этом мелкие ритмы нередко являются частями более крупных. Крупные ритмы определяют литологический фон рудных полей, с которым связано распределение рудных залежей. Как показывает пример Соколовского месторождения, рудные пачки магнетитовых скарнов имеют явную тенденцию располагаться внутри переходных зон на границах между соседними крупными членами ритма. Эти переходные зоны, как правило, имеют гетерогенный состав и значительное количество резких границ напластования. Оба эти фактора, возникшие еще в период неустойчивого процесса осадконакопления, определяют проникновение растворов и образование метасоматических залежей. Таким образом на месторождении осуществляется литологический контроль оруденения, который здесь является прямым продолжением тектонического.



Фиг. 2. Ритмы в разрезах вулканогенно-осадочных толщ Сарбайского (скв. 1000) и Соколовского (скв. 491, 984, 1097, 916) месторождений
I — известняки; 2 — туффы; 3 — туфы; 4 — вулканические брекчии; 5 — порфириты; I, II, III... — номера ритмов; цифры в скобках — мощности ритмов, м; цифры слева от колонок — глубины скважин

Пачки пород, слагающие ритмы, в свою очередь имеют дифференцированное и нередко мелкоритмичное строение. В вулканических брекчиях крупность обломочного материала неоднократно меняется то в сторону его увеличения, то в сторону уменьшения; иногда среди вулканических брекчий наблюдаются прослойки туфов, среди туффов — прослойки известняков и т. п.

В туфах, имеющих слоистую текстуру, слоистость обусловлена частым чередованием прослоек с различной крупностью обломочного материала (от пелитового до

грубо псаммитового). Мощность отдельных прослоек колеблется от миллиметров до десятков сантиметров. Нередко внутри прослоек наблюдается размыв и смена крупности обломочного материала аналогично тому, как это имеет место в терригенных обломочных породах.

Рассмотренная ритмичность в генетическом отношении типа туфтит — туф — вулканическая брекчия — порфирит — вулканическая брекчия — туфтит — известняк представляет собой значительный интерес.

Если за основание ритма взять туфтиты, то на примерах ритмов можно видеть, что собственно осадочные породы — известняки — сменяются породами переходного типа — туфтитами, которые постепенно переходят в пирокластические образования — туфы и туфобрекчии, причем крупность обломочного материала посепенно нарастает. Выбросы и накопления грубообломочного материала завершаются излияниями лав, после чего все повторяется в обратном порядке вплоть до образования известняков. Сложно построенные мелкоритмичные пачки горных пород, слагающие ритмы, детализируют общий характер вулканической деятельности и позволяют предполагать, что их появление связано с многократным возобновлением всплеск вулканической деятельности и с их различной интенсивностью. Наконец, повторение ритмов указывает на закономерное повторение этих явлений во времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Изоитко В. М. Закономерности строения вулканогенно-осадочной толщи Сарбайского месторождения. Зап. Ленинград. горного института, т. 47, вып. 2, 1964.
Мазина Е. А. Сб. Геологическое строение «Тургайского прогиба». Тр. ВСЕГЕИ, т. 53, 1961.
Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1961.

Горный институт
Ленинград

Дата поступления
24.XII.1964

УДК 551.781(471.4)

О ФАЦИЯХ НИЖНЕ- И ВЕРХНЕСЫЗРАНСКИХ СЛОЕВ ПАЛЕОГЕНА СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

У. Г. ДИСТАНОВ

Строение и состав ниже- и верхнесызранских слоев, слагающих нижнюю часть палеогена Поволжья, характеризуется значительной изменчивостью. Е. В. Милановский еще в 1925 г. подметил, что наряду с типичным «нормальным» развитием сызранских отложений, сложенных толщей опок и диатомитов, в бассейнах рек Инзы и Барыша наблюдается иной тип их строения, названный им сосновским; представлены они песками с подчиненными прослойками опок, трепелов и диатомитов.

В дальнейшем работами Е. Н. Пермякова (1928), В. В. Буцуры (1951), Г. С. Сенченко (1951), Н. С. Морозова (1951), Е. В. Чибриковой (1951) и особенно А. М. Сычевой-Михайловой (1954, 1958) и У. Г. Дистанова (1962) были значительно расширены представления о характере изменения литологического состава пород в пределах Среднего Поволжья. Этими исследованиями были намечены, в частности, районы развития различных литологических типов пород, высказаны суждения о границе верхнесызранских и саратовских отложений в пределах Волго-Усинского и Волго-Свияжского водоразделов и т. д.

Нижнесызранские отложения повсеместно залегают на размытой поверхности верхнемеловых отложений, отделяясь от них базальной прослойкой известковистой глины или глауконитового в ряде случаев конгломератовидного песчаника мощностью обычно 0,05—0,1 м. В пониженных частях верхнемелового рельефа мощность этого горизонта увеличивается до 1—2 м и более, а в районе с. Белогородни она достигает 15 м (так называемые слои «белогородни» по А. П. Павлову).

На большей части описываемой площади в области нормального развития нижнесызранские слои представлены толщей опок и диатомитов. Опoki обычно среднеслоистые от темно-серых, крепких до светлых. Сложены они в основном аморфным опаловым кремнеземом, частично раскристаллизованным в α -кристобалит (Власов, Дистанов и др., 1959). В значительном количестве (25—30%) в их составе присутствует глинистый материал, представленный преимущественно гидрослюдами, в подчиненном количестве монтмориллонитом (Дистанов, 1961). Мощность опоковой толщи колеблется от 100—120 до 20 м. Максимальные ее мощности наблюдаются в центральной и северо-западной частях описываемой площади. К западу и юго-западу мощность опок сокращается до 25—35 м (у сел. Речка — 30,6 м, Н. Захаркино — 31,5 м и т. д.),

они постепенно обогащаются песчаным в значительной степени глауконитовым материалом и замещаются глауконитовыми и кварцево-глауконитовыми песками. Сокращение мощности опоквой пачки наблюдается и в районе г. Саратова (25,5 м). В северо-западном направлении однородная толща опок (до 80—90 м) прослеживается до современных границ распространения палеогена. Сызранский бассейн простирался в этом направлении несомненно намного дальше существующих границ.

В северной части площади в толще опок наблюдаются линзы и пласты диатомита. Положение пластов диатомита в разрезе не остается постоянным. В северо-западных районах, что было отмечено еще Е. Н. Пермяковым (1928), пласт диатомита залегает в нижней части толщи, отделяясь от верхнемеловых отложений всего лишь 5—10-метровым слоем опок. К востоку (фиг. 1) диатомит занимает более высокое положение, и в районе Барыша, Сенгилея и др. пласт диатомита залегает уже в верхней части нижнесызранской толщи. Мощность линз и пластов диатомита колеблется от единиц до 60—70 м. В районе г. Инзы — с. Папуз и г. Барыш — с. Жадовка — с. Чувашская Решетка диатомиты составляют основную часть разреза.

В области нормального развития опок (и диатомиты), вверх по разрезу постепенно переходят в опоковидные песчаники и глинистые пески верхнесызранских слоев. Литологический состав последних довольно однообразен, мощность их варьирует от 2—3 до 30—35 м. Как уже неоднократно указывалось, увеличение мощности верхнесызранских опоковидных песчаников в какой-то степени компенсируется уменьшением мощности нижнесызранских опок. Граница между нижне- и верхнесызранскими слоями не имеет резкой стратиграфической очерченности и может проводиться лишь условно (Мирчин, 1914; Милановский, 1925; Пермяков, 1928; Леонов, 1961 и др.). Верхняя граница верхнесызранских слоев также в пределах значительной площади условна: глинистые пески и опоковидные песчаники обычно постепенно (правда, довольно быстро) переходят в кварцевые и кварцево-глауконитовые пески саратовских слоев. Местами (в центральных и северо-западных районах) эта граница достаточно четкая и проводится по подошве пачки кварцево-глауконитовых песков и песчаников. В отдельных случаях ею служит прослойка кварцевых сливных песчаников, залегающая в основании саратовских слоев.

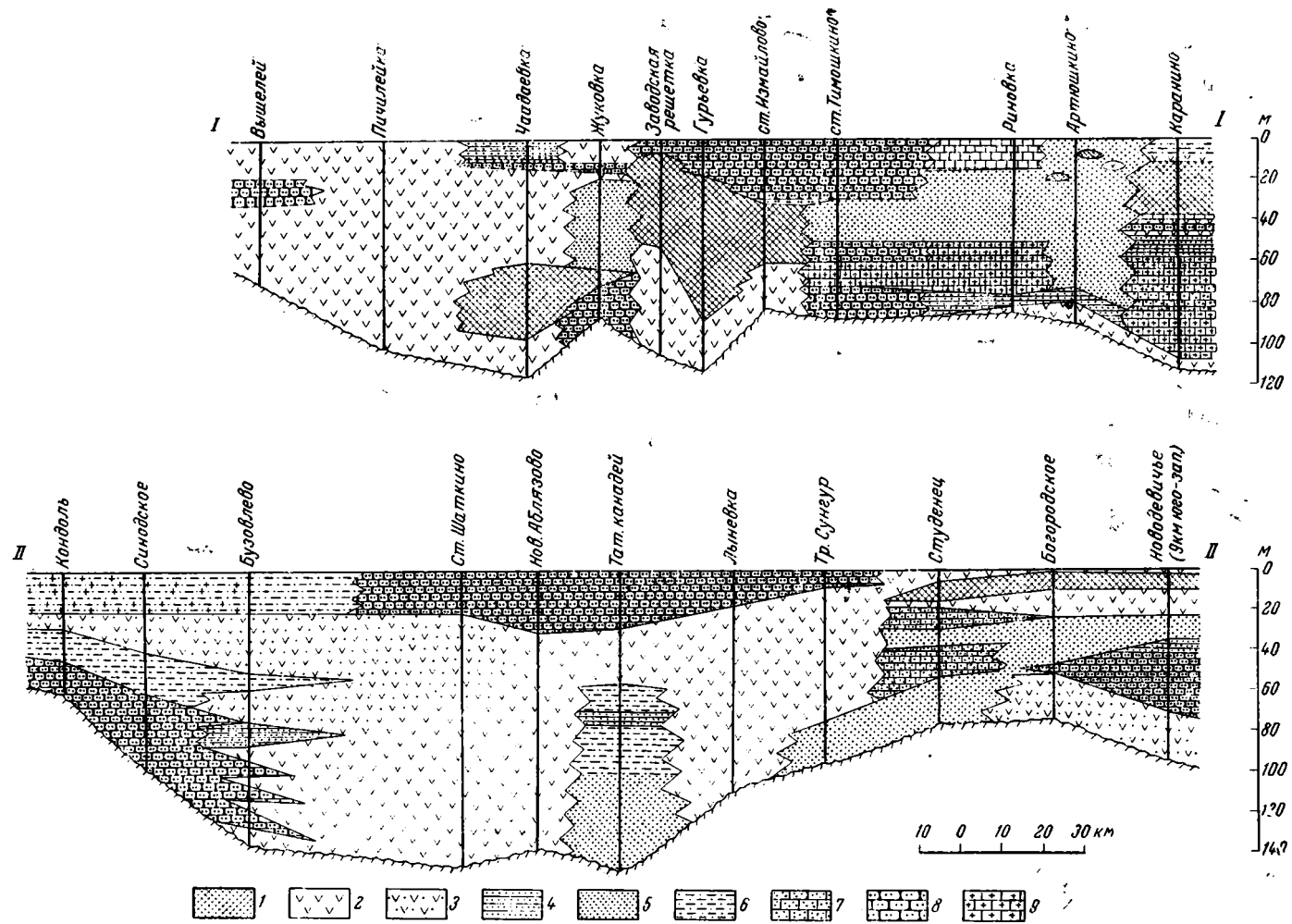
Песчаный (сосновский) тип строения сызранских отложений более характерен для северной части площади. В районе сел Б. Станичное — Глотовка — Юлово на неровной, волнистой поверхности отложений верхнемелового возраста залегает однородная толща кварцевых, хорошо отсортированных песков мощностью до 68—80 м. В ней прослеживаются сравнительно маломощные линзы и прослойки трепелов, диатомитов, песчаников. Ширина зоны песчаных отложений достигает здесь 50—60 км. Переход песчаных отложений в отложения, нормального типа, на что указывали Е. Н. Пермяков (1928), А. М. Сычева-Михайлова (1964, 1958) обычно резкий, пески и песчаники как бы вклиниваются в толщу опок, отмечаются следы размыва, прослойки и включения галек и щебенки опок и трепелов. Иногда смена мощной песчаной толщи опоками происходит на расстоянии всего 3—5 км. К югу указанная зона песчаных отложений (фиг. 2) прослеживается в виде полосы шириной 10—30 км в направлении к г. Кузнецку и далее — к селам Павловка — Шалкино — Покурлей. При этом характер строения толщи несколько меняется: происходит уменьшение зернистости песков, наряду с кварцевыми песками, в разрезе значительное место занимают глинистые пески, опоковидные песчаники. Большее участие в строении толщи принимают опокы.

Другая зона песчаных отложений фиксируется в северо-западной части описываемой площади. В районе сел Ясашная Ташла — Артюшкино основная часть разреза представлена кварцевыми хорошо отсортированными песками. В нижней ее части залегает толща опок, опоковидных и кварцево-глауконитовых песков и песчаников мощностью до 10—15 м. Линзы, прослойки опок и диатомитов наблюдаются и в верхней части песчаной толщи. Зона песчаных отложений шириной до 50—60 км протягивается к югу в направлении сел Михайловка, Студенец и далее к г. Хвалынску. Здесь также происходит увеличение роли глинистых, кварцево-глауконитовых песков и опоковидных песчаников. Местами разрез приобретает трехчленное строение — нижняя и верхняя части его сложены опоками с прослойками диатомитов (особенно в верхней части), средняя — песками. Характер сочленения песков с отложениями нормального типа довольно резкий, однако наблюдаются и постепенные переходы — замещение кварцевых песков кварцево-глауконитовыми, глинистыми песками и далее — опоками. На некоторых участках (в районе сел Кузоватово — Волинщина — Елшанка и др.) большая часть разреза сложена глинистыми песками и опоковидными песчаниками.

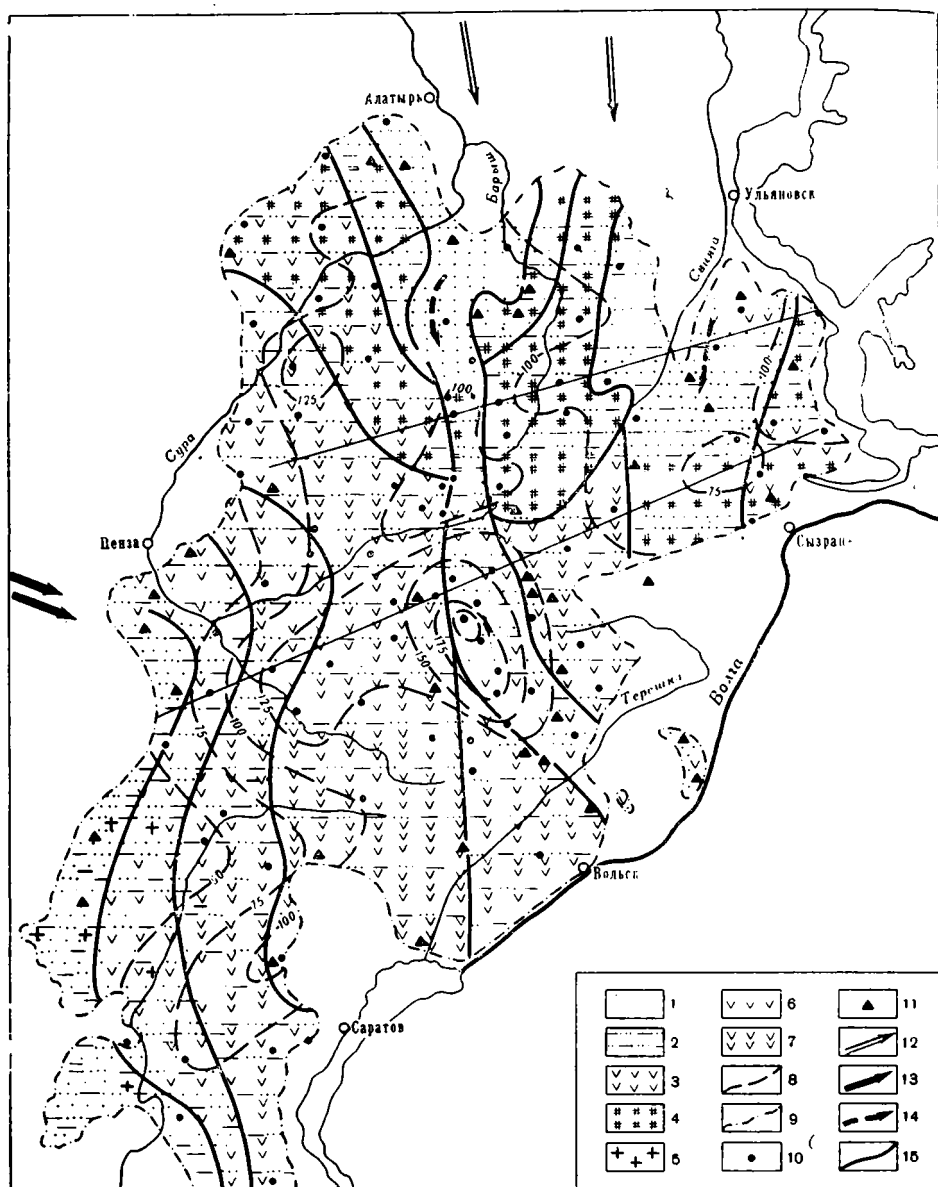
Сравнительно небольшая зона развития песчаных образований выявляется несколько южнее г. Пензы (район сел Крюпановки — Ст. Каменки — Ст. Демкино). Здесь среди опок, глинистых песков прослеживается толща кварцево-глауконитовых и кварцевых, участками косослоистых песков мощностью до 15—20 м.

В районах развития песчаного типа отложений подразделение нижне- и верхнесызранских слоев практически невозможно. Верхняя граница их также довольно условна. Ее следует, видимо, проводить выше опок, диатомитов и опоковидных песчаников, прослеживаемых в виде маломощных слоев и линз в верхней части описываемой толщи (Сенченко, 1951; Дистанов, 1962).

Таким образом, отчетливо прослеживаются две зоны развития песчаных образований, протягивающихся в виде изменчивых по ширине полос с севера на юг. Накоп-



Фиг. 1. Геолого-литологические разрезы сызранских отложений Среднего Поволжья
 1 — диатомит; 2 — опока; 3 — опока песчаная; 4 — глина трепеловидная; 5 — песок кварцевый; 6 — песок глинистый; 7 — песчаник; 8 — песчаник опоковидный; 9 — песчаник глауконитовый



Фиг. 2. Литолого-фациальная карта нижнесызранских отложений палеоцена Среднего Поволжья

1 — пески кварцевые; 2 — пески глинистые; 3 — опоки; 4 — диатомиты; 5 — пески глауконитовые; 6 — чередование пород, количество кустов в разрезе примерно равное; 7 — чередование пород с преобладанием одной из них; 8 — линии равных мощностей; 9 — граница распространения сызранских отложений; 10 — опорные разрезы; 11 — вспомогательные разрезы; 12 — основные направления сноса обломочного материала; 13 — второстепенные направления сноса обломочного материала; 14 — направления морских течений; 15 — границы лито-фациальных зон

ление их, как уже нами указывалось (Дистанов, 1962), происходило в условиях подводных частей дельт, переходящих в морские течения. Привнос обломочного материала мощной речной системой шел с севера, со стороны Балтийской питающей провинции. Об этом свидетельствует, в частности, состав терригенных минералов: тяжелые фракции песков более чем на треть представлены стресс-минералами (дистеном, силлиманитом, ставролитом, андалузитом), характерными для метаморфических пород (Батурин, 1947). Так, например, среднее содержание в них стресс-минералов в районе сел Юлово — Дубровский составляет 44,9%, устойчивых минералов (рутила, турмалина, граната) 18,5%, черных рудных (включая и лейкоксен) 35,1%. В районе с. Б. Станичное стресс-минералы содержатся в количестве 45, устойчивые — 17,9 и рудные — 36,1%.

у с. Самородовка соответственно 38,5, 18,9 и 39,6%. Легкие фракции песков сложены в основном кварцем (93—96% фракции).

Вдоль песчаных зон (в северной половине площади), как бы окаймляя их, располагаются зоны развития диатомитов. Это свидетельствует о том, что близ речных дельт, в местах большого поступления вод, богатых питательным материалом, в сызранское время происходил пышный расцвет диатомовых водорослей (Рожкова и Горещкий, 1945). Этому способствовало и высокое содержание в речных водах растворенного кремнезема. В условиях теплого влажного климата в сызранское время происходило глубокое выветривание алюмосиликатов. Продукты выветривания сносились в палеоэновский бассейн мощной речной системой с огромной водосборной площади, простирающейся на север вплоть до Балтийского шита. Основная масса растворенного кремнезема поглощалась диатомеями в приустьевых частях бассейна. Именно здесь происходило накопление мощных толщ диатомовых илов. Видимо, в этой опресненной зоне бассейна с рН среды, близкой к нейтральной или даже слабокислой, имелись благоприятные условия для сохранения скорлупок диатомей. Как в процессе седиментации, так и в диагенезе они подверглись здесь меньшему агрессивному, растворяющему воздействию вод.

К западу, юго-западу и югу, примерно на линии с. Атемары — г. Никольск — сел Шугурово — Поспелово диатомиты полностью исчезают из разреза и замещаются опоками. В промежуточных зонах нередко наблюдаются породы переходного типа, напоминающие в ряде случаев трепелы. Количество цельных створок диатомей в них значительно меньше, стенки створок подверглись разбуханию, остудневанию, тонкие элементы структуры исчезли, растворились. В типичных опоках цельные створки диатомей уже не различаются, однако наблюдаются многочисленные пигменты, остатки растворения створок. Огромные массы отмерших диатомей, выносимые течениями из прибрежных, приустьевых частей в сторону открытого моря, видимо, попадали в иные условия — среда для их сохранности была менее благоприятной, рН вод был более высок; по данным С. В. Бруевича (1953), Н. М. Страхова (1960) и др., обычные величины рН морских вод составляют 7,7—8,3. Растворение створок началось уже в стадии седиментогенеза, медленного осаждения их на дно водоема. Дальнейшее разрушение створок, перераспределение кремнезема, переотложение его продолжалось в осадке в процессе диагенеза, превращения его в опоку. С удалением от береговой линии меняется и состав опок; наблюдается возрастание их глинистости, переход в ряде случаев в глины кремнистые. Так, в районах верхних течений рек Инзы, Барыша, северс-западной части площади (у г. Инза, сел. Дубенка, Покровка, М. Ремезенки. Алексеев и др.) содержание растворимого (в 5% КОН) кремнезема в опоках составляет в среднем 50—70%, в районах сел Воскресенское — Михайловка оно уменьшается до 50—30%.

Приведенные данные изменения литологического состава пород и содержания кремнезема в пределах сызранского бассейна полностью согласуются с точкой зрения на биогенную природу кремнезема опок, получившую в последнее время обоснование в работах Г. И. Бушинского (1954), Н. М. Страхова (1960) и др.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд. АН СССР, 1947.
- Бруевич С. В. К геохимии кремния в море. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1953.
- Бацура В. В. Верхнесаратовские слои палеоцена Среднего и северной части Нижнего Поволжья. Уч. зап., Саратовск. ун-т, вып. геол., т. 23, 1951.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Изд. АН СССР, 1954.
- Власов В. В., Дистанов У. Г. и др. О составе кремнезема кремнистых пород палеогена Среднего Поволжья. Докл. АН, т. 128, № 6, 1959.
- Дистанов У. Г. О составе глинистого материала палеогеновых опок Среднего Поволжья. Докл. АН СССР, т. 137, № 5, 1961.
- Дистанов У. Г. Литолого-фациальная характеристика нижне- и верхнесызранских отложений палеоцена Ульяновского Поволжья. Докл. АН, т. 147, № 4, 1962.
- Леонов Г. П. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты. Изд. МГУ, 1961.
- Милановский Е. В. Геологический очерк бассейна р. Барыша и правобережья р. Суры в Ульянов. губ. Мемуары геол. отд. о-ва ЛЕАЭ, вып. 1, 1925.
- Мирчинк Г. Ф. Городищенский уезд. Тр. эксп. Н. А. Димо, сер. 1, геология, вып. 7, 1914.
- Морозов Н. С. О нижнесызранских слоях нижней части Волжско-Свияжского водораздела. Уч. зап., Саратовск. гос. ун-т, вып. геол., т. 28, 1951.
- Павлов А. П. О третичных отложениях Симбирской губ. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, 1896.
- Пермяков Е. Н. О литологических изменениях палеоцена и тектонических явлениях бассейна р. Инзы в Ульянов. губ. Бюл. Моск. с-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 6, 1928.

- Рожкова Е. В. и Горецкий Ю. К. Современные кремневые отложения. Диатомиты и трепелы. Тр. Всес. н.-и. ин-та минеральн. сырья, вып. 177, 1945.
- Сенченко Г. С. К стратиграфии палеогена южной части Волго-Свияжского водораздела. Уч. зап., Саратовск. гос. ун-т, вып. геол., т. 23, 1951.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I и II. Изд. АН СССР, 1960.
- Сычева-Михайлова А. М. О фациальных изменениях палеогеновых отложений в Среднем Поволжье. Тр. ВНИГНИ, вып. 4, 1954.
- Сычева-Михайлова А. М. Палеогеновые отложения Среднего Поволжья. В кн. «Мезозойские и третичные отложения центральных частей Русской платформы». Гостехиздат, 1958.
- Чибрикова Е. В. О палеогеновых отложениях краевых частей Ульяновско-Саратовской синеклизы. Уч. зап., Саратовск. гос. ун-т, вып. геол., т. 23, 1951.

Геологический институт,
г. Казань

Дата поступления
7.V.1964

УДК 551.763(471.67)

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ В МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДАГЕСТАНА

Л. И. ГОРБУНОВА

В центральном Дагестане в окрестностях сел Акуша, Мурада, Цудахар на границе нижнего и верхнего мела наблюдается слой (0,10—0,15 м) бледно-зеленой глины монтмориллонитового состава. В образце, взятом из этого слоя в разрезе у с. Акуша,

Таблица 1

Химический анализ измененного вулканического туфа, обр. 6/56, Центральный Дагестан

Компоненты	Содержание, %
SiO ₂ (кварц)	1,96
SiO ₂ (опал)	1,18
SiO ₂ (химически связанная)	54,30
Al ₂ O ₃	19,48
Fe ₂ O ₃ (общее)	6,04
TiO ₂	2,11
MnO	0,02
CaO	2,86
MgO	4,24
K ₂ O	2,57
Na ₂ O	1,26
H ₂ O ⁺	7,02
Сумма	99,90
H ₂ O ⁻	10,03

Примечание. Анализ рассчитан без свободной SiO₂; FeO—в сумме Fe₂O₃; H₂O⁺—в сумме с CO₂ и органическим веществом. Определение всех компонентов, кроме SiO₂ химически связанной, произведено прямым путем.

Обломки (0,2—0,7 мм) тонковолокнистой и тонкопузырчатой пемзы, частично или целиком превращенные в монтмориллонит (фиг. 1, а—в). Они, очевидно, составляли главную массу туфа, сходного с туфом, описанным Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым (1950) в третичных отложениях Грузии. Изредка встречаются эффузивные обломки (0,1—0,3 мм), состоящие из лейст и микролитов плагиоклаза, заключенных в изотропную или слабо поляризующую ожелезненную массу. В незначительном количестве содержатся опал, халцедон, кальцит, кварц (табл. 1), очень редко наблюдаются мельчайшие осколки вулканического стекла.

Минеральный состав фракции 0,01—0,25 мм, выделенной из исходного образца туфа вместе с незаметными примесями нижележащей глины, приведен в табл. 2. Минералы, содержание которых меньше 1%, в таблицу не помещены; к ним относятся пирит (марказит), эпидот, мусковит, биотит, зеленая слюда, хлорит, гранат, турмалин, рутил, сфен, анатаз, дистен, ставролит. Зерна этих минералов имеют угло-

Главные минералы в составе фракции 0,01—0,25 мм, выделенной из сильно измененного пеплового туфа, обр. 6, с. Акуша

Минералы	Характеристика минералов	Содержание, %
Легкая фракция		99
Полевые шпаты	Измененные, редко чистые зерна призматической формы	51
Кварц	1. Чистый, зерна резко-угловатые, реже слегка сглаженные 2. Горный хрусталь — кристаллы призматической формы (комбинация призм и пирамид): в некоторых случаях у основания кристаллов заметно место прикрепления к субстрату	28
Измененные компоненты	Неопределимые и кремнистые	14
Глаукофит	Желто-зеленый, зерна со сглаженной поверхностью различной формы, крупнее остальных зерен	7
Тяжелая фракция		1
Железистые	Красные и бурые непросвечивающие зерна разнообразной крупности и формы; комочки, пластинки, палочкообразные — прямые и изогнутые	29
Черные рудные	Зерна неправильной формы различного размера	17
Нерудные непрозрачные	Зерна неправильной формы различной крупности	16
Глаукофит	Густо-зеленый, зерна и цементный	14
Апатит	Бесцветный чистый и «загрязненный» кристаллы призматической формы	14
Фосфат	Бледно-желтый изотропный, зерна неправильной угловатой и сглаженной формы. Псевдоморфозы по остаткам фораминифер (ядра) и по криноидеям (пластинки пятиугольной звездчатой формы с крестообразным волнистым по кругу погасанием)	4

Подсчеты минералов произвела О. А. Чукашева (ВНИГНИ), описание минералов — автор.

Таблица 3

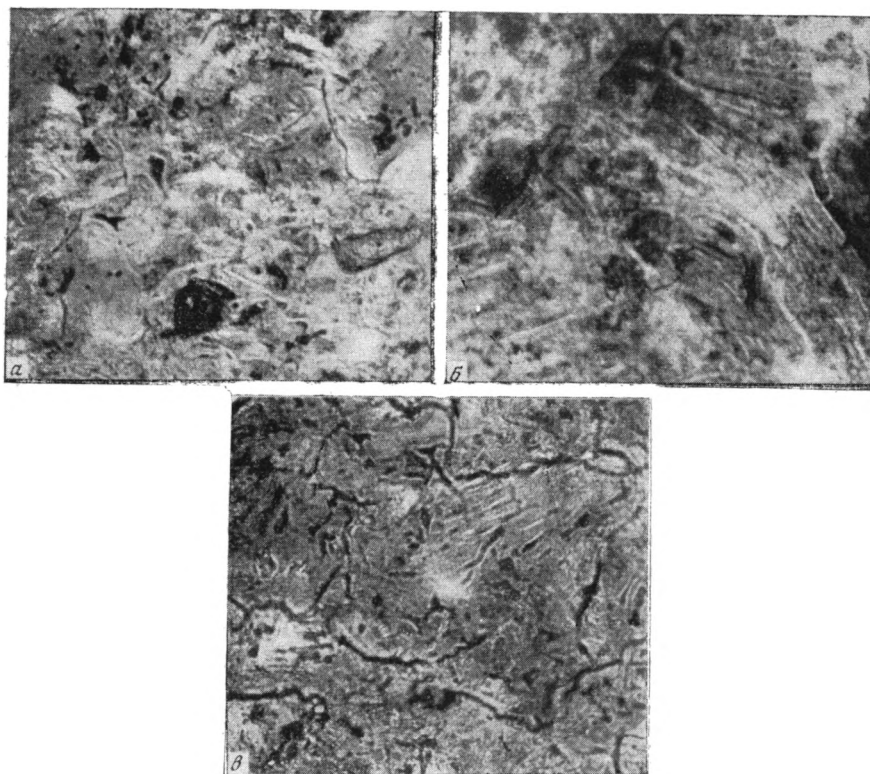
Анализы тонкопелитовой фракции монтмориллонитовой глины, обр. 6

Компоненты	Химический состав, %	Линия дебаграмм		Термические эффекты, t° C
		kX	I	
SiO ₂ силикат	51,45	16,41	О. о. с. ш.	Эндотермические: 1) сильный при 135° 2) слабый растянутый при 640° 3) слабый при 830°, непрерывно переходит в следующий экзотермический при 930°
SiO ₂ свободный	3,64	5,07	Ср. с.	
TiO ₂	1,21	4,52	О. с. ш.	
Al ₂ O ₃	20,17	3,95	О. сл.	
Fe ₂ O ₃	7,11	3,57	Сл. ш.	
FeO	0,39	3,23	Сл. ш.	
CaO	1,19	2,84	Ср. ш.	
MgO	3,59	3,61	О. с. ш.	
K ₂ O	1,17	2,417	Сл.	
Na ₂ O	0,40	2,254	О. о. сл. ш.	
П. п. п.	9,96	1,903	Сл. ш.	
Сумма	100,30	1,723	Сл.	
H ₂ O ⁻	11,06	1,678	Ср.	
H ₂ O ⁺	9,92	1,518	О. с. ш.	
Молекулярные соотношения		1,454	О. сл.	
SiO ₂ силикат:Al ₂ O ₃ =4,348		1,400	О. сл.	
SiO ₂ :R ₂ O ₃ =3,558		1,306	Ср. сл.	
R ₂ O ₃ :Al ₂ O ₃ =0,222		1,252	Ср. сл.	
RO:Al ₂ O ₃ =0,581				

Условные обозначения: о. — очень, с. — сильная, ш. — широкая, ср. — средняя, сл. — слабая. Анализ (химические и рентгеновские) произведены во ВНИГНИ М. Г. Шаповаловой и Ю. М. Королевым; термические — в Геолнерудстроме под руководством И. В. Тунцовой.

вату, редко угловато-сглаженную форму. Аутигенные минералы здесь представлены кварцем (горный хрусталь), глауконитом, апатитом, изотропным фосфатом, пиритом. Краткая характеристика минералов дана в табл. 2, более подробно здесь описываются лишь апатит и глауконит.

Апатит (14—17% фракции) встречаются в виде кристаллов, имеющих форму шестигранной призмы до 0,2 мм длиной, заканчивающейся пирамидой. Среди них можно выделить два типа: 1) чистые прозрачные, N_p близок к 1,635; N_m — к 1,639; $N_m - N_p = 0,004$; 2) темно-коричневые с продольной штриховкой, усеянные с поверхности мельчайшими «пузырьками»; $N_m - N_p = 1,644 - 1,640 = 0,004$ (как у фторапатита).



Фиг. 1. Монтмориллонитовая глина зеленого цвета, залегающая на границе нижнего и верхнего мела. Видна пепловая текстура породы

Обр. 6—56, разрез Акуша, Центральный Дагестан. Шлиф без анализатора, увел. 200, а — реликты стекла; б и в — псевдоморфозы глинистого минерала по волокнистой пемзе

Глауконит желто- и серо-зеленый присутствует в той части туфа, где содержится примесь темно-серой глины, с которой туф находится в контакте. Некоторые зерна глауконита представляют собой ядра круглых фораминифер и имеют сферолитовое строение (с характерным крестообразным погасанием). Преобладают зерна агрегатной структуры со сглаженными контурами и различной величины, колеблющейся в пределах 0,25 мм. Изредка встречаются частицы темно-серой известковой глины размером до 1×2 мм, заключающие в себе кварц и глауконитовые и кальцитовые ядра фораминифер. $N_{ср}$ глауконита около 1,55—1,558 ($>1,555$ и $<1,558$), интерференционная окраска желто- и ярко-зеленая.

В нижележащем сером мергеле (нерастворимый остаток равен 62%) минеральный состав той же фракции близок к приведенному в табл. 2. Важным отличием является следующее: в мергеле фосфатные минералы отсутствуют, но наблюдается значительно большее содержание сульфидов железа (в 60 раз), кварца (в 1,5 раза), глауконита (в 5 раз) и меньшее содержание полевых шпатов (в 2 раза). Следовательно, состав осадка и условия диагенеза нижележащих пород были иными, чем слоя вулканогенной зеленой глины, а поэтому полного отождествления их генезиса быть не может.

Присутствие вулканического туфа на границе нижнего и верхнего мела в Дагестане свидетельствует не только о происходившей в указанное время интенсивной вулканической деятельности вблизи от изученных разрезов Северо-Восточного Кавказа, но и о распространении продуктов извержения на северный склон Кавказа. В связи

с этим можно предположить, что участие вулканического пепла в образовании монтмориллонита не ограничивалось прослойкой зеленой глины, в которую описанный туф непосредственно переходит, но могло быть в большем масштабе. Превращение вулканического материала в глину происходило в условиях морской среды, так как вмещающие породы имеют бесспорно морское происхождение (содержат остатки иноцерамов, белемнитов, аммонитов, фораминифер и др.).

Вулканогенная глина бледно-зеленая, восковидная, жирная на ощупь, в воде быстро разбухает, в отдельных участках вскипает с кислотой. Залегает на черной известковой глине или отделяется от нее прослойком (0,1 м) светло-серого мергеля. Оба контакта весьма четкие. По нижней поверхности слоя и по трещинам глина ожелезнена. В мергеле, залегающем в кровле слоя, наблюдаются многочисленные включения нижележащей зеленой глины различных размеров (но не больше одного сантиметра) угловато, сглаженной и линзовидной формы. Они распределены в нижней части мергеля большей частью беспорядочно, реже по слоистости, верхняя часть слоя мергеля совершенно не содержит следов зеленой глины.

Присутствие кусков быстро разбухающей глины в мергеле можно объяснить лишь тем, что она образовалась на месте своего залегания из обломков туфа.

Гранулометрический состав глины характеризуется двумя фракциями: крупно- и тонкопелитовой, содержащимися почти в равных количествах: незначительную часть составляет алевритовая фракция (около 1%). При обработке глины 2%-ной соляной кислотой на холоду растворяется около 1% навески.

В шлифе глинистое вещество имеет слабо-зеленоватый цвет, в отраженном свете более раскристаллизованная основная масса почти бесцветна, на ее фоне выделяются тонкодисперсные полупросвечивающие сгустки пелита, отличающиеся мутным желтовато-зеленоватым цветом. Интерференционная окраска минерала золотисто-желтая, погасание прямое и одновременное почти по всему полю зрения. Изредка встречаются единичные чешуйки гидрослюда, контуры которых сливаются с окружающим пелитом.

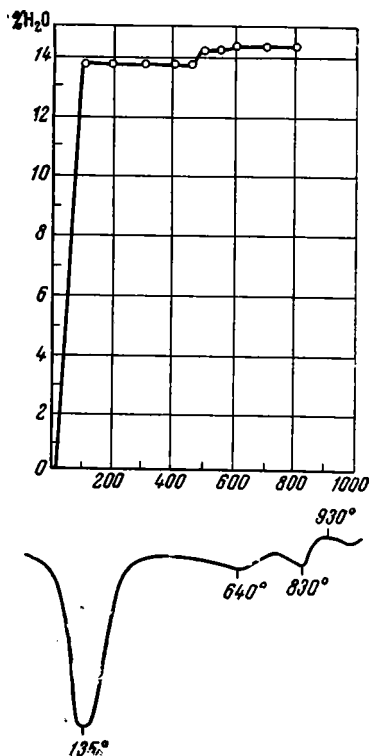
В иммерсионных препаратах исходного образца определено: $Ng' = 1,516—1,528$; $Np' = 1,492—1,506$; $Ng' - Np' = 0,022—0,024$.

Алевритовая фракция (0,10—0,01 мм) состоит из агрегатов пелита, для которых $N_{ср}$ колеблется в пределах 1,501—1,510 ($>1,501$ и $<1,510$).

В свежем препарате большое количество агрегатов имеет резко пониженные показатели преломления, но через 3—4 минуты светопреломление их повышается, достигая указанного уровня. По-видимому, это явление связано с присутствием в агрегатах воздуха, вытесняемого иммерсионной жидкостью.

Крупнопелитовая фракция (0,01—0,001 мм) в сухом виде (снятая с фильтра или фарфоровой чашки) представляет собой пластинки, нижняя поверхность которых более интенсивно окрашена в зеленый цвет, чем верхняя, и отличается от последней более высоким светопреломлением агрегатов ориентированных частиц в следующих пределах: $Ng' = 1,517—1,531$; $Np' = 1,492—1,506$; $Ng' - Np' = 0,022—0,024$. Это объясняется тем, что при отстаивании суспензии вещество дифференцируется по удельному весу и крупности частиц.

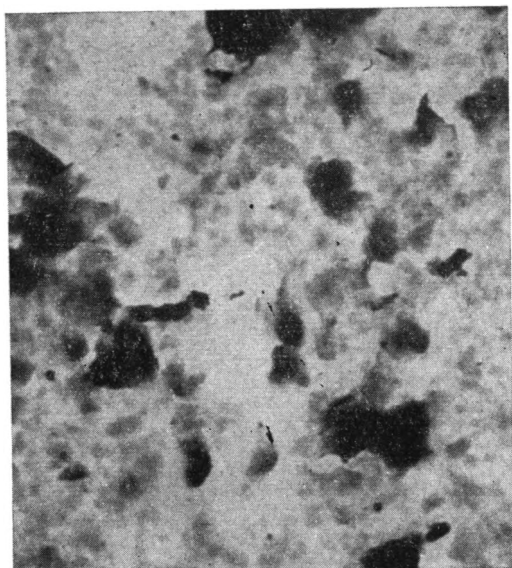
Тонкопелитовая фракция ($<0,001$ мм) в сухом виде почти белая со слабым серовато-зеленоватым и желтоватым оттенками. Агрегаты ориентированных частиц имеют лентовидную и веерообразную форму, их показатели преломления колеблются в следующих интервалах: $Ng' = 1,527—1,531$; $Np' = 1,508—1,516$; $Ng' - Np' = 0,019—0,024$. Сводка аналитических данных, позволяющих определить монтмориллонитовый состав глинистого минерала, приведена в табл. 3. В химическом анализе характерно высокое содержание гигроскопической воды (11%), малое количество калия ($K_2O = 1,17\%$), значительное магния ($MgO = 3,59\%$) и высокий молекулярный коррелятив SiO_2 силикат: $Al_2O_3 = 4,348:1$. Рентгенограмма имеет характерные для монтмориллонита линии, в частности очень интенсивную линию высокого индекса 16,4 кХ. Термограмма и кривая обезвоживания (фиг. 2) показывают, что гигроскопическая вода выделяется в основном до 100° , гидроксильная вода, содержащаяся в меньшем количестве, выделяется главным образом в интервале $450—600^\circ$. На электронномикроскопическом снимке



Фиг. 2. Кривая обезвоживания и термограмма тонкопелитовой фракции монтмориллонитовой глины (обр. 6/56)

(фиг. 3) частицы монтмориллонита слегка просвечивают, имеют пластинчатую неправильную форму и размытые края.

Условия образования изученной глины представляются следующими: вулканический пепел приносился в морской бассейн воздушным путем и осаждался в спокойных гидродинамических условиях, почти не смешиваясь с тонким глинисто-известковым донным осадком. Об этом свидетельствуют отсутствие в составе глины примесей терригенных обломочных зерен, безызвестковистость, несмотря на сильную известковистость



Фиг. 3. Электронно-микроскопический снимок вулканогенной монтмориллонитовой глины

вмещающих отложений; палеогеографическое местонахождение в удаленных от береговой линии участках бассейна (Центральный Дагестан), отсутствие каких-либо органических остатков при изобилии их во вмещающих слой породах. Последнее обстоятельство может указывать на быстрое отложение и захоронение пепла. Значительная крупность пирокластических зерен туфа позволяет предполагать, что источником вулканического пепла были близко расположенные вулканы Южного Кавказа, где известны продукты извержений вулканов мелового времени.

ЛИТЕРАТУРА

Белянкин Д. С. и Петров В. П. Петрографический состав и происхождение аскавских глин. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1950.

Камский филиал ВНИГНИ
Пермь

Дата поступления
25.XII.1964

УДК 552.54 : 552.58

БИОГЕРМНЫЕ И ЖЕЛВАКОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ КЛАССИФИКАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

В. П. МАСЛОВ

Всякая классификация карбонатных пород должна в той или иной мере отражать происхождение породы. Морфология инградиев, связанная с генезисом породы, естественно, становится важным признаком для отличия пород друг от друга. Но чисто морфологическая формальная классификация может повлечь за собой смешение генетических понятий.

За последние десятилетия классификационная группа «биоморфных или цельнораковинных известняков» получила широкое распространение. Под этим понятием подразумеваются известняки, сложенные целыми, не дробленными остатками организмов. В раздел биоморфных известняков попадают планктонные (кокколиты, радиолярии,

фораминиферы и т. д.) и бентосные микроорганизмы, ракушники, кораллы и водоросли, находящиеся на месте их роста. К тому же разделу относятся и биогермные известняки. В то же время криноидные породы, образовавшиеся из перенесенных члеников морских лилий, должны быть исключены из раздела биоморфных в виду того, что скелет организма рассыпается на части после его гибели, несмотря на то, что его части и остались на месте роста. Между тем происхождение таких криноидных известняков ничем не отличается от некоторых биоморфных.

Посмотрим, в чем заключаются основные признаки биогермных известняков и каково их отличие от всех других пород. Биогермным известняком называют породу, образованную прикрепленными ко дну известковыми организмами, находящимися в положении роста при жизни и после своей гибели. Такими организмами могут быть синезеленые и багряные корковые и обволакивающие водоросли, мшанки, кораллы, гидроидные полипы, строматопоры, прикрепленные фораминиферы, известковые губки, черви и т. п. В свое время приводились примеры ископаемых биогермных пород и доказывался их сложный состав, не поддающийся изучению в одном шлифе (Маслов, 1945, 1950). Так же хорошо известна роль биогермных известняков в образовании биогермов и биостромов. И хотя роль рифовых фаций в седиментации учитывается литологами и геологами, значение биогермных известняков не оценивается в должной мере. Между тем биогермные породы могут быть противопоставлены всем остальным осадочным породам. В самом деле, обычный осадок подвержен переносу водой или воздухом до его уплотнения, в то время как биогермный известняк всегда статичен в отношении смещения его компонентов. Более того, биогермные организмы создают структуры, возвышающиеся над дном, которые задерживают в своих углублениях и полостях кластические и детритовые частицы, создавая своеобразные ловушки для подвижного (в водной среде) материала (фиг. 1). Такое принципиальное отличие от всех осадочных пород заставляет нас не только выделить биогермные известняки из формального раздела «биоморфных», но и создать особый тип «биогермных» известняков.

В «Справочном руководстве по петрографии осадочных пород» (т. I и II, 1958), которое является отражением большинства взглядов, биогермные известняки не фигурируют. Они лишь упоминаются («рифовые») в разделе органогенных и биоморфных известняков. В статье Л. Б. Рухина в том же «Справочном руководстве...», трактующей общие закономерности образования осадочных пород (т. I), не упоминаются явления задержки подвижного материала жизнедеятельностью организмов. То же относится и к учебнику М. С. Швецова (1958).

Группа биогермных известняков была выделена автором в 1950 г. среди органогенных известняков. Была показана их особая текстура, которая не позволяет расшифровывать их сущность одним обычным шлифом, а также подчеркивалось явление задержки в «ловушках», образованных торчащими скелетными частями организмов иловатого материала. Однако последнее обстоятельство, т. е. самая важная специфика биогермных пород, ускользнула от внимания исследователей. Некоторые из них выделяют группу биогермных известняков. Так, М. С. Швецов (1958) в третьем издании учебника выделил среди органогенных известняков рифовые и биогермные, не показав разницу между ними (стр. 272—274). На стр. 292 той же книги в генетической классификации известняков в разделе органогенных известняков мы находим соответствующие предыдущим терминам биогермы и строматолиты, т. е. тела, а не породы. Из этого мы можем заключить, что М. С. Швецов придавал особое значение биогермным породам, но не описывал их. Характеристика этого типа известняков в данном учебнике ограничивалась замечанием об обилии прикрепленных организмов и описанием формы биогермов и строматолитов (в то время как биогермные известняки могут и не образовывать биогермы). Онколитовые известняки, по-видимому, попадают в те же биогермные породы (стр. 274).

Некоторые авторы выделяют биогермные известняки в составе биоморфных. Так, В. Г. Махлаев (1964), давший наиболее подробную классификацию органогенных карбонатных пород данково-лебедянских слоев, в разделе биоморфных выделяет биогермные (строматопоровые, серпуловые, строматолитовые (?)) и серпулово-строматолитовые¹ и тафогермные (ракушники)². При такой морфологической, хотя и детальной, классификации элемент генезиса породы легко исчезает. Дело в том, что к явлениям биогермообразования, создающим мощные рифогенные массивы, а также сложное соотношение фаций и оригинальные «пестрые» органогенные текстуры пород, геологи присматривались и неоднократно их описывали, но не осознавали до конца механизм и сущность процесса биогермообразования. Этот процесс, одинаковый в общем виде благодаря росту известковых прикрепленных организмов, различен в разных условиях.

Так, в прибрежных условиях улавливаемый биогермными известняками терригенный материал иногда накапливается в теле биогерма в виде линз мергелей или глин

¹ Строматолитовые породы в классификации В. Г. Махлаева повторяются трижды: в биогермных, в прочих известняках и в хемогенных доломитах.

² Серпуловые фигурируют и в биогермных и в тафогермных и отсутствуют в детритовых известняках. По-видимому, по ошибке серпулоевые ракушники при описании включены в биогермные известняки.

(ордовикские — вазалемские биогермы, Эстония), в то время как сингенетические слоистые известняки, залегающие рядом с биогермами, бедны терригенным материалом.

Биогермные известняки на подводных плато в удалении от берега, почти не содержащие терригенного материала, накапливают детритусовый материал из обломков организмов, живших здесь же (большинство рифогенных массивов), и, наоборот, породы, окружающие массивы обогащены терригенным материалом. Существуют, наконец, рифогенные массивы, вторично погруженные под уровень моря и засоренные принесенным пелитоморфным материалом или химическим остатком, отложившимся в более позднее время в открытых полостях биогермного известняка (например, Ишимбаевские массивы со вторичным отложением верхнеартинского мергеля и кунгурских галогенных минералов, фиг. 1) в кавернах известняка.



Фиг. 1. Соотношение составляющих компонентов в биогермном мшанковом известняке Ишимбая нижнеартинского возраста (скв. № 89/2, глубина 627,5 м)

1 — сетчатые мшанки в положении роста; 2 — слоистые светлые инкрустации вторичного карбоната; 3 — пелитоморфно-шламовый известняк, сингенетичный мшанкам; 4 — бурый, почти черный пелитоморфный битуминозный известняк (верхнеартинского? возраста), заполнивший открытые полости и трещины

Как известно, биогермные известняки обычно обладают большой пористостью и первичной кавернозностью. Но некоторые исследователи (например, Г. И. Теодорович, 1941) одним из ведущих признаков «рифовых известняков» считали «инкрустации». На самом же деле инкрустации — признак не сингенетичный и он может отсутствовать (третичные биогермы Подолии и Молдавии), а главное, не он является существенно важным.

Для отличия биогермных известняков друг от друга пользуются организмом, создающим «костяк» биогерма, но, к сожалению, не всегда легко определить этот биогермообразующий организм и сказать, является ли данный организм «ведущим» или он сочетается с другими организмами (например, багряные водоросли и кораллы в современных рифах).

Непонимание процесса биогермообразования и специфики биогермных известняков приводит иногда к неправильному разделению известняков. Так, например, И. К. Королук (1952), специально изучавшая биогермы Подольских толтр, относит известняки, состоящие из желваков багряных водорослей (гермофитного) и эпифитного происхождения, к биогермным известнякам. На самом же деле желваки корковых водорослей или водорослей и мшанок, обрастая друг друга или нарастая на предыдущей корке, образуются обязательно при шевелении и даже при перекачивании желвака движением воды. Как только желвак не сможет переворачиваться, его нижняя, а затем верхняя части засыпаются осадками и он прекращает рост. Таким образом, желвак по форме имеет больше сходства с галькой (среди которой он иногда растет), но он принципиально отличен от нее тем, что гальки уменьшают свои размеры по мере окатки, а желвак увеличивает свой объем по мере движения.

Отличие органогенных желваков заключается также в том, что при закреплении желвака на дне (заклинивании его, например, между другими желваками или гальками) он сохраняет способность разрастаться вверх и в стороны при наличии свободного пространства. Такие явления наблюдались при изучении онколитов и современных багряных водорослей. Так, например, в ордовике р. Ангара были встречены крупные (до 5 см) онколиты внутри со сферической или близкой к ней слоистостью, которые соприкасались друг с другом плоскими поверхностями в результате разрастания после их закрепления. Участки, не стесненные соседним онколитом, продолжали разрастаться

ся до определенного момента, т. е. до тех пор, пока свободное пространство не было засыпано другими уже не сферическими желвачками такого же происхождения (фиг. 2). Другой пример можно привести из девонских отложений р. Бейхем (Тува), где у желвачков гирванелл и онколитов сначала образовывались несколько слоев вокруг гальки. Затем слои нарастали вверх полусферическими корками благодаря неподвижному положению желваков (фиг. 3). Аналогичный случай описан Кауфманом (Kauffman, 1964) из девона Канады, где в одном образце наблюдались типичные онколиты, а при изменении условий такие онколиты разрастались в мелкие строматолиты, и, наконец, ряд таких строматолитов срастались своими боками.

Таким образом, если считать строматолиты за своеобразные биогермы, органические желваки хотя и образуются иным способом, являются близкими родственниками биогермных пород. Это понятно, если принять во внимание, что и те и другие иногда образуются одинаковыми организмами (багряными или синезелеными водорослями).

Но если биогермный известняк стагичен и может включать в свой состав разнообразные осадки (в том числе и желваки), то желваковые породы образуются при перемещении своих составных частей и обычно состоят из отсортированных по величине желваков.

Для литолога и геолога они имеют важное различие при фациальном анализе: биогермные породы могут образовывать известковые тела, выступающие на дне моря, и быстро накапливать осадок, в то время как желваковые породы способны образовывать лишь линзы и пласты (иногда с косою слоистостью). Правда, ранее было показано, что желваки багряных водорослей, пышно разрастаясь на положительных формах морского дна, способны сильно увеличить скорость накопления осадка и, таким образом, еще более изменить разницу в уровнях подводного рельефа (Маслов, 1962). Но переход в биогерм возможен только после закрепления желваков и нарастания на этой поверхности биогермных сооружений. Такие случаи возможны, но достаточно подробно не описывались. Можно указать, что биогермы Подольских медобор (или толтр) лежат на мелкожелвачковых пыльных известняках, известных под термином «тес»; эти известняки образовались на положительных структурах, возвышаясь над разновозрастными терригенными породами (Маслов, 1962). Но самостоятельно желваковые породы биогермов не образовывали.

Желваковые известняки обычно не фигурируют в качестве особой группы карбонатных пород. Иногда выделяют так называемые «комковатые известняки», которые могут состоять как из желваков водорослей, так и из копролитов или галек и катышей пелитоморфных пород. Онколитовые породы иногда выделяются, причем некоторые западноевропейские исследователи называют их онкоидными, а составляющие их желваки «онкоидами» (Ог, Флюгель и др.). Термин этот неудобный, так как Н. А. Андрусов, а за ним И. К. Корольюк (1952) под онкоидом подразумевали геологическое тело, отвечающее понятию биогерма. Не считая, что каждой породе должен соответствовать термин, составленный из иностранных слов, мы думаем, что для

известняков, образованных желваками органического происхождения, подходящим названием может быть «желваковый известняк».

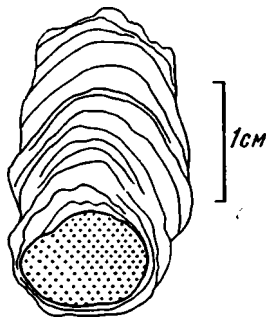
Естественно, что при переводе на другой язык термин желваковый приобретает соответствующее специальное название, как в случаях с песком, глиной, известняком и т. п.

В литературе не раз описывались мощные рифогенные отложения, образованные на положительных структурах. При этом мощности рифогенных осадков значительно, а иногда во много раз превышали окружающие синхроничные породы. В этом случае не последнюю роль играли биогермные, а иногда и желваковые (Маслов, 1962) породы. Поэтому, мне кажется, в выделении биогермных и желваковых известняков как осадка исключительного генезиса заинтересованы не одни литологи, но и тектонисты, и нефтяные геологи.



Фиг. 2. Онколиты нижнего ордовика, закономерно разраставшиеся при их заклинивании и окончании переворачивания их движением воды

Микроструктура выростов лишена микрослоистости, которой обладают онколиты. Качановская шивера низовий р. Ангара. Зарисовка с прищипки



Фиг. 3. Онколит, превращающийся в строматолит в результате закрепления его в первые стадии роста

Девон Тувы, р. Бейхем близ устья. Зарисовка с прищипки

Исходя из сказанного, термин «биоморфный известняк» следует исключить из классификации известняков, как содержащий известняки разной морфологии, разного происхождения и разного значения. Для известняков, образованных целыми остатками организмов, в отличие от пород из ломаных остатков, можно добавлять слово «целый», например: «известняк с преобладанием целых фораминифер». Мне кажется, что в фациальном отношении между целыми и ломаными раковинами фораминифер значительно меньше разницы, чем между целыми фораминиферами и целыми мшанками, образователями биогермных пород.

При подходе к классификации известняков, на наш взгляд, следует поставить в основу в первую очередь процесс, который обуславливает образование данной породы. Обычно молчаливо подразумевается, что отложение извести организмами — процесс общий и одинаковый для большинства известняков, и дальнейшая классификация производится по группам организмов и по степени их сохранности (целые скелеты или ломаные). Отнюдь не возражая против последнего способа расчленения известняков, мы еще раз подчеркиваем, что накопление карбонатных органогенных осадков происходит не только различным способом, но и в результате разных физических процессов, примешивающихся к основному процессу выделения извести организмами. Так, биогермообразование или накопление биогермных известняков (в биогерме или биостроме) связано со стационарным положением составных частей, с задержкой приносимого течением и движением воды терригенного и другого (например, пеплового) материала и с быстрым ростом прикрепленных организмов — и все это благодаря иногда бурному движению воды. В результате биогермные известняки могут содержать участки любых известковых или терригенных пород в полостях и первичных кавернах между остатками биогермообразователей. Исключаются только галогенные породы, но и они часто встречаются как вторичные заполнения в эпигенетический период.

В отсутствии биогермообразования процесс механического переноса и разноса остатков организмов по дну приводит к сортировке и образованию ряда органогенных пород с разной степенью перемещения и состава организмов. Из этой группы выделяются органогенные желваковые известняки, на которых мы останавливались выше.

Совершенно иной процесс накопления связан с планктонными организмами. Их осаждение ближе по способу отложения к химическому выпадению карбоната из раствора. Не даром писчий мел имеет свой особый облик, с трудом сравниваемый с другими органогенными породами.

Наконец, выпавший осадок, кроме биогермного и желвакового, может быть переработан на дне илоедом, в результате чего получаются своеобразные, еще слабо изученные копрогенные породы.

Среди групп известняков тафоморфного и детритусового типов породы обычно состоят из смешения остатков разных организмов, и лишь преобладающий организм дает название породе. Часто приходится давать двойное название, например: «криноидно-фораминиферовый». Поэтому лучше избегать термина «известняк смешанного состава».

Может быть предложена следующая классификация органогенных известняков, не претендующая на исчерпывающую.

А. Известняки из остатков бентосных организмов.

I. Биогермные:

- 1) мшанковые;
- 2) гидрондные и строматопоровые;
- 3) коралловые;
- 4) губковые;
- 5) фораминиферовые (нубекулярные);
- 6) водорослевые известняки;
- 7) строматолиты.

II. Желваковые (онкоидные):

- 1) из гермофитных, эпифитных и зоофитных желваков (Маслов, 1962);
- 2) онколитовые.

III. Тафоморфные (ракушняки):

- 1) фораминиферовые (бентосные);
- 2) пелециподовые;
- 3) гастроподовые;
- 4) брахиоподовые.

IV. Детритовые:

- 1) водорослевые;
- 2) мшанковые;
- 3) эхинидовые (криноидные, из остатков морских ежей и других иглокожих);
- 4) смешанного состава;
- 5) шламмовые (из мелких неопределимых обломков организмов).

Б. Известняки из остатков планктонных организмов:

- 1) кокколитовые;
- 2) мелкофораминиферовые;
- 3) тинтинидовые.

В. Копролитовые известняки.

- Королёв И. К. Подольские толтры и условия их образования. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 110, сер. геол., № 56, 1952.
- Маслов В. П. К вопросу о фазах седиментации и карстообразования погребенных массивов Ишимбая. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1945.
- Маслов В. П. Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Удимского плато. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 118, сер. геол., № 42, 1950.
- Маслов В. П. Ископаемые багряные водоросли СССР и их связь с фациями. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 53, 1962.
- Махлаев В. Г. Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. Изд. «Наука», 1964.
- Степанов В. Я. и Маслов В. П. Вазалемский облицовочный камень, его происхождение и долговечность в постройках. Вспр. петрстр. и минералогии, т. 1, 1953.
- Теодорович Г. И. К систематике карбонатных образований по структурным признакам. Изв. АН СССР, вып. 1, 1941.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолиздат, 1958.
- Kaufmann W. L. Diverse stromatolite forms from the Upper Devonian of Saskatchewan. Bull. Canad. Petrol. Geol. ogists, v. 12, No. 2, 1964.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
5.II.1965

УДК 552.122

О НОВОМ ТИПЕ КОСОЙ СЛОЙЧАТОСТИ

В. А. ГРОССГЕЙМ, Л. С. СМЕРНОВ

Несколько лет назад нами и Г. Ф. Рожковым в районе г. Черткова (УССР) в осадках верхнего тортона был установлен новый тип косої слойчатости, который мы назвали тогда двойной косої слойчатостью. Пласт рыхлых песчаников (3,5 м толщиной) расположенный между двумя горизонтально залегающими пластами плотных известняков, обладал крупной косослойчатой текстурой. Крупные косые слои наклонены под углом 15—22° на юг (170—200°). Внутри этой серии наблюдается более мелкая косая слойчатость, наклоненная почти в том же румбе (падение на SW 180—220° под углом 24—26°). Мощности мелких серий не превосходят 10—15 см. К сожалению, нижний контакт косослойчатых песков с плитой известняка изучить не удалось.

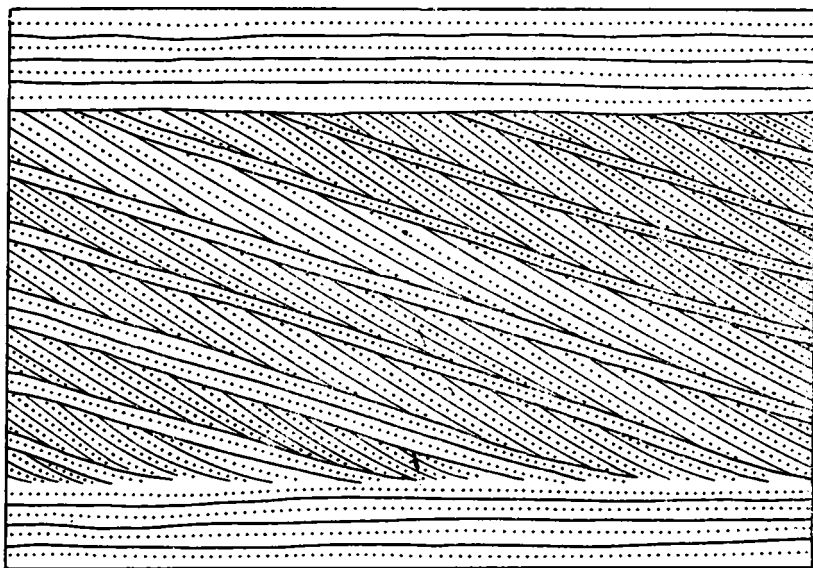
В дальнейшем, изучая ергенинские пески верхнего плиоцена Русской платформы, мы вновь столкнулись с двойной косої слойчатостью. Здесь она оказалась широко распространенной текстурой и наблюдалась нами во многих пунктах от Рязани и почти до Элисты. Подобные текстуры отмечены нами в ачкагыле (?) г. Саратова и в альбских песках Воронежской и Актыбинской областей. Наиболее детально познакомиться с двойной косої слойчатостью удалось в ергенинских песках в ряде карьеров со свежими забоями.

Слоистость такого рода была выделена Л. Н. Ботвинкиной (1962) как один из типов сложной косої слоистости; при этом было высказано предположение о возможном происхождении слоистости этого типа в результате резкого изменения скоростей движения воды (одновременно с небольшим изменением направления течения). Других упоминаний о подобном типе косої слойчатости в литературе нам найти не удалось.

Так как эта текстура, по-видимому, имеет довольно большое распространение при определенных условиях седиментации, она, очевидно, представляет общий интерес. Поэтому мы решили детально описать ее в ергенинских песках, где нами был сделан ряд фотографий и замеров элементов залегания. Следует подчеркнуть, что наши данные относятся к плоскостным срезам и поэтому не являются исчерпывающими.

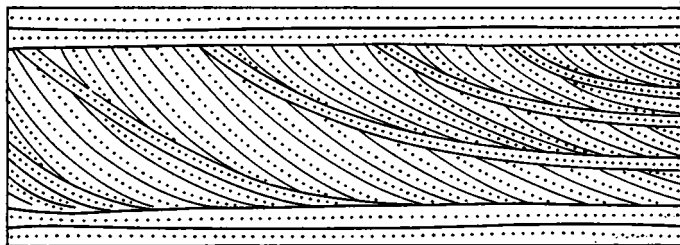
Наиболее распространенным является случай, изображенный на фиг. 1. Между двумя горизонтальными пластами, или поверхностями раздела серий, залегают крупные серия косых слоев (косослойчатый пласт песчаника) в срезе ровных, параллельных и чуть выполаживающихся к подошве. Эта крупная серия, в свою очередь, состоит из мелких серий слоев, чаще всего также прямых и выполаживающихся к подошве. Ограничивающие крупную серию пласты могут иметь также косослойчатую текстуру (но уже одинарную), например в Михайловском карьере или в карьере по р. Истье у дороги Москва — Куйбышев, но чаще они представлены равнослойчатыми или не несущими видимой текстуры (массивными) песчаниками. Такого типа обрамление характерно для крупных серий в карьерах у г. Лев Толстой, у сел. Ерзовка, Чепурники, Гумрак и др. Мощности крупных серий колеблются от нескольких десятков сантиметров до 2,5—3,0 м, а мелких, внутренних — от 5 до 20 см. Элементы залегания крупных и мел-

ких серий, как и в тортонских песках, во всех случаях близки. Так, в одном пласте песчанка в Чепурниках крупные косые слойки (замер сделан по шву между мелкими сериями) падают на восток под углом 8° , а мелкие (замер по поверхностям слойки) в одном случае падают на $SO\ 106^\circ \angle 30^\circ$, а в другом — на $NO\ 80^\circ \angle 22^\circ$. У г. Липецка в одном пласте крупные серии падали на $SO\ 118^\circ \angle 18^\circ$, а мелкие — на $SO\ 105^\circ \angle 28^\circ$. В карьере у с. Ерзовка элементы залегания в крупной серии — $SO\ 110^\circ \angle 10^\circ$, а в мелких — $SO\ 120^\circ \angle 26^\circ$. Число таких примеров можно было бы значительно увеличить.



Фиг. 1. Астаповский карьер, ергенинская свита, срез вдоль элементарной косой серии. Мощность двойной косослойчатой серии 120 см

Движение придонных осадков во всех случаях происходило в одном направлении. Поскольку пласты, несущие двойную текстуру, состояли из зерен кварца различной размерности, чаще всего средне- и крупнозернистой. В сечениях, перпендикулярных движению осадков или под углом к нему, можно наблюдать вогнутые следы пересечения крупных серий с поверхностью среза. В таких случаях и мелкие серии имеют вогнутые выполаживающиеся книзу следы (фиг. 2).



Фиг. 2. Гумрак, ергенинская свита, срез поперек элементарной косой серии. Мощность двойной косослойчатой серии 40 см

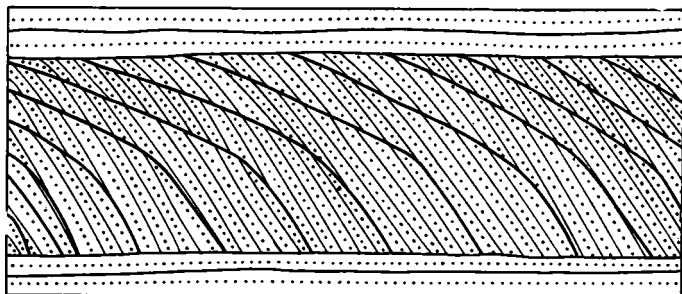
Как же можно объяснить возникновение подобных сложных текстур? Детали некоторых из них указывают и на их генезис.

В случае существования двойных косослойчатых текстур крупные серии бывают наклонены под углами не более $20-22^\circ$, а мелкие — под углами не более $26-30^\circ$ к горизонту (по отношению к крупным сериям этот угол чаще всего колеблется в пределах $8-15^\circ$). Таким образом, максимальные углы косых слойков по отношению к горизонту не превышают углов, характерных для одинарных серий. Из этого можно сделать вывод о том, что мы имеем дело с единой гидродинамической системой.

Существуют разрезы, в которых можно видеть переход от одинарной к двойной косослойчатости (фиг. 3). Они еще более убеждают нас в том, что процесс образова-

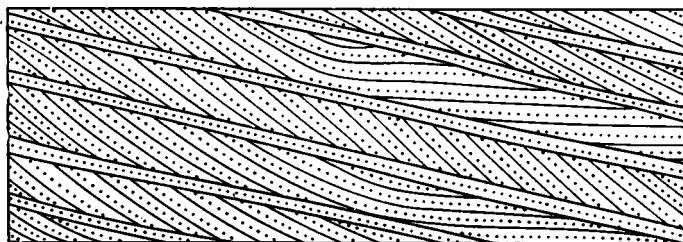
ния сложной двойной текстуры был единым. В самом деле, как следует из рассмотрения фиг. 3, мелкие косые серии внутри крупных образуются лишь тогда, когда крупные серии имеют небольшой угол наклона. В противном случае возникает обычная односторонняя косая слоистость.

Следует обратить внимание на то, что в пределах мелких косослойчатых серий иногда наблюдается изменение углов наклона слоев на обратные по отношению к верхним поверхностям крупных косых серий. По отношению же к горизонтальной пло-



Фиг. 3. Чепурники, ергенинская свита. Мощность двойной косослойчатой серии 25 см

скости углы уменьшаются, но азимут остается прежним (фиг. 4). Следы таких образований на срезе, параллельном направлению перемещения осадков, имеют вид миниатюрных мульд, наклоненных к горизонту. Наконец, еще одна существенная деталь: наличие равнослойчатых разделов между мелкими сериями косых слоев в двойных сериях.



Фиг. 4. Липецк, ергенинская свита. Деталь косослойчатой серии. От верхней до нижней рамки — 50 см

Анализ нашего материала также показывает, что двойная косая слоистость вероятнее всего возникла в результате неравномерности во времени энергии потока, несущего осадки по дну бассейна. В моменты возникновения более интенсивных импульсов образовались крупные валы, нарастающие вниз по уклону дна. Когда такой импульс терял значительную часть энергии и ее уже не хватало на передвижение терригенных частиц в крупных валах, то на их склонах, обращенных в сторону движения потока, сначала отлагались равнослойчатые пески, а затем медленные струи формировали мелкие валики, имеющие небольшой наклон по отношению к крупным валам и большой — по отношению к горизонтальной плоскости (но никогда не превосходящий угла естественного откоса). Новое увеличение энергии потока вело к перекрытию мелких серий и т. д.

Такое периодическое изменение силы потока фиксируется и в одинарных сериях косых слоев. Во многих случаях слоистость маркируется чередованием (через миллиметры или сантиметры) более и менее грубого материала.

Более того, упаковка зерен в одинарных сериях обладает особенностями, сближающими их с двойными сериями. Исследования В. Шварцзачера (Schwarzacher, 1951), Г. Руснака (Rusnak, 1957), Ф. Петиджона (Pettijohn, 1957) и др. показали, что вытянутые зерна в косых слоях не просто ориентированы в плоскости параллельно движению осадка, но и закономерно наклонены по отношению к этой плоскости и к горизонту. Причем закономерность эта такая же, как у гальки в речных потоках, т. е. зерна, как и галька, наклонены навстречу потоку. В результате этого получается своеобразная черепитчатая, как бы микроскопическая косослойчатая текстура. Маст и Поттер (Mast and Potter, 1963) показали, что наклоны зерен зависят от величины угла наклона косого слоя, т. е. от энергии потока. Таким образом, рассматривая более детально

одинарные косослойчатые текстуры, уже можно отметить влияние периодических изменений энергии потока на внутреннее состояние косослойчатых серий, сказывающихся в упаковке зерен и в строении слоев (чередование более и менее грубого материала). В нашем случае можно говорить о влиянии пульсации потока на строение серий. По-видимому, этот более сложный тип движения осадка проявляется значительно реже.

В заключение хочется отметить, что более подробное изучение всех особенностей двойной косой слойчатости может пролить дополнительный свет на происхождение динамических текстур.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Изд. АН СССР, 1962.
 Mast R. F. and Potter P. C. Sedimentary structures, sand shape fabrics and permeability, II. J. Geology, vol. 71, no. 5, 1963.
 Schwarzscher W. Grain orientation in sand and sandstones. J. Sed. Petrology, vol. 21, p. 162—172, 1951.
 Rusnak G. A. The orientation of sand grains under conditions of unidirectional fluid flow. Theory and experiment. J. Geology, vol. 65, p. 384—409, 1957.
 Pettijohn F. J. Sedimentary Rocks. 2 d ed., 718 p. N. Y., Harper and Brothers, 1957.

Всесоюзный нефтяной
 научно-исследовательский геологоразведочный институт
 Ленинград

Дата поступления
 10.IV.1965

УДК 551.762(571.56)

НЕОБЫЧНАЯ ФОРМА КЛАСТИЧЕСКИХ ЗЕРЕН В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАССЕЙНА р. АНАБАР И АНАБАРСКОЙ ГУБЫ

Р. С. РОДИН

При изучении вещественного состава бат-келловейских отложений бассейна р. Анабар в известняках было отмечено присутствие терригенного кварца и плагиоклазов в форме осколков самого необычного вида: пики, серпы, иглы и т. п. (фиг. 1). В шлифах была сделана серия зарисовок острооскольчатого материала (фиг. 2). Известняк але-



Фиг. 1. Острооскольчатый и нормально-осадочный терригенный материал в известняках бат-келловей бассейна р. Анабар. Николи +, увел. 120

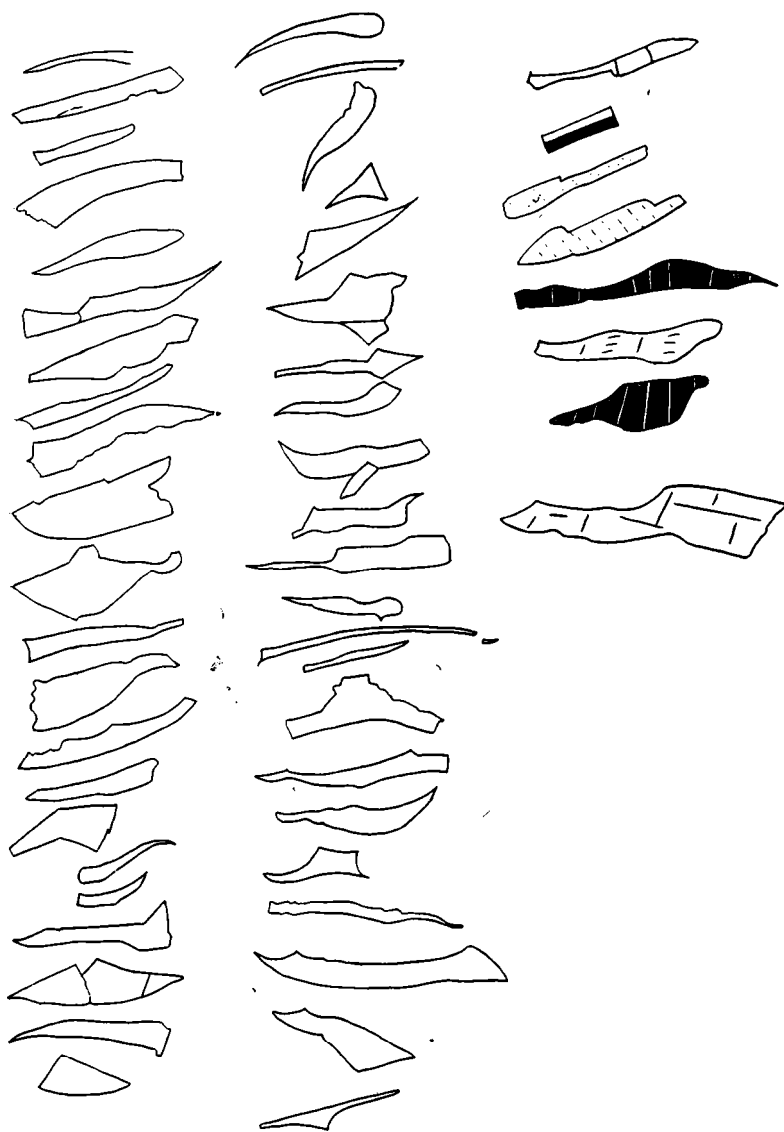
ритистый, мелкокристаллический, на некоторых участках слегка ожелезненный, содержащий 18% терригенного материала. Последний на 50% состоит из кварца и на 50% из полевых шпатов (ортоклаз, решетчатый микроклин, плагиоклаз). В виде единичных зерен отмечаются эпидот, цоизит, амфиболы, пирит и обломки кремней. Кроме того, присутствует углистое вещество и округлые аутигенные образования кремнезема. Осколки кварца и плагиоклаза необычной формы составляют 13—15% от общей массы терригенного материала.

Аналогичное явление в несколько меньшем масштабе наблюдалось и в верхнеюрских отложениях Анабарской губы. Форма осколков здесь более однообразная: в большинстве случаев они имеют вид остроконечных ножей с изогнутым лезвием, равносторонних треугольников с вогнутыми сторонами и т. п. (фиг. 3).

Можно было бы предположить, что осколки такой формы — результат коррозии терригенных зерен кальцитом. Но, во-первых, следы коррозии вследствие перекристаллизации

кальцита наблюдаются отчетливо во всех случаях, когда этот процесс имеет место, а во-вторых, края корродированных зерен обычно сильно изрезаны. Ни того, ни другого признака в осколках не отмечается. Кроме того, в разрезе Анабарской губы осколки встречены как в алевитистом известняке, состоящем из мелкокристаллического каль-

дита и обломков кварца, полевых шпатов, кварцевых пород, мусковита (всего около 20%), так и в глинистом песчанике примерно с таким же составом терригенной части. Содержание осколков необычной формы примерно одинаково и равно 8%. Лишь в глинистом песчанике отмечаются единичные обломки пелитизированных и хлоритизированных эффузивных пород.



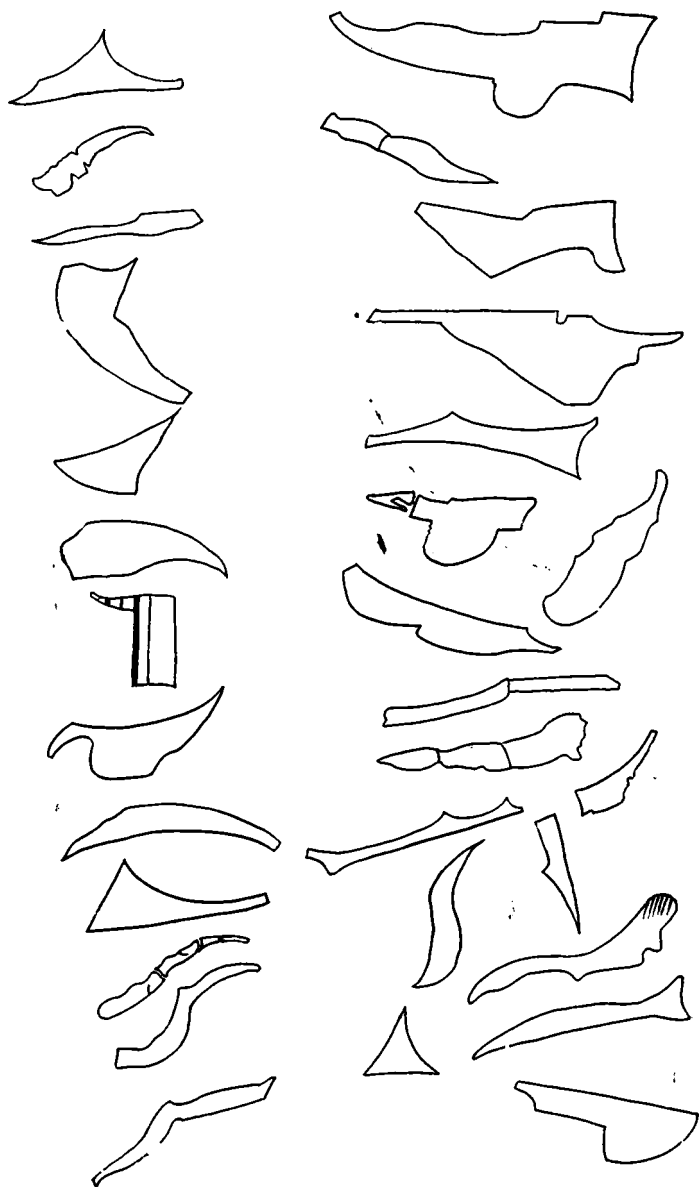
Фиг. 2. Форма кластических зерен в породах бат-келловей бассейна р. Анабар; увел. 250

Тщательное изучение пород, лежащих ниже и выше по разрезу, показало, что в них присутствуют лишь единичные зерна кварца (только кварца), отдаленно напоминающие по форме описанные выше осколки. Иными словами, это нормально-осадочные породы.

Естественно, напрашивается мысль о наличии в бат-келловейских отложениях бассейна р. Анабар и в верхнеюрских — Анабарской губы продуктов вулканической деятельности, тем более, что у некоторых зерен кварца имеются трещины, перпендикулярные удлинению. Последнее считается одним из признаков, характерных для вулканокластического материала. Кроме того, единичные замеры величины симметричного погасания полисинтетических двойников плагиоклазов, имеющих необычную оскольчатую форму, показали, что они по своему составу принадлежат олигоклазам. Таким образом,

если предположить вулканическое происхождение осколчатого материала, то ассоциация олигоклазов и кварца указывает на кислый состав исходных продуктов.

Хотелось бы отметить еще хорошую отсортированность остроосколчатого материала и совпадение средних диаметров его зерен со средними диаметрами кластического материала нормально-осадочного происхождения. Такое совпадение могло быть



Фиг. 3. Форма кластических зерен в породах верхней части верхней юры Анабарской губы; увел. 250

или результатом механической дифференциации всего терригенного материала, что исключается ввиду очень хрупкой конструкции осколков, или результатом воздушной сепарации пепла и попадания его алевритовой фракции в ту часть бассейна осадконакопления, где отлагался терригенный материал алевритовой размерности.

В то же время имеется ряд фактов, противоречащих точке зрения о вулканическом происхождении остроосколчатого кварца и полевых шпатов. Так, например, в шлифах, содержащих осколчатый материал, совершенно отсутствуют обломки стекла, и даже обломки эффузивных пород присутствуют лишь в единичных зернах. Кроме того, наблюдающиеся в породе цветные минералы (биотит, амфиболы) не имеют опацитовых

каемов, характерных для железосодержащих алюмосиликатов вулканического происхождения, хотя, по мнению Е. Ф. Малеева (1963), опацизация фемических минералов наблюдается лишь в том случае, если эти минералы были захвачены при извержении из пород фундамента.

Таким образом, приведенные выше данные, на наш взгляд, скорее всего свидетельствуют в пользу присутствия в верхнеюрских отложениях анабарского района пирокластического материала. Это тем более вероятно, что вулканизм посленижнеюрского возраста, правда, основного состава, с достоверностью установлен на юго-западе Сибирской платформы еще в 1954 г. (Гоньшакова, 1954).

ЛИТЕРАТУРА

- Гоньшакова В. И. О проявлении траппового вулканизма в посленижнеюрское время на Сибирской платформе. Докл. АН СССР, т. 95, № 54, 1954.
Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. Госгеолтехиздат, 1963.

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

Дата поступления
24.II.1965

УДК 551.736.1 (471.53)

ФАЦИЯ «ПРИРИФОВОГО ШЛЕЙФА» В НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПЕРМСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

А. В. НИКУЛИН, А. А. ОБОРИН

В Западном Предуралье нижнепермские рифы широко развиты. Они детально были изучены В. Д. Наливкиным (1955), В. П. Масловым (1950), Д. Ф. Шамовым (1957) и другими исследователями в Башкирии и на Уфимском плато, где они выходят на дневную поверхность. По данным бурения, в прибортовой зоне Предуральского прогиба полоса погребенных под кунгурскими отложениями сылвенско-саргинских рифов прослеживается почти непрерывной полосой вдоль западного борта Сылвенской и Соликамской депрессий до широты г. Соликамска (Грайфер, 1962). Ширина зоны составляет 15—25 км. Мощность рифовых построек от 30—60 на юге до 140 км на севере.

Межрифовые отложения в этой зоне распространены довольно широко. В районе Уфимского плато они описаны В. Д. Наливкиным (1950) под названием шуртанской свиты глинистых известняков, в более северных районах — Б. И. Грайфером (1962). Образование этих отложений происходило одновременно с ростом рифов, частично за счет разрушения тела самого рифа (ракушечники). Среди межрифовых отложений авторами выделяется своеобразный комплекс отложений пририфового шлейфа, образующийся в непосредственной близости от рифа за счет разрушения как самого биогерма, так и облегающих его межрифовых отложений в период обмеления и засолонения бассейна в кунгурское время.

Эти отложения вскрыты многочисленными скважинами. Значительное развитие они имеют в рифовой зоне на западном борту Соликамской депрессии на широте городов Березники и Соликамск. Мощность отложений достигает 5—30 м. Иногда они ошибочно описываются как рифогенные образования. Характерной отличительной чертой данных отложений является их брекчиевидный облик, обусловленный сетью трещин, выполненных серым гипсом или голубовато-серым ангидридом. Чаше встречаются брекчиевидные темно-серые, черные, глинистые, участками окремненные известковистые доломиты, переполненные органическими остатками, среди которых значительное место занимают спикеры губок, членики стеблей криноидей, обломки скелетных частей мшанок, кораллов, раковин брахиопод, пелиципод, мелких фораминифер и остракод (фиг. 1).

Мощность прожилков гипса и ангидрида колеблется от нескольких миллиметров до 5—7 см. Иногда встречаются неокатанные обломки светло-серых органогенно-обломочных и кристаллических доломитизированных рифогенных известняков с остатками мшанок, брахиопод, фораминифер (фиг. 2). Размеры обломков от 1—2 до 10—12 см. Под микроскопом структура породы органогенно-обломочная, пористая. Цементом служит тонкозернистый глинистый доломит или доломитистый мергель. Поры и трещины выполнены волокнистым или мелкозернистым ангидридом. В цементе встречаются мелкие ромбозиды доломита с включениями пелитового материала.

Содержание нерастворимого остатка в глинистых доломитах, по данным химического анализа, колеблется от 18,4 до 48,5%.

Образование «пририфового шлейфа» происходило, очевидно, в основном в кунгурское время, когда в моменты обмеления бассейна вершины многих рифов поднимались

выше уровня воды и разрушались. Наиболее интенсивно разрушались глинисто-карбонатные межрифовые отложения, облекавшие рифы. Сами рифогенные известняки очень устойчивы к разрушению. Многие рифы и до сих пор монолитны и образуют положительные формы рельефа («горы-одиночки»). Очевидно, и прежде, несмотря на то, что



Фиг. 1. Брекчиевидный глинистый органогенно-обломочный известковистый доломит «пририфового шлейфа».

Белое по трещинам — ангидрит



Фиг. 2. Глинистый органогенно-обломочный известковистый доломит с включениями обломков рифогенных светло-серых известняков (полированный шлиф)

они слагали наиболее повышенные участки дна и острова кунгурского засоленного бассейна, тела рифов почти не разрушались. Поэтому в обломках рифогенные известняки встречаются редко. Наоборот, разрушение и оползание пород, облекавших рифы, происходило более интенсивно. Цементирующим материалом служили сульфатные осадки кунгурской лагуны.

ЛИТЕРАТУРА

- Маслов В. П., Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 118, геол. сер., 1950.
 Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1. Изд. АН СССР, 1955.
 Наливкин В. Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сыльвенской депрессии. Гостоптехиздат, 1950.
 Шамоу Д. Ф. Фации сакмаро-артинских отложений Ишимбайского Приуралья. Тр. Уральск. фил. НИИ, вып. II, 1957.

Камский филиал
 Всесоюзного научно-исследовательского
 геологоразведочного нефтяного института
 Пермь

Дата поступления
 11.III.1965 г.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ УРАНОВЫХ РУД НА ПРИМЕРЕ МЕЧЕКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А. БАРАБАШ, К. ВИРАГ

Среди известных в мире многочисленных типов урановых месторождений, залегающих в осадочных породах, как по экономическому значению, так и по распространенности наиболее значительны месторождения в континентальных речных отложениях (Данчев, Лапинская, 1965; Евсеева, Перельман, 1962). О соотношении вмещающих осадочных пород и уранового оруденения в литературе встречаются разнообразное суждения. Их генезис трактуется либо как сингенетический, либо как инфильтрационный, либо, наконец, как результат выделения из восходящих растворов (Батулин и др., 1965; Данчев, Лапинская, 1965; Евсеева, Перельман, 1962. «Материалы международной конференции по мирному использованию атомной энергии», т. 6.)

Вопрос о генезисе Мечекского уранового месторождения уже рассматривался в печати (Barabas, Kiss, 1958), однако многие детали, характеризующие условия миграции и концентрации урана во вмещающих осадках и породах оставались еще не выясненными. Изучая генезис этого месторождения, авторам удалось выявить новые факты, на основании которых стало возможным осветить условия накопления урановых руд в связи с ранее слабо изученными особенностями фациальных условий, с одной стороны, и процессами более позднего эпигенетического перераспределения урановых концентраций — с другой.

Важная, с точки зрения генезиса оруденения, толща подстилающих продуктивных и перекрывающих отложений суммарной мощностью свыше 500 м представлена главным образом аркозовыми песчаниками разнообразной зернистости и алевролитами с кремнистым и глинисто-карбонатным цементом; подчиненная роль принадлежит линзообразным маломощным прослойкам аргиллитов. Все три толщи относятся к аллювиальному комплексу верхней перми. По данным проведенного фациального анализа, среди них встречаются русловые (стрессия и отмелей), старичные, пойменные, пойменно-озерные и болотные отложения. В подстилающих господствуют болотные, а в перекрывающих — русловые отложения. Продуктивная серия пород является переходной между ними. Среди фациальных типов существенную роль играют также отложения стариц русловых отмелей, пойменные и пойменно-озерные.

Состав господствующих литологических типов пород предопределяет и основные геохимические особенности отдельных толщ. Толща подстилающих пород представлена серыми песчаниками преимущественно с кремневым цементом и низким окислительно-восстановительным потенциалом ($O_{Fe} = \frac{2Fe_2O_3}{FeO} < 3$). Толща перекрывающих пород представлена красными песчаниками, главным образом с карбонатно-железисто-глинистым цементом с высоким окислительно-восстановительным потенциалом ($O_{Fe} > 10$). Продуктивная толща ($O_{Fe} = 3-10$) сложена в основном зелеными песчаниками с прослойками серых и красных. Цвет пород обусловлен различным соотношением Fe^{2+} и Fe^{3+} . Содержание Fe^{3+} значительно варьирует. Наибольших значений оно достигает в красных песчаниках кровли продуктивной пачки.

По данным наших исследований, отдельные толщи не представляют собой достаточно строго выдержанных стратиграфических единиц, так как они связаны между собой весьма сложными фациальными переходами, хотя в общих чертах и выдерживаются на довольно значительных площадях.

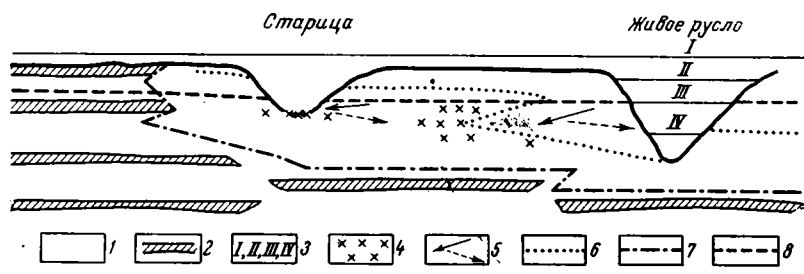
Таким образом, последовательность отложений и условия их формирования таковы. Песчаники почвы продуктивного горизонта представлены в подавляющем большинстве болотными отложениями, для которых характерна восстановительная среда; они постепенно сменяются аллювиальными, главным образом русловыми отложениями, в которых преобладала окислительная обстановка. Климат бассейна осадконакопления был семиаридным. По-видимому, на описываемой территории в верхнепермское время существовала обширная аллювиальная равнина, в пределах которой происходило накопление перечисленных выше фациальных комплексов отложений. Изучение зерен обломочных минералов, степени их окатанности, отсортированности и состава свидетельствуют о том, что область сноса находилась на расстоянии нескольких десятков километров.

На перекрывающих продуктивную толщу красноцветных песчаниках со слабым угловым несогласием залегают речные конгломераты мощностью в несколько метров, отмечающие начало нового цикла седиментации. Выше следует толща красноцветных русловых песчаников мощностью 300—500 м; вверх по разрезу все большее развитие получают глинистые породы, речные фации сменяются лагунными, которые, в свою очередь, сменяются трансгрессивно залегающими морскими отложениями триаса. Море здесь господствовало до мела.

Во время австрийского орогенеза слои были смяты в куполовидную структуру, которая позже была разбита разломами. С этого времени начинается медленная эрозия. Поднятия, сопровождающие крупные надвиговые дислокации аттической и главным

образом родано-валахской фаз складчатости, привели к быстрой денудации перекрывающих отложений и сформировали современный облик района месторождения — открытую по отношению к продуктивной толще перинантиклиналь.

Этот геолого-тектонический фон предопределяет возможность накопления урана. С одной стороны, короткий период существования открытой антиклинали, а с другой — мощная (в несколько сот метров) практически водоупорная толща отложений над продуктивной толщей исключают возможность инфильтрационного генезиса — в том смысле, как это понимается в литературе (Батулин и др., 1965; Евсеева и др., 1962). Зная пространственное распределение оруденения, мы должны отбросить возможность рудоотложения из нисходящих по плоскостям и зонам дробления тектонических нарушений вадозных урансодержащих вод. Против выделения из восходящих растворов свидетельствуют приуроченность оруденения к определенному горизонту и безрудность песчаников непосредственной и глубокой почвы.



Принципиальная схема образования урановых руд, связанных с речными отложениями:

1 — русловые и пойменные отложения; 2 — болотные отложения; 3 — разные уровни воды; 4 — рудные линзы; 5 — направление потока грунтовых вод; 6 — границы отложений окислительной и окислительно-восстановительной зон (переходная зона); 7 — границы между отложениями переходной и восстановительной зон; 8 — средний уровень грунтовых вод

Учитывая вышеизложенное, остается лишь один вероятный путь — ураноносные растворы проникли в продуктивную толщу еще в период ее формирования или вслед за этим, в период образования пермских отложений.

На основании многочисленных замеров кривой слоистости, ориентировки галек и дифференциации обломочного материала можно считать установленным, что во время накопления описываемых отложений главное направление водных потоков было субмеридиальным; точнее, они текли с север-северо-запада на юг-юго-восток. Вместе с тем изменчивость геохимических условий аллювиальных отложений, которым главным образом складывается продуктивная толща, происходит перпендикулярно направлению течения поверхностного и подземного стока.

Учитывая все это, можно предположить, что растворенный уран переносился той же рекой, которая приносила обломочный материал. Отложение урана происходило на этапе раннего диагенеза из раствора, фильтрующегося через рыхлый осадок (см. фигуру).

Окислительно-восстановительный потенциал и pH вод были высокими. Русло реки, отложившей обломочный материал, постоянно менялось — новое русло врезалось в отложения той же реки. В ходе превращения осадка в породу там, где было достаточно много органических веществ, возникла восстановительная обстановка. Между урезом воды в реке и уровнем грунтовых вод в окружающих рыхлых осадках имела постоянная взаимосвязь. При высоком уровне вода проникала из реки в осадки, при низком уровне направление стока было обратным. Так как климат был семиаридным с нехваткой атмосферных осадков, грунтовые воды рыхлых отложений пополнялись в основном за счет поверхностного речного стока, — следовательно, фильтрация в этом направлении преобладала. Ураноносные воды, фильтрующиеся из реки в отложения, находившиеся уже в восстановительной среде, содержали растворенный кислород, который окислял органические и минеральные комплексы, находившиеся в состоянии восстановления. В результате образования Fe^{3+} возникли линзы и языки красноцветных пород. Когда был израсходован кислород фильтрующихся вод, господствующими становились восстановительные условия. При этом путем восстановления U^{6+} переходил в U^{4+} и осаждался обычно в пределах окислительно-восстановительного барьера, на контакте красноцветных пород с сероцветными песчаниками, алевролитами и аргилитами, обогащенными растительным органическим веществом.

В рудоотложении большую роль играли старицы и пойменные озера.

В зависимости от разницы в уровне воды последних и живого русла сток воды мог происходить либо в направлении поймы, либо русла. Однако сильное испарение со свободной поверхности зеркал водных бассейнов поймы, вероятно, приводило к созданию местных понижений уровня, а вместе с этим к повышению концентраций растворенных в воде элементов — в том числе и урана. Как показывают гидрохимические иссле-

дования, иловые воды часто характеризуются значительно повышенным содержанием урана и его элементов-спутников. Отмирающая растительность, попадая в осадок стариц и пойменных озер, создавала резко восстановительную обстановку. Вследствие этого часть урана путем адсорбции и восстановления удерживалась в осадке.

Процессы диагенетической концентрации элементов из иловых вод в близких условиях детально рассматриваются Н. М. Страховым (1962). Когда уровень грунтовых вод становился ниже, чем в старицах и пойменных озерах, их воды устремлялись в окружающие осадки. В этих случаях часть растворенного урана осаждалась в последних в результате процессов, сходных с описанными выше для живого русла.

Рудоотложение шло в первую очередь в восстановленных среднезернистых и песчано-галечных отложениях, ибо во время циркуляции ураноносных вод они имели повышенную проницаемость, которая обусловила возможность фильтрации больших масс ураносодержащих вод из-за повторяющихся колебаний уровня воды в реке, с одной стороны, а с другой — из-за испарения в течение длительного времени. В пределах продуктивной толщи в пойменно-озерных алевроито-глинистых отложениях могли формироваться только небольшие рудные тела со сравнительно низкими содержаниями. Наиболее восстановленные отложения почвы имеют довольно высокий кларк урана, однако рудные тела в них обычно отсутствуют. Причина этого, по-видимому, заключается в том, что концентрация урана, связанного с высоким содержанием органического вещества, происходила только одновременно с осадконакоплением. Дальнейшая концентрация урана из-за низкой пористости и проницаемости пород не происходила; в подстилающих отложениях вдоль русла переходная в отношении Eh зона, благоприятная для рудоотложения, не возникала. С другой стороны, эти осадки из-за низкого pH быстро подвергались окремнению, что создавало дополнительные трудности для интенсивной циркуляции воды. В отложениях кровли из-за окислительной обстановки уран не мог осаждаться, хотя в речной воде, транспортировавшей обломочный материал, он, по-видимому, присутствовал. Об этом свидетельствует тот факт, что в зеленых песчаниках ореолов восстановления вокруг древесных стволов в толще красноцветных пород обычно встречаются небольшие рудные скопления.

При дальнейших процессах превращения осадка в породу уран был переотложен внутри продуктивной толщи. Затем некоторая миграция урана имела место и вдоль более поздних тектонических нарушений и зон трещиноватости, однако этими процессами было вызвано только перераспределение и переотложение уже имевшегося в породах рудного вещества. Без проведения детального историко-геологического исследования подобные урановые концентрации в красноцветных формациях нередко воспринимаются как типично инфильтрационные.

Описанный случай отличается от собственно эпигенетических инфильтрационных концентраций тем, что обломочный материал и уран отложились одной и той же речной системой, причем между осадконакоплением и рудообразованием проходил сравнительно небольшой отрезок времени, а локализация рудных тел урана обуславливается в сущности направлением речного потока. Так как сходные условия описываются в литературе для многих месторождений, нам кажется, что результаты наших исследований могут быть использованы при изучении других месторождений с учетом местных особенностей.

ЛИТЕРАТУРА

- Батулин С. Г., Головин Е. А. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Атомиздат, 1965.
Данчев В. И., Лапинская Т. А. Месторождения радиоактивного сырья. Изд. «Недра», 1965.
Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. Госатомиздат, 1962.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. АН СССР, 1962.
Barabas A. et Kiss J. La genese et le caractere petrographique sedimentaire de l'enrichissement de mineral d'uranium dans la Montagne Mecsek. Actes deuxieme Conf. internal. Nations Unies. Geneve, 1958.

Мечекское горнорудное предприятие
г. Печ
(Венгерская Народная Республика)

Дата поступления
14.V.1965

МЕТОДИКА

УДК 553.86

К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ ЦИРКОНА В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

И. К. ШУЛЕШКО

В последнее время отечественные и зарубежные геологи при изучении метаморфических пород с большим успехом применяют «цирконовую методику» (Poldervaart, 1950, 1955; Eckelmann, 1956; Siddiquie, 1960; Verspyck, 1961 и др.)¹.

Она основана на том, что циркон является наиболее распространенным акцессорным минералом магматических и осадочных пород и обладает высокой устойчивостью к значительным колебаниям температуры и давления, то есть способен сохраняться без изменений при глубоком метаморфизме (исключая метасоматоз) и катаклазе содержащих его пород.

Одним из наиболее важных направлений применения этой методики следует считать возможность определения характера первичного материала (осадочный или магматический) метаморфических пород, что необходимо при решении ряда вопросов, касающихся тектоники, геологической истории района и других вопросов.

Цирконы магматических и осадочных пород различаются по форме зерен: для первых характерны идиоморфные, остроконечные, для вторых — в той или иной степени окатанные зерна. Одним из критериев при сравнении цирконов нескольких пород является коэффициент удлинения $K=l:b$ (отношение длины зерна l к ширине b), равный в среднем для осадочных пород 2, а для магматических почти 3 (Poldervaart, 1955, 1956); кроме того, важное значение имеют окраска зерен, наличие или отсутствие наростов, ядер или включений, следов коррозии и другие особенности.

Цирконы изучаются в специальных концентрациях. Приготовление последних сводится в основном к следующим операциям: 1) размельчение образца весом 400—500 г; 2) отделение немагнитной фракции; 3) выделение фракции тяжелых минералов; 4) кипячение в концентрированной HCl для удаления апатита и монацита; 5) отделение мономинерального концентрата циркона в тяжелых жидкостях. Приготовление мономинерального концентрата требует большой осторожности и занимает много времени.

Для некоторых выводов при изучении метаморфических пород (или интрузивных), например для сравнения характера первичного материала гнейсов или гранито-гнейсов, установления характера слоистости (первичноосадочная или метаморфическая) в мигматитах и гнейсах, для сравнения цирконов из пород, слагающих сложные интрузии и т. д., часто достаточно сравнить коэффициенты удлинения содержащихся в них цирконов. В таких случаях можно избежать приготовления специальных концентратов, а для определения коэффициента удлинения воспользоваться шлифами (сериями шлифов).

Чтобы проверить, соответствуют ли коэффициенты удлинения (K) цирконовых зерен, найденные путем измерений l и b в шлифах, коэффициентам удлинения (K), полученным при измерениях в протолочках (мономинеральных концентратах), был поставлен опыт параллельного нахождения средних значений K обоими методами для одних и тех же образцов.

Для измерений применялся микроскоп с 40* объективом и 6* окуляром с линейкой. Для исключения повторных замеров одного и того же зерна применялся препаратоводитель.

Ниже сравниваются средние значения K , полученные методами измерений в протолочках и шлифах для двух образцов.

¹ Основные направления методики изложены в статье В. М. Чайки (1962).

№ обр.	Способ измерения	Средние значения	Дисперсия	Число измерений
		$K(x)$	S^2	n
75/63	Протолочка	$\bar{x}_1=1,28$	$S_1^2=0,0588$	$n_1=32$
	Шлиф	$\bar{x}_2=1,20$	$S_2^2=0,0478$	$n_2=34$
2103/63	Протолочка	$\bar{x}_1=1,68$	$S_1^2=0,0608$	$n=50$
	Шлиф	$\bar{x}_2=1,57$	$S_2^2=0,1220$	$n=50$

Для образца 75/63 результаты определения K сравнивались по критерию Стьюдента (tq) для пятипроцентного уровня значимости ($q=0,05$):

$$t_q = \frac{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2) \sqrt{\frac{n_1 n_2 (n_1 + n_2 - 2)}{n_1 + n_2}}}{\sqrt{n_1 S_1^2 + n_2 S_2^2}} = 1,40.$$

Табличное значение $t_{0,05}$ равно 2,00 при 64 степенях свободы ($f=n_1+n_2-2$). Неравенство $tq=1,40 < t_{0,05}=2,00$ свидетельствует о том, что расхождения между средними значениями коэффициентов удлинения для образца 75/63, полученные разными методами, не существенны.

Для сравнения результатов обр. 2103/63, ввиду значимо расходящихся дисперсий, применена формула нахождения приближенного значения t критерия (Налимов, 1960):

$$t \approx \frac{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2) \sqrt{n}}{\sqrt{S_1^2 + S_2^2}} = 1,77,$$

при степенях свободы

$$f = \frac{n-1}{c^2 + (1-c)^2} = 35,$$

где

$$C = \frac{S_1^2 \bar{x}_1}{S_1^2 \bar{x}_1 + S_2^2 \bar{x}_2} = 0,63.$$

Сопоставление вычисленного значения t критерия с табличным для пятипроцентного уровня значимости дало также неравенство $t=1,77 < t_{0,05}=2,03$, то есть и в этом случае гипотеза однозначности средних значений коэффициентов не отвергается.

Расхождение значений K образцов 75 и 2103 объясняется различными условиями осадконакопления первичных пород.

Приведенные сопоставления позволяют сделать весьма важный вывод: метод получения K цирконов в шлифах не содержит систематической ошибки; результаты, полученные этим методом, сопоставимы с результатами определения K зерен в протолочках.

Необходимое число зерен для получения надежного среднего значения рассчитывается по формуле $n = \frac{S^2}{\varepsilon^2}$ (Кухаренко, 1947), где n — необходимое количество

зерен, S^2 — дисперсия получаемых отношений, ε — точность замеров (средняя ошибка среднего арифметического). Например, при замере первых 30 зерен, по рассчитанным отношениям (I/b) получена дисперсия, равная 0,1000; принимая необходимую точность измерений ε равную 0,05, подсчитываем минимальное количество зерен для получения надежного среднего по указанной выше формуле; получаем $n=40$, то есть в этом примере 30 замеров недостаточно, и для надежности надо замерить еще минимум 10 зерен.

Итак, установлено, что средние значения коэффициентов K цирконовых зерен можно рассчитывать, используя измерения в шлифах. Этот вывод имеет большое практическое значение, так как он позволяет не затрачивать много времени на приготовление концентратов и, кроме того, позволяет использовать шлифы старых коллекций.

Практически в 1—4 шлифах почти всегда можно замерить достаточное количество зерен цирконов для получения среднего значения коэффициента удлинения, являющегося одним из показателей первичного происхождения породы.

- Кухаренко А. А. Количественный анализ формы галек из древнего аллювия р. Кай-вы. Сов. геология, сб. 18, 1947.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Успехи петрографии в России, 1923.
- Лодочников В. Н. Главнейшие пороодообразующие минералы. Гостеолтехиздат, 1955.
- Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества, 1960.
- Полканов А. А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского п-ова. Изд. АН СССР, 1935.
- Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Краткий курс математической статистики для технических приложений. Физматгиз, 1959.
- Чайка В. М. К методике изучения метаморфических пород. Геол. и геофиз., № 12, 1962.
- Eckelmann, F. Donald and Kulp J. L. The sedimentary origin and stratigraphic equivalence of the so-called Cranberry and Henderson Granites in Western North Carolina. Amer. J. Sci., v. 254, 1956.
- Kulp J. L. and Poldervaart A. The metamorphic history of the Spruce Pim district. Amer. J., v. 254, 1956.
- Poldervaart A. Statistical studies of Zircons as a criterion in granitisation. Nature, v. 165, 1950.
- Poldervaart A. Zircons in rocks. Amer. J., Sci., v. 253, No. 8, 1955.
- Poldervaart A. Zircons in rocks. Amer. J. Sci., v. 254, No. 9, 1956.
- Murthy and Siddiquie. J. Geol., v. 72, No. 1, 1964.
- Verspyck. Zircons of some metamorphic and intrusive rocks from the Aston and Hospitalet massifs (Central Pyrenes). Geol. en mijnbouw, No. 2, 1961.

Лаборатория геологии докембрия
АН СССР
Ленинград

Дата поступления
18.II.1965

УДК 553.541 : 553.661.2

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПИРИТА В УГЛИСТЫХ СЛАНЦАХ

Э. С. ЗАЛМАНЗОН, Г. И. КАРАСЕВА и М. Г. СЕМЕНОВА

Обычно при определении пирита (FeS_2) в осадочных породах — глинах, алевролитах, песках, известняках — можно применять способ расчета по сере.

Сера может содержаться в породах в виде сернистых соединений, элементарной серы, серы сульфидов и серы органических соединений. Самый простой и наиболее часто встречающийся случай — присутствие в породе пирита и гипса — дает возможность рассчитать содержание пирита по определению общей серы за вычетом серы, приходящейся на гипс, который устанавливается из сернистой вытяжки.

Сложнее выявить пирит, когда в породе, наряду с гипсом, имеется некоторое количество гидротроилита (FeS), самородной серы, серы органических соединений. В таких случаях приходится пользоваться методикой последовательного разделения серы по формам, данным Э. А. Остроумовым (1953) для илов Черного моря.

По этой методике сначала производят отгонку серы гидротроилита (в виде сероводорода), затем отделяют сернистые соединения (слабой соляной кислотой), самородную серу (ацетоном), серу пирита (длительное окисление азотной кислотой на холоду) и серу органических соединений (окисление азотной кислотой уд. веса 1,4 с перманганатом при нагревании).

Методика дает очень хорошие результаты на илах и породах с небольшим количеством органического вещества, но при работе с углистыми сланцами, в которых содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ достигает иногда 30—40%, окисление серы, содержащейся в органическом веществе, начинается уже при обработке сланцев азотной кислотой на холоду, и при расчете содержание пирита может быть сильно завышено.

Столкнувшись с необходимостью определения пирита в сланцах, мы решили определять непосредственно железо пирита, используя для этого плохую растворимость его в кислотах, не являющихся окислителями (Пономарев, 1961; Трусев, 1959).

Для растворения всех железистых минералов породы, за исключением пирита, была применена смесь серной и плавиковой кислот.

В табл. 1 приводятся результаты определения различными методиками железа пирита осадочных пород, не содержащих, кроме пирита и небольшого количества гипса, других соединений серы.

Все три метода, как видно из табл. 1, дают вполне сопоставимые результаты.

Однако при анализе углистых сланцев картина получается уже иная (табл. 2).

Содержание железа в пирите осадочных пород, %

Лабораторный номер	Порода, ее местонахождение, автор	Расчет по общей сере за вычетом серы в гипсе	Расчет по сере пирита (методика Остроумова)	Непосредственное определение железа пирита
8	Известково-кремнистые сланцы (материалы Е. А. Соколовой), Тахта-Кара	0,22	0,22	0,21
10	То же	0,28	0,28	0,26
28	» »	0,65	0,65	0,62
30	» »	0,72	0,74	0,70
25	» »	1,10	1,13	1,11
1436	Кремнисто-карбонатная порода, Центральный Казахстан	13,02	12,92	13,07 13,01
1438	То же	19,18	19,09	19,10 19,14

Таблица 2

Содержание железа в пирите углистых сланцев, %

Лабораторный номер	Порода, ее местонахождение, автор	Сорг	Железо валовое	Железо пирита (по расчету $S_{общ} - S_{SO_3}$)	Железо пирита (расчет по сере, метод Остроумова)	Железо пирита, определенное непосредственно
59	Кашпер-рудник, IV пачка сланцев (материалы Е. С. Тихомировой)	28,52	2,37	4,32	1,99	1,11
64	То же, III пачка	37,55	1,61	5,16	1,82	0,72
68	То же, II пачка	19,69	2,76	3,35	2,72	1,07
3083	Сланец, Кашпер-рудник (материалы Л. А. Гуляевой)	28,62	1,44	4,65	1,79	0,56
3084	Сланец, Сизак, Узбекистан (материалы Л. А. Гуляевой)	32,02	5,16	4,88	3,51	3,04
3085	Сланец, Кохтла-Ярви (материалы Л. А. Гуляевой)	39,09	2,28	2,59	2,07	1,93

Как видно из табл. 2, сера органического вещества значительно окисляется почти во всех сланцах, в сланцах № 64 и 3083 при расчете железа пирита по сере количество его получается больше валового содержания железа.

Необходимо было выяснить степень растворения пирита в условиях предлагаемой методики, а также присутствие железа из каких-либо соединений в нерастворимом остатке вместе с пиритом. Силикаты, содержащие железо, при кипячении с плавиковой и серной кислотами в течение 20 минут растворяются полностью, но некоторые минералы железа из группы окисных растворяются с трудом. Вряд ли в углистых сланцах могут существовать значительные примеси окисных минералов железа, однако, наряду с проверкой растворимости анализированных пиритов, взятых из сланцевых толщ, была проверена растворимость ряда окисных минералов железа. Результаты приведены в табл. 3.

Как видно из табл. 3, пирит растворяется незначительно, в одном из анализированных образцов около 1%, что, конечно, при работе с породами не даст ощутимой ошибки. Железистые минералы растворялись почти без остатка, за исключением одного из образцов магнетита. Образец магнетита № 2 растворился незначительно (проверка произведена 2 раза) — остаток составляет до 15,5%. Для углистых сланцев недостаточной растворимостью магнетита можно пренебречь: именно магнетит абсолютно невозможен в смеси с большими количествами органического вещества, но при работе с породами, где магнетит возможен, плохую растворимость его нужно учитывать и вводить проверку определения по наличию в образце серы.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗА ПИРИТА

Тонко растертую навеску породы весом 0,5 г помещают в платиновый тигель и заливают 10 мл серной кислоты (1:1) и 10 мл плавиковой кислоты. Кипятят в течение 20 мин., выливают в 80—100 мл раствора борной кислоты (6 г на 100 мл) и фильтруют через обеззоленный фильтр. Если разложение проведено правильно, фильтрование идет

Растворимость пирита и железистых окисных минералов в смеси плавиковой и серной кислот

Порода, ее местонахождение	Содержание пирита в образце, %	Содержание железа в пирите (расчет по анализу)	Содержание железа в пирите (непосредственное определение)	Ошибка
Пирит				
Пирит, обр. № 1, Казахстан	84,47	39,32	38,81	—0,51
» обр. № 2, Урал	93,25	43,41	43,56	+0,15
Железистые минералы				
	Содержание железа валового, %		Содержание железа в нерастворимом остатке	
Гематит, обр. № 1, КМА	58,72		0,13	
» обр. № 2, Урал	57,00		0,14	
Гидрогетит, Бокал	59,30		0,12	
Железистый песчаник, Северный Казахстан	15,56		0,02	
Магнетит обр. № 1, Северный Кавказ	56,98		0,07	
Магнетит обр. № 2, Урал	35,90		5,58; 4,47	

быстро. Промывают водой несколько раз, чтобы не осталось следов растворенного железа (проба роданистым аммонием). Фильтр озоляют и остаток сплавляют с пиросульфатом калия. В дальнейшем в зависимости от величины остатка раствор колориметрируют с сульфосалициловой кислотой (до 1% железа) или пропускают его через редуктор с висмутом для восстановления железа и титруют перманганатом или бихроматом калия.

Определение можно вести массовым путем в зависимости от имеющейся в распоряжении платиновой посуды. При наличии 10—15 платиновых тиглей или чашек на серию определений затрачивается около 12 рабочих часов.

ВЫВОДЫ

1. Предложен метод определения пирита по содержащемуся в нем железу, основанный на предварительном растворении всех остальных железосодержащих минералов в смеси серной и плавиковой кислот.

2. Метод проверен на анализированных пиритах, на окисных минералах железа, на осадочных породах и на углистых сланцах.

3. Метод дает большое сокращение рабочего времени по сравнению с ранее предложенными методами и может быть проведен массовым путем.

ЛИТЕРАТУРА

- Остроумов Э. А. Метод определения форм соединений серы в отложениях Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. VII, 1953.
 Пономарев А. И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных пород. Изд. АН СССР, 1961.
 Трусов Ю. П. Об определении различных форм железа в горных породах. Ж. аналит. химии, № 1, 1959.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
19.VI.1965 г.

МЕТОДИКА ГЛУБОКОГО РАЗДЕЛЕНИЯ УГЛЕЙ И ГРАФИЧЕСКОЕ ВЫРАЖЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

А. В. ЛАПО

При прослеживании углефикационных различий в ряду бурых и каменных углей ценные результаты дает метод глубокого разделения углей на фракции по удельному весу с последующим химико-петрографическим их изучением. Использование этого метода дает возможность судить о свойствах отдельных микрокомпонентов углей различных групп углефикации (Лапо, Корженевская, 1965).

В статье описывается методика, применяемая нами при разделении различных петрографических типов углей разных групп углефикации. Она была разработана в углепетрографической лаборатории НИИГА при исследовании углей Ленского (Корженевская и Голоушин, 1959), Южно-Якутского (Лапо, 1965) и Канско-Ачинского бассейнов, уточнена и применяется в углепетрографической лаборатории ВСЕГЕИ при исследовании углей Донбасса. Отличительной особенностью данной методики по сравнению с общепринятой в СССР является использование в качестве агрегата для разделения не пробирочной, а проточной центрифуги (суперцентрифуги).

ИЗМЕЛЬЧЕНИЕ — ПРЕДПОСЫЛКА ГЛУБОКОГО РАЗДЕЛЕНИЯ

Необходимое условие, обеспечивающее эффективность разделения угля — его измельчение до размера частиц, соизмеримого с величиной зерен микрокомпонентов в их естественном состоянии. Случай, когда каждая частица представляет собой фрагмент одного какого-нибудь микрокомпонента, а не росток микрокомпонентов, является идеальным. Но если измельчение доводить до полного разобщения на микрокомпоненты, то из-за чрезвычайно малых размеров частиц теряется возможность их петрографического определения. Установлено, что дробление проб до аналитической крупности зерна (0,2 мм), применяемое в методике И. И. Аммосова (1953), не обеспечивает раскрытия зерен микрокомпонентов (Голоушин, Корженевская, 1957). В большинстве случаев измельчение целесообразно ограничивать 0,08 мм, т. е. такими размерами, когда петрографическая диагностика еще возможна, а процентное содержание ростков в измельчаемой пробе сравнительно невелико.

Важным условием, обеспечивающим эффективность дробления, является ударный принцип измельчения. Только в этом случае раскалывание ростков произойдет не по случайным поверхностям, а по плоскостям срастания микрокомпонентов. Это теоретическое положение (Жемчужников, 1932) убедительно доказала экспериментальная работа Макре и Вандлеса (Macrae, Wandless, 1936).

Для предварительного дробления применяется щековая дробилка (приблизительно до 0,25 мм). Дальнейшее измельчение чередуется с частым отсеиванием класса мельче 0,08 мм, для чего используется аппарат непрерывного встряхивания материалов типа Labor 211 (Венгрия), оборудованный для установки 2 сит. Дробление до 0,08 мм производилось вручную. Эффективные результаты может дать, вероятно, лабораторная дробилка МАП-2 (Ходош, 1961).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СУПЕРЦЕНТРИФУГИ

Разделение измельченных проб в тяжелых жидкостях целесообразно производить не на пробирочной центрифуге, как это делается обычно, а на проточной — суперцентрифуге. Использование суперцентрифуги для разделения углей предложил В. Гросс (Gross, 1927)¹.

Использование ее во много раз ускоряет процесс разделения. Недостатком являются дополнительные затраты времени на очистку деталей центрифуги от вещества фракций, но они невелики.

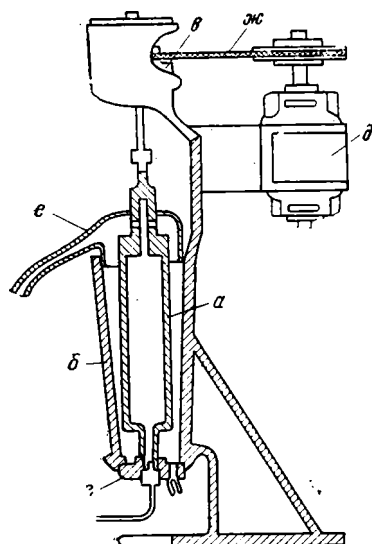
Для работы используется лабораторная суперцентрифуга С-100 (фиг. 1) завода «Физприбор». Скорость вращения ее ротора 20 000 об/мин. Фактор разделения — 12 000 g. Ротор (а) суперцентрифуги помещен в массивный кожух станины (б). Вращение осуществляется электромотором (д) и передается на ротор трикотажным ремнем (ж) и системой аэродинамических опор (в).

В процессе разделения суспензия угля в тяжелой жидкости подается во вращающийся ротор через питательную трубку. Частицы большего, чем жидкость, удельного веса оседают на стенках ротора, емкость которого такова, что максимальный выход тяжелой фракции, полученной без остановки центрифуги, составляет для угля около

¹ Первая экспериментальная работа по глубокому разделению углей на суперцентрифуге была начата в 1952 г. Кререром (Kröger, 1956). В 1957—1958 гг. во ВНИИ «Углеобогащение» (Зарубин, 1957) и Транспортно-энергетическом институте СО АН СССР (Алаев, 1958) были сконструированы специальные лабораторные суперцентрифуги для разделения углей.

150 г. Суспензия с легкими частицами через отверстия в верхней части ротора попадает в сборник (е) и через слив удаляется из центрифуги.

Попадание частицы в легкую или тяжелую фракцию зависит не только от ее удельного веса. Экспериментальное исследование показало (Алаев, 1962), что при определенной скорости подачи суспензии в центрифугу (т. е. производительности центрифуги) существует определенный критический размер частиц, попадающих в тяжелую фракцию. Чистота разделения зависит и от концентрации суспензии. Г. П. Алаев (1962) для повышения эффективности разделения предлагает следующим образом использовать эти зависимости: определив предварительно в раздробленной пробе для каждого из слагающих пробу микрокомпонентов средний диаметр его частиц, подбирать свой режим разделения (производительность центрифуги и концентрацию суспензии) для выделения каждого микрокомпонента.



Фиг. 1. Основные узлы суперцентрифуги С-100

а — ротор; б — станина; в — аэродинамические опоры; г — днище с питательной трубкой; д — электромотор; е — сборник со сливом; ж — трикотажный ремень

форточку в вытяжном шкафу. Часть вытяжного шкафа, где производится засыпка материала пробы, изолирована от основной его части во избежание засорения центрифуги. После тщательного перемешивания суспензии ее подают из сосуда в центрифугу по системе латунных трубок.

В наших исследованиях для сравнимости результатов разделения разных проб режим разделения (размер частиц пробы, производительность центрифуги, концентрация суспензии) сохраняется по возможности постоянным. Для наиболее полного выделения тяжелых фракций суспензия пропускается через центрифугу дважды (без ее остановки), как это рекомендует А. И. Мошев (1935) для разделения осадочных пород.

УСТАНОВКА ДЛЯ РАЗДЕЛЕНИЯ

Суперцентрифуга устанавливается в переоборудованном вытяжном шкафу. Над ней располагаются сосуды от газометра, в которых осуществляется приготовление суспензии угольной пробы в смеси бензола с четыреххлористым углеродом. Жидкость подается в сосуды автомобильным бензонасосом, заблокированным с электромотором, а засыпка угля производится через

ШКАЛА ТЯЖЕЛЫХ ЖИДКОСТЕЙ

При разделении проб клареновых углей И. И. Аммосов (1953) рекомендует использовать постоянную шкалу тяжелых жидкостей. При исследовании разнотипных углей использование такой шкалы нерационально. В этом случае вопрос об интервалах фракции должен решаться отдельно для каждой пробы, что позволяет лучше выявить особенности распределения по фракциям вещества каждой исследуемой пробы.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАЗДЕЛЕНИЯ ПРОБЫ

Разделение на пробирочных центрифугах производится от тяжелых фракций к легким (Аммосов, 1953) или от легких к тяжелым (Корженевская и Голоушин, 1959). Разделение пробы начинается с выделения самой тяжелой фракции — тяжелее 1,6. Затем производится дальнейшее разделение в более легких жидкостях на фракции широких интервалов — через 0,04—0,10, в результате которого выявляется характер распределения вещества пробы по фракциям. Дальнейшему разделению подвергаются те из фракций широкого интервала, которые имеют значительный выход. При этом иногда имеет смысл (до дополнительного разделения фракций широкого интервала) отобрать из них навески для петрографических исследований. Разделение путем сужения интервалов фракций обычно заканчивается тогда, когда выход каждой фракции не превышает 10—15% от веса пробы. Такая последовательность разделения сокращает затраты времени и расход тяжелых жидкостей, а также уменьшает среднюю продолжительность пребывания каждой частицы угля в тяжелой жидкости.

ВЫБОР ТЯЖЕЛЫХ ЖИДКОСТЕЙ

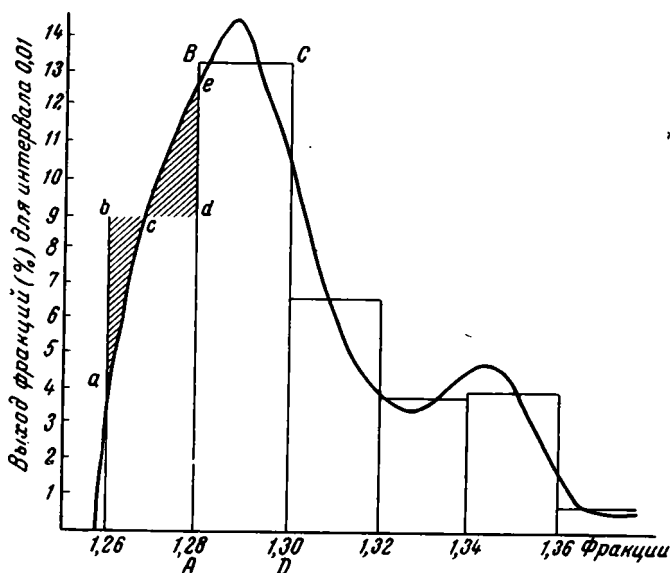
К жидкостям, применяемым для разделения, предъявляются следующие требования (Авдусин, 1953; Kröger, Pohl, Kuthe, 1957): 1) они должны легко и полностью отделяться от угля; 2) повторно использоваться для разделения; 3) вязкость их должна быть небольшой; 4) они должны хорошо смачивать уголь и быть индифферентными к нему; 5) быть устойчивыми на свету и при соприкосновении с воздухом.

Специфические условия работы на суперцентрифуге (значительная поверхность суспензии) обуславливают дополнительные требования к тяжелым жидкостям. Большое значение приобретает стоимость тяжелых жидкостей, так как расход их при работе на суперцентрифуге значительно выше, чем при разделении на пробирочной центрифуге. Кроме того, значительная поверхность испарения требует строгого подхода к выбору компонентов смеси (если тяжелые жидкости приготавливаются из нескольких веществ): их нужно подбирать так, чтобы они имели по возможности близкие значения парциальных давлений паров и удельных теплот парообразования. Если это не будет достигнуто и один из компонентов смеси будет более летуч, чем другой, удельный вес смеси и ее вязкость в процессе разделения будут изменяться, что недопустимо. Жидкостей, полностью отвечающих перечисленным требованиям, пока не найдено. Наиболее подходящими компонентами смеси для разделения углей на суперцентрифуге являются четыреххлористый углерод (CCl_4) и бензол (C_6H_6). Эти жидкости дешевы, хорошо смачивают уголь, устойчивы. После пропускания через суперцентрифугу их смесь сохраняет свой удельный вес. Недостатком смеси является ее неполная индифферентность к углю. Но, как показали опыты И. И. Аммосова (1953), Е. С. Корженевской и Н. С. Голоушина (1959), воздействие смеси на уголь сравнительно невелико; в основном оно сводится к растворению части угля в смеси. Элементарный состав угля при этом почти не изменяется.

СУШКА. ЗАТРАТЫ ВРЕМЕНИ И МАТЕРИАЛОВ

Сушка фракций в наших условиях осуществляется в вакуумном эксикаторе при пониженном давлении и температуре $70-80^\circ$ в течение нескольких часов. После этого фракции взвешивают и отбирают навески для изготовления петрографических препаратов. Химическое изучение может производиться не для всех фракций, а только для наиболее типичных из них.

Общие затраты времени на разделение одной пробы весом $1-2$ кг на $8-10$ фракций составляет $5-7$ рабочих дней; затраты жидкостей: четыреххлористого углерода $4-10$ кг, бензола — $1-2$ кг.



Фиг. 2. График распределения вещества по фракциям единичного интервала

Налдинская угленосная площадь (Южн. Якутия), шт. 36, проба Т-2. Уголь клареновый, по углефикации — коксовый

ПОСТРОЕНИЕ ГРАФИКОВ РАЗДЕЛЕНИЯ

Рассмотрим, как можно рационально графически изобразить результаты разделения углей и петрографического изучения вещества фракций. Существует несколько видов графиков такого рода.

Графики выхода фракций обычно строятся в виде корреляционных диаграмм (Аммосов, 1953 и др.) или простых площадных диаграмм (Fougnier, 1927; Самойлович и Усачева, 1954). В таких графиках учитывается только весовой выход фракций. Между тем, на выход фракций оказывает влияние величина их интервала: чем шире выбран-

ный интервал, тем больше выход фракций. В этом случае невозможно сравнить графики тех проб, разделение которых производилось по разным шкалам тяжелых жидкостей и интервалы фракций которых различны. Поэтому такое сравнение мы предлагаем производить не по графикам выходов фракций, а по *графикам распределения углеродного вещества по фракциям единичного интервала*. Подобные графики используются при изображении результатов ситового анализа углей и торфов (Клюге, 1961; Кислов, 1963); при изображении же результатов разделения углей в тяжелых жидкостях они до сих пор не применялись. Такие графики показывают, какая часть вещества всей пробы приходится на каждый единичный интервал—0,01. Эту величину обозначим через $f(d)$. Для ее отыскания выход фракции (p) делится на ее интервал (Δd) в сотых долях:

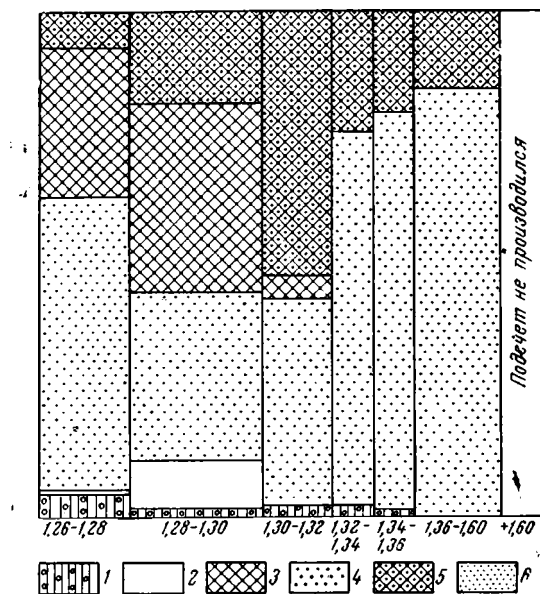
$$f(d) = \frac{p}{\Delta d}.$$

Пример: выход фракции 1,28—1,30 составляет 26,5%. Так как интервал равен 0,02 (1,30—1,28), получаем:

$$f(d) = \frac{26,5\%}{2} = 13,25\%.$$

Построение графиков производится в виде ступенчатых гистограмм («гистограмма строится путем возведения вертикальных линий на краях интервалов и образования ряда соприкасающихся прямоугольников или столбиков»; Шмид, 1960, стр. 118). На горизонтальной оси (фиг. 2) откладываются фракции, а на вертикальной — их выходы для единичного интервала (%).

В приведенном выше примере по вертикальной оси откладывается отрезок, соответствующий 13,25%; на этом расстоянии от горизонтальной оси параллельно ей проводится отрезок в интервале от 1,28 до 1,30. Аналогичные построения производятся для всех других фракций данной пробы.



Фиг. 3. Совмещенное изображение выхода фракций и их петрографического состава

Проба та же, что и на фиг. 2 (фракция 1,26 не нанесена). 1 — сросстки гелифицированного вещества с липоидными компонентами; 2 — бесструктурное гелифицированное вещество; 3 — структурное гелифицированное вещество; 4 — бесструктурное гелифицированное вещество с минеральными включениями; 5 — структурное гелифицированное вещество с минеральными включениями; 6 — пыль гелифицированного вещества

Полученную таким образом гистограмму можно преобразовать в кривую по принципу равенства площадей «прирезаемых» и «отрезаемых» от каждого прямоугольника (на фиг. 2 $Sabc = Scde$).

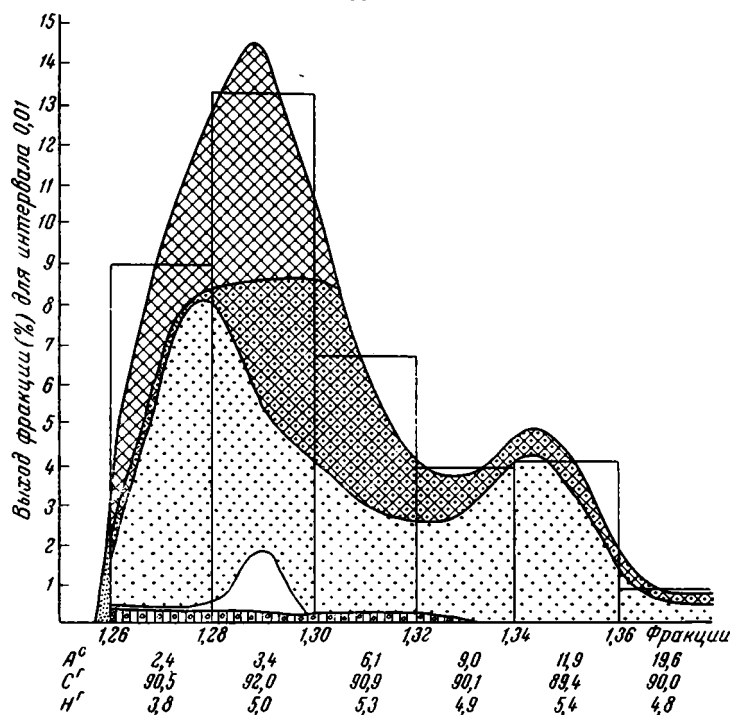
Графики петрографического состава фракций обычно строятся независимо от графиков их выходов. Наглядно показывая петрографический состав фракций, они не отражают состав соотношения фракций. Для большей наглядности целесообразно соотношение фракций разделения и их петрографический состав представлять на одном графике. Простейший случай такого совмещения (фиг. 3) — прием, заимствованный у Ланге (Lange, 1928): график, представляющий собой квадрат, делится на вертикальные полосы, ширина которых пропорциональна выходу фракций; каждая полоса разбивается на прямоугольники пропорционально соотношению петрографических компонентов. Построение такого графика просто и занимает немного времени. Полученный график отражает состав исходной пробы, выход фракций разделения и их петрографический состав. Недостаток такого графика — невозможность выражения различий в интервалах фракций. Поэтому использовать его удобно только на предварительном этапе исследования.

Для сравнения результатов разделения проб по разным шкалам тяжелых жидкостей предлагается производить совмещение на одном чертеже графиков распределения вещества по фракциям единичного интервала и графиков петрографического состава фракций. Такие графики имеют вид ленточных слоистых диаграмм (Шмид, 1960, рис. 44). Для их построения необходимо:

1) Построить график распределения вещества по фракциям единичного интервала, как это описывалось выше (см. фиг. 2).

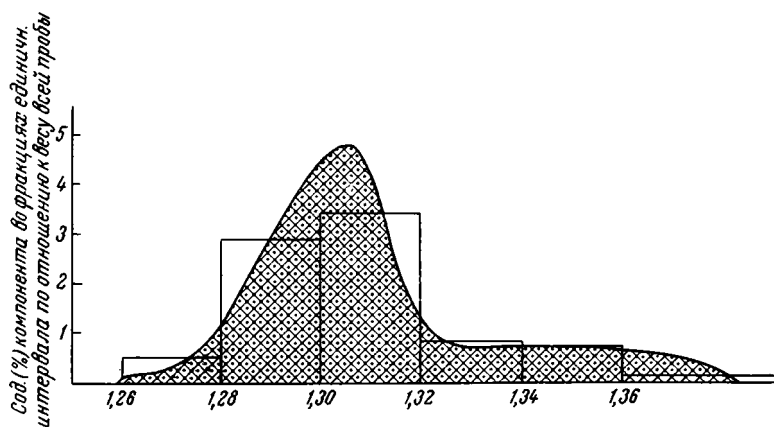
2) Площадь каждого из прямоугольников, соответствующих фракциям, принять за 100% и разбить ее горизонтальными отрезками на участки пропорционально их петрографическому составу.

Если выходы фракций очень различны, и некоторые фракции имеют настолько не-большой выход, что их петрографический состав на график нанести невозможно, целесообразно строить график распределения вещества по фракциям в полулогарифмическом масштабе. Петрографический состав фракций наносится как обычно.



Фиг. 4. Совмещенная кривая

Проба та же, что и на фиг. 2. Условные обозначения см. на фиг. 3



Фиг. 5. Компонентная кривая для структурного гелифицированного вещества с минеральными включениями

Проба та же, что и на фиг. 2

Участки одноименных петрографических компонентов разных фракций можно увязывать друг с другом кривыми по принципу «равенства площадей» или путем соединения середин оснований прямоугольников. Получаемые графики (совмещенные кривые, фиг. 4) значительно нагляднее, чем прямоугольные диаграммы.

Построенные таким образом графики изображают:

а) петрографический состав исходной пробы; б) распределение угольного вещества и его компонентов по фракциям единичного интервала; в) петрографический состав фракций.

Чтобы сделать график еще более содержательным, целесообразно под прямоугольниками, изображающими фракции, указывать некоторые основные цифры их химического состава.

Сравнение характера распределения по фракциям какого-либо определенного микрокомпонента в углях разных групп углефикации (а иногда и разных компонентов в одной пробе) неудобно производить по «совмещенным кривым». Для этого нами используются *графики распределения по фракциям петрографических компонентов*. По ним видно, какая часть из всего количества, содержащегося в пробе компонента, приурочена к данной фракции.

Для построения графиков распределения компонентов по вертикальной оси откладывается процент содержания компонента в данной фракции по отношению ко всей пробе (т. е. произведение содержания компонента во фракции на выход данной фракции для единичного интервала). Этот отрезок графически может быть снят с совмещенных графиков в их прямоугольном изображении и отложен от горизонтальной оси. Получившаяся ломаная линия может быть преобразована в кривую (компонентная кривая) по принципу равенства площадей (фиг. 5).

По таким графикам можно судить об интервалах разделения микрокомпонента и о его максимальной приуроченности к той или иной фракции (моду). Для этой цели непригодны графики, показывающие содержание во фракциях микрокомпонента, но не учитывающие соотношения фракций (такие графики строил Г. П. Алаев, 1958, неточно называя их графиками распределения микрокомпонентов по фракциям).

Предлагаемые построения обеспечивают наглядное изображение результатов глубокого разделения углей и последующего петрографического изучения вещества фракций.

ЛИТЕРАТУРА

- А в д у с и н П. П. Глинистые осадочные породы. Изд. АН СССР, 1953.
- А л а е в Г. Н. Выделение микрокомпонентов каменных углей во фракциях различного удельного веса. Изв. СО АН СССР, № 10, 1958.
- А л а е в Г. П. Разделение угольного вещества на микрокомпоненты методом центробежной сепарации. Химия и технология топлива и масел, № 3, 1962.
- А м м о с о в И. И. Разделение в тяжелых жидкостях как метод характеристики углей. В сб. «Химия и генезис твердых горючих ископаемых». Изд. АН СССР, 1953.
- А м м о с о в И. И. Характерные особенности типичных углей востока и севера СССР. Изд. АН СССР, 1953.
- Г о л о у ш и н Н. С. и К о р ж е н е в с к а я Е. С. Применение к углям метода разделения на фракции в тяжелых жидкостях. Инф. бюл. НИИГА, вып. 4, 1957.
- Ж е м ч у ж н и к о в Ю. А. Новые идеи и пути обогащения угля на основе угольной петрографии. Горно-обогатительное дело, № 11, 1932.
- З а р у б и н Л. С. Лабораторная центрифуга для фракционного анализа угольных порошков. Сб. информаций по обогащению и брикетированию углей. ВНИИ «Углеобогащение», вып. 4, 1957.
- Инструкция по эксплуатации суперцентрифуги непрерывного действия С-100. Фрунзе.
- К и с л о в Н. В. О весовом распределении торфяных частиц по фракциям. Торфяная промышленность, № 5, 1963.
- К л ю г е В. Представление результатов ситового анализа в виде кривых распределения по крупности. Глюкауф (русс. пер.), № 1, 1961.
- К о р ж е н е в с к а я Е. С. и Г о л о у ш и н Н. С. Особенности химико-петрографической характеристики углей Ленского бассейна. Тр. НИИГА, т. 107, 1959.
- Л а п о А. В. Об интерпретации результатов разделения углей на фракции. «Литология и полезные ископаемые», № 3, 1965.
- Л а п о А. В., К о р ж е н е в с к а я Е. С. Значение метода разделения углей в тяжелых жидкостях при углепетрографических исследованиях. В сб. «Материалы к IX совещ. работников лабораторий геологич. организаций», Изд. «Наука», вып. 8.
- М о ш е в А. И. Разделение минералов тяжелыми жидкостями по принципу непрерывного центрифугирования. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 64, № 1, 1935.
- С а м о й л о в и ч П. Я. и У с а ч е в а А. В. Химико-петрографическое изучение углей Донбасса. Геолого-углехимическая карта Донбасса. Вып. 8, 1954.
- Х о д о ш М. Б. Машина МАП-2 для измельчения угля. Горнодобывающая промышленность Казахстана, сб. 3(24), 1961.
- Ш м и д К. Ф. Руководство по графическим изображениям. Госстатиздат, 1960.
- F o u g n e r B. Über die Trennung feinsten Gemenge durch Zentrifugieren in schweren Flüssigkeiten, ein Verfahren insbesondere für die weitere Erforschung der Steinkohle. Zeit. der Oberschl. Bergd. und Hüttenm. Vereins. Bd. 66, N 10—11, 1927.
- G r o s s W. Kohlenpetrographische Untersuchungen auf Grund des spez. Gewichts des einzelnen Komponenten, die durch Zentrifugieren in schweren Flüssigkeiten erhalten wurden. Zentralbl. für Mineralogie, Abt. A, Bd. 12, 1927.
- K r ö g e r C. Die physikalischen und chemischen Eigenschaften der Steinkohlengefügebestandteile (Macerale). Brennstoff Chemie, 1956, Bd. 37, Nr. 11—12.

- Kröger C., Pohl A., Kuthe F. Über die Isolierung der Stenkohlengefügebestandteile aus Glanz — und Mattkohlen von Ruhrflözen. Glückauf, Bd. 93, N 5—6, 1957.
- Lange T. Die stoffliche Zerlegung der Kohle durch die Schwimm- und Sinkanalyse. Zet. der Oberschl. Berg — und Hüttenm. Vereins. Bd. 67, N 4—5. 1928.
- Macrae J. C., Wandless A. M. The Separation of Plant Remains from Durain by Mechanical Means. Fuel, v. 15, N 3, 1936.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Дата поступления
12.III.1965

УДК 552.121

О МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ ДВОЙНИКОВ И ДИСЛОКАЦИИ КВАРЦА В ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ШЛИФАХ

И. М. СИМАНОВИЧ

Петрографическое изучение кварцевых зерен из различных горных пород позволяет выяснить лишь ряд их кристаллооптических свойств: характер угасания, осность и т. д. В горных породах кварц, как правило, ксеноморфен, и в нем отсутствует спайность, что еще больше ограничивает возможности его изучения. Вследствие этого кварц горных пород обычно считается малоперспективным объектом с точки зрения различных петрологических построений.

В практике кристаллографических исследований широко применяется метод травления кварца плавиковой кислотой, с целью выявления его двойникового строения, а также выходов на поверхность (естественную или искусственную) дислокаций кристаллической решетки (Цинзерлинг, 1961; Цинзерлинг и Миронова, 1964). Двойникование кварца по наиболее распространенному дофинеysкому закону неразличимо обычными кристаллооптическими методами, так как двойниковые индивиды вращают плоскость поляризации в одном направлении. Различная глубина травления индивидов, а также характер возникающих фигур травления позволяют в отраженном свете отчетливо наблюдать контуры дофинеysких двойников.

В противоположность кварцу, двойниковое строение полевых шпатов, легко поддающиеся изучению кристаллооптическими методами, исследовано в настоящее время очень детально. Между тем информация, которую несут в себе полевешпатовые двойники, ограничена, поскольку положение двойниковых швов в кристаллах полевых шпатов определяется лишь условиями роста последних и, по-видимому, не изменяется при различных вторичных преобразованиях горных пород. С этой точки зрения, изучение дофинеysкого двойникования кварца горных пород представляет исключительный интерес.

Энергия дофинеysкого двойникования кварца сравнительно низка (Цинзерлинг, 1961), вследствие чего границы дофинеysких двойников легко перемещаются под воздействием различных механических факторов. Проведенные нами исследования морфологии дофинеysких двойников в кварце шокшинских кварцитов (Карелия), результаты которых будут опубликованы в специальной статье, подтвердили тесную зависимость морфологии двойников от различных геологических факторов, действовавших на породу, — тектонических напряжений, интрузивного тепла и т. д.

Для изучения двойников кварца в горных породах необходимо иметь специальные шлифы, приготовленные из этих пород, позволяющие вести наблюдения как в проходящем поляризованном, так и в отраженном свете. Способ их приготовления заключается в следующем.

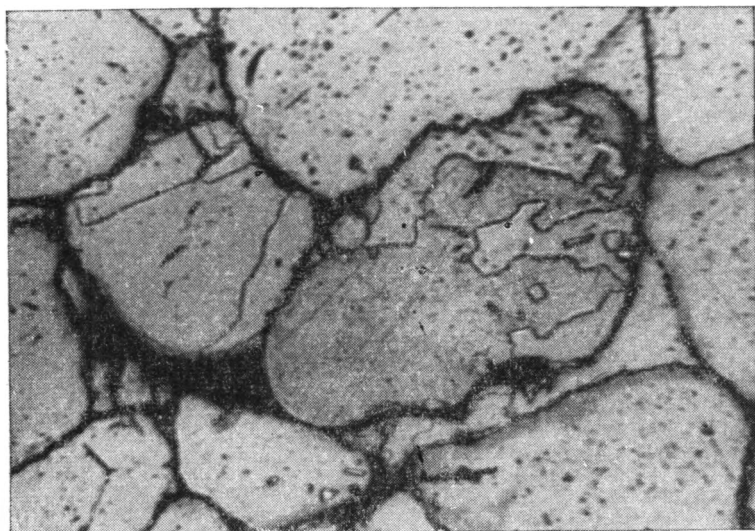
1. Из изучаемых пород очень тщательно готовят отполированные аншлифы. Следует отметить, что обычная полировка, вполне удовлетворительная для минераграфического изучения аншлифов, оказывается недостаточной. Дело в том, что мельчайшие царапины, незаметные даже при больших увеличениях, при последующей обработке в плавиковой кислоте сильно растравливаются и покрывают полированную поверхность густой сетью штрихов. Для доводки полированных поверхностей была использована сгушенная взвесь окиси хрома, полученная путем взмучивания и последующего десятиминутного отстаивания порошка в дистиллированной воде. Доводка производится на сукне в течение 15—20 минут.

2. Травление аншлифов производится в растворе, состоящем из 1 части 40%-ной плавиковой кислоты и 3 частей концентрированной борной кислоты, в течение 1,5—2 часов.

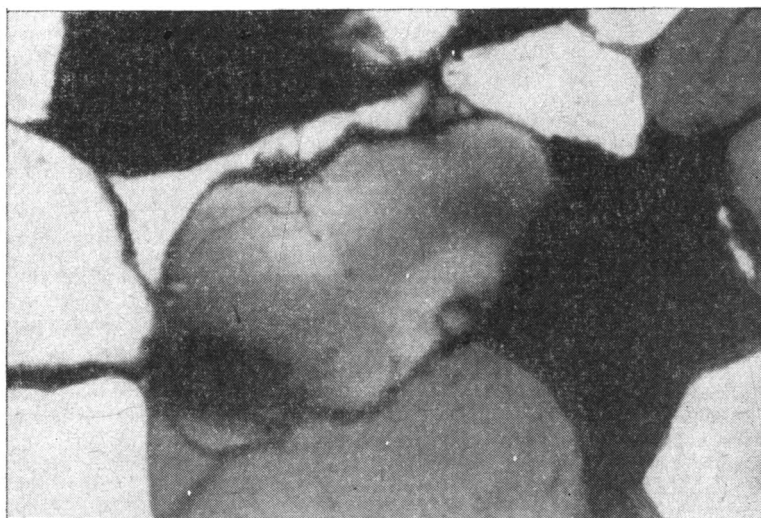
Режим травления подобран эмпирически; при указанных условиях границы двойников протравливаются вполне четко, но в то же время обычные фигуры травления заметны очень слабо и не мешают наблюдениям, особенно в проходящем свете (Цинзерлинг, 1961). После травления в отраженном свете в аншлифах можно отчетливо

наблюдать двойниковое строение кварцевых зерен. Однако возможности таких наблюдений ограничены, поскольку не позволяют связать морфологию двойников с кристаллооптическими свойствами кварца.

3. Аншлиф полированной и травленной стороной приклеивается бальзамом к предметному стеклу и шлифуется до толщины обычного петрографического шлифа.



Фиг. 1. Двойниковое строение обломочных зерен кварца. Шокшинский кварцит (Карелия)
Отраж. свет, увел. 120



Фиг. 2
Тот же участок. Николи +, увел. 120

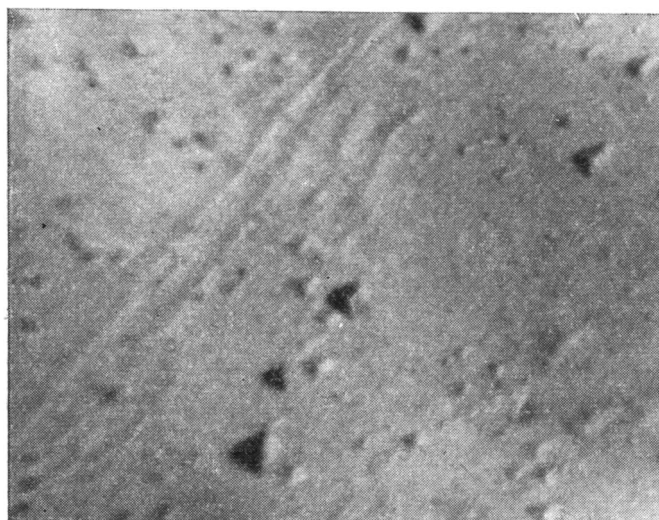
После этого открытая поверхность шлифа приклеивается к другому предметному стеклу. Затем препарат охлаждается и предметное стекло, на котором производилось шлифование, сбивается резким ударом, в результате чего пластинка шлифа остается на новом предметном стекле в перевернутом положении и полированно-травленная поверхность становится доступной наблюдению.

Следует отметить, что описанная операция требует известного навыка; хорошие результаты получаются не сразу и только на достаточно прочных породах.

Обращенная вверх поверхность тщательно и осторожно промывается от бальзама спиртом. Изучение прозрачных полированно-травленных шлифов производится на лю-

бых микроскопах, имеющих опак-иллюминатор и позволяющих вести наблюдения попеременно, то в отраженном, то в проходящем поляризованном свете. Такое попеременное наблюдение дает возможность изучать морфологию дофинейских двойников и ее связь с различными кристаллооптическими особенностями кварцевых зерен (фиг. 1 и 2).

В прозрачных полированно-травленных шлифах принципиально возможно также изучение плотностей и распределения выходов дислокаций кристаллической решетки кварца на искусственную полированную поверхность. При более продолжительном предварительном травлении аншлифов, в течение 4—5 часов, поверхность кварцевых



Фиг. 3. Дислокационные ямки травления на полированной поверхности зерна кварца.
Отраж. свет, увел. 900

зерен покрывается крапом мельчайших (менее 0,01 мм) ямок, имеющих обычно треугольную, реже неправильную форму (фиг. 3) и являющихся, по-видимому, в большинстве своем, местами выходов линейных и винтовых дислокаций на поверхность (Цинзерлинг, Миронова, 1964).

В заключение отметим, что предложенная методика может быть использована для изучения любых достаточно прочных пород, содержащих кварц, в которых отсутствуют легко растворимые в кислоте минералы.

Изучение дофинейского двойникового кварца горных пород даст большую дополнительную геологическую и петрологическую информацию. Дофинейское двойникование обломочных зерен кварца (морфология и частота встречаемости двойников) может служить коррелятивным признаком при палеогеографических построениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Цинзерлинг Е. В. Искусственное двойникование кварца. Изд. АН СССР, 1961.
Цинзерлинг Е. В., Миронова З. А. Выявление дислокаций в кварце методом травления в автоклаве. Кристаллография, т. 9, вып. 4, 1964.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
30.III.1965

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 553.1

ПИСЬМО В РЕДАКЦИЮ

В. Ф. ДЕРЖОЛЬЦ

Научный журнал, издаваемый американским геологическим институтом — «International Geology Review», печатающий в переводе на английский язык геологические статьи иностранных авторов, и в частности русские, служит большому и важному делу общения геологов всего мира и взаимному обмену научной информацией.

Тем более досадно, когда в таком крупном культурном начинании появляются помехи в форме неряшливого, неточного, а подчас и резко противоречивого реферирования статей.

Так, в № 9 этого журнала за сентябрь 1964 г. помещен реферат моей статьи, составленный М. Е. Бургункером, который до такой степени исказил ее содержание, что приписал мне мысли диаметрально противоположные тем, которые содержатся в моей статье «Гидросфера и хлор», опубликованной в журнале «Литология и полезные ископаемые» № 1 за 1963 г.

Например, референт утверждает, что я отвергаю «предположение Виноградова о том, что хлор диффундирует сквозь базальт в воду океана... из-за довольно серьезных затруднений с физической стороной этой гипотезы». Между тем я ни в этой, ни в каких-либо других своих публикациях не только не писал ничего похожего, но, наоборот, диффузии придавал и придаю особо важное значение в радиальной транспортировке вещества из верхней мантии, в частности хлора, в чем полностью согласен с А. П. Виноградовым (стр. 52).

Далее рецензент приписывает мне высказывание о «высвобождении хлора из всех классов его соединений — из горных пород неконсолидированных осадков и из рассолов». В действительности же я пишу об обратном процессе — гидратации минералов, когда остаточный раствор повышает свою минерализацию за счет хлоридов, слабо участвующих в минералообразовании (стр. 54).

Все это тем более странно, что референт мог легко воспользоваться краткой авторской аннотацией, помещенной перед статьей, из которой явствует, что главное содержание статьи сводится к новому подсчету количества воды и хлора в наружных геосферах Земли, что референт совсем упустил.

ХРОНИКА

УДК 553.492.1

ТРЕТЬЕ СОВЕЩАНИЕ ПО БОКСИТАМ В ЮГОСЛАВИИ

Г. И. БУШИНСКИЙ

1—2 октября 1965 г. в г. Загребе (Югославия) состоялось Третье совещание по бокситам¹. Оно было создано Югославским национальным комитетом по изучению бокситов, окислов и гидроокислов алюминия (президент акад. Л. Марич). На этом совещании также присутствовали и выступали с докладами геологи из других стран (Франция, ФРГ, Венгрия, Греция). От СССР присутствовал Г. И. Бушинский.

Тема совещания — белые или маложелезистые бокситы. В докладе акад. Л. Марича (Загреб) сообщалось о находке в белом боксите из Трубье (Черногория) хорошо сохранившейся структуры эруптивно-эффузивной породы, замещенной бемитом. Возможно, что это бокситизированный вулканический пепел, отложившийся на известняках. Обычно бокситы Черногории обладают афанитовой, оолитовой или пизолитовой структурами.

С. М. Лукович (Белград) доложил о минералого-петрографической характеристике и генезисе каолин-бокситов Черногории. Белые бокситы обычно состоят из бемита или каолинита с большей или меньшей примесью гиббсита. Вследствие обилия каолинита докладчик называет их каолин-бокситам. Они постепенно переходят или в красные бокситы, или в бокситовые глины. Отпечатки листьев и следы обугленных растительных остатков, найденные в каолин-бокситовых, свидетельствуют о восстановительной среде отложения этих бокситов, в которой окисное железо восстанавливалось, частью образуя мельниксит и пирит. Гальки красных бокситов свидетельствуют об отложении каолин-бокситов в низинах.

Д. Драгович (Титоград) доложил о типах залежей белых бокситов Черногории. Белые бокситы связаны с углистыми породами, они слоистые и залегают на неровной поверхности. Общим признаком всех залежей белых бокситов является присутствие глины в почве и кровле бокситового пласта. Обычно внизу залегают глины, заполняющие карманы закарстованной поверхности известняков. Выше лежит темно-красный пизолитовый боксит, который сверху постепенно светлеет, становится розовым и переходит в белый боксит. Структура белого боксита чаще однородная, но иногда внизу пласта бобовая. Бобовины в красных и розовых бокситах красные, а в белых — розовые или белые. Следовательно, при обелении бокситов легче обелится цемент, а бобовины труднее, несколько по-разному, вероятно, в зависимости от своей первоначальной плотности. Размеры бобовин 4—7 мм, форма их округлая, но иногда угловатая, в виде обломков как в красных, так и в белых бокситах. Разновидность белых бокситов с красными или розовыми пизолитами называется ласточкин глаз, с белыми пятнами или полосами — леопардовая и тигровая. Белые бокситы содержат отпечатки листьев, местами линзы и гнезда серого боксита с пиритом. В кровле бокситов залегают небольшой пласт глинистого мергеля, который выше переходит в известняк верхнего мела, что и определяет их возраст. Подстилающие известняки в месторождениях Белая Поляна и Чимоевика относятся к нижней юре, в Трубье, Будоше и Лескови Доли — к верхней юре, а в Велимье — к нижнему мелу. Мощность пласта белого боксита равна 2—3 м, но в Белой Поляне достигает 5 м и более. Содержание компонентов в белых однородных бокситах следующее (%): Al_2O_3 50—70; SiO_2 10—30; Fe_2O_3 1,6—2,3; TiO_2 2,0—4,7; потери при прокаливании 15—16%; в белых пизолитовых бокситах: Al_2O_3 58—73; SiO_2 9—20; Fe_2O_3 2—3; TiO_2 3,6—4,4; потери при прокаливании 15%. Бокситы бемитовые содержат гиббсит, каолинит, диаспор, рутил, циркон, анатаз, кварц, халцедон, кальцит,

¹ Информацию о Первом совещании см. в журнале «Литология и полезные ископаемые», № 4, 1964.

хлорит и окислы железа. Белые бокситы используются главным образом для приготовления огнеупоров и отчасти для быстротвердеющего цемента.

М. Протич (Белград) в своем докладе указал, что многочисленные залежи белых бокситов Черногории приурочены к одной зоне около 20 км длиной и около 15 км шириной. Далее он остановился на классификации бокситов, построенной на химической и минералогической основе.

Ф. Трубелья, С. Шавник и Д. Сьярич-Плехо доложили о стратиграфическом составе бокситов Герцоговины. Эти бокситы красные, залегают на известняках верхнего мела и покрываются либо либурнианскими, либо альвеолин-нуммулитовыми известняками, либо эоценовым флишем, либо слоями промина. В шести рудных районах отобрано 47 образцов, которые подверглись количественному химическому анализу на 18 компонентов. Полученные данные частью опубликованы ранее (см. «Symposium... vol. 1 et 2, 1964; vol. 3, 1965» и журнал «Литолия и полезн. ископаемые», № 4, 1964). Содержание галлия в бокситах в большинстве случаев варьирует от 0,0041 до 0,0070%, в некоторых образцах повышается до 0,0100%. Распределение бемита и гиббсита в бокситах разного возраста неравномерное, но все же имеется тенденция к увеличению содержания гиббита в сторону от древних к молодым бокситам.

Максимович доложил о распределении малых элементов в различных частях Герцоговины (в частях на миллион):

	Cu	Ni	Co	V	Th
Восточная Герцоговина	1450	500	450	3,8	35
Западная Герцоговина	440	380	72	7,3	40

Мощность бокситового пласта достигает 38 м.

С. Каиллер (Париж) доложила о том, что в месторождениях Франции зона белых бокситов образовалась путем обезжелезивания красной бокситовой зоны. На контакте этих зон встречаются пятнистые и тигровые бокситы.

Ида Валетон (Гамбург) сделала доклад на тему: латеральная дифференциация фаций латеритных бокситов и их связь с палеорельефом в Гуджарате (Индия). Докладчица вместе со своим помощником в течение семи недель изучала бокситы в Индии. Ею изучено три профиля раннетретичных латеритов, развитых на молодых траппах в районе Галар. Железистые латериты внутренних плато по мере увеличения интенсивности дренажа латерально переходят к краям плато в желтые гиббситовые бокситы. В определенных горизонтах сохранились реликтовые структуры, которые позволили определить миграцию компонентов породы из расчета их содержания в единице ее объема. В двух горизонтах, которые заключены между уровнями грунтовых вод, в засушливый и дождливый сезоны наблюдается особенно интенсивная миграция вещества. Эти горизонты отличаются высокой пористостью, частично сохранившейся реликтовой структурой и присутствием бемита и гематита. Между этими горизонтами лежит зона обогащения алюминием и титаном. В ней первичные структуры замещены вторичными, например образованием пизолитов в бокситах.

Акад. М. Каршулин, О. Лаходни-Шарк, Б. Костиша и Д. Дошен доложили о гидротермальном разложении аллофанов из Ваны-До (Черногория). Изученный аллофан — это стекловатое, частично просвечивающее вещество. Он встречается в кровле некоторых залежей белых бокситов, в частности в Вонь-До вблизи Трубьеа. Его химический brutto-состав следующий: $Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot 6H_2O$. Этот аллофан рентгеноаморфен, с небольшой примесью гиббсита. При нагревании в автоклаве до 350° без добавления воды он остается рентгеноаморфным, а с добавлением воды в нем появляется бемит. Можно предполагать, что аллофан построен в виде сетки из $\alpha-Al_2O_3 \cdot aq$ -геля ($Al_2O_3 \cdot 4H_2O$ Вилльштеттера), в которой заключена монокремнекислота ($SiO_2 \cdot 2H_2O$).

В выступлении Г. И. Бушинского было изложено три типа обеления бокситов — диагенетический, эпигенетический и гипергенный.

После совещания состоялась экскурсия, во время которой посещено три месторождения бокситов. Первые два находятся в районе Бихач в 120 км южнее Загреба. По данным К. Сокача, здесь имеется при бокситовых горизонтах. Нижний залегают среди доломитов верхнего триаса (гауптдоломит), средний — среди известняков нижнего мела и верхний — в известняках верхнего мела. Химический состав пород этих горизонтов приблизительно следующий:

Горизонты	SiO ₂ , %	Al ₂ O ₃ , %	П.п.п.
Верхний	1—4	55—70	11—14
Средний	7—20	40—60	11—12
Нижний	12—35	35—60	11—14

Как видно, снизу вверх качество бокситов улучшается.

Нижний горизонт обнажается у с. Великий Скочай. На закарстованной поверхности однородного серовато-желтого доломита залегают темно-красная каменистая глина мощностью 2—4 м. Местами она неравномерно обесцвечена в виде пятен, языков пламени и вдоль трещин. Обесцвеченные участки по химическому анализу отвечают теоретическому составу каолинита. Выше без резкой границы залегают пласт темно-красного или шоколадного боксита, мелкозернистого (зерна 1—2 мм в диаметре) мощностью

5—8 м. Бокситовые гальки, иногда образующие конгломерат, встречаются чаще в верхней или средней и реже в нижней частях бокситового пласта. Местами боксит обесцвечен в форме пятен или гнезд, а также вдоль трещин. На боксите залегает темно-красная и желтая каменистая глина, внизу бокситовая, пятнистая или узорчатая. Мощность ее 3—5 м. Общая мощность бокситового горизонта равна 15—30 м. Бокситы здесь не разрабатываются. Нижнемеловой боксит, по сообщению К. Сокача, красный афанитовый твердый, внизу с конгломератом из галек известняка.

Верхний бокситовый горизонт наблюдался на участке Притока в 8 км северо-западнее города Бихач, где он вскрыт штольнями для добычи руды. Боксит здесь светло-желтый, залегает в форме небольших линз на известняках турона и покрывается известняками маастрихта. Структура боксита мелкозернистая, размеры зерна 1—2 мм. В линзах мощностью до 1,5 м весь боксит светлый, а среди более мощных линз (2—3 м мощностью) сохранились реликты красного боксита. Пласты известняка и линзы боксита круто падают или стоят на головах.

Третье месторождение боксита было осмотрено у с. Лабин на п-ове Истрия. Здесь бокситы выполняют глубокие карманы (20—30 м глубиной и около 50 м шириной) в известняках сенона. Эти известняки очень полого падают к востоку. Бокситы красные и серовато-желтые, не очень крепкие, пизолитовые или бобовые (размеры бобовин 5—7 мм). Распределение окраски в залежи бокситов неравномерное, красная преимущественно в центре, а желтая — у ее краев. В восточном направлении меловые известняки вместе с бокситами уходят под известняки эоцена.

В районе горы Бихач бокситы бемитовые, в Истрии гиббситовые.

После экскурсий 5 октября состоялось заседание Международного комитета по изучению бокситов, окислов и гидроокислов алюминия (ИКСОБА — International Committee for Studies of Bauxites and Aluminium-Oxide-Hydroxides), председательствовал президент комитета проф. Д. Папастамациу (Афины). Он доложил о состоянии и перспективах работы комитета.

Организован комитет и разработан его устав. Югославской Академией наук и искусств опубликованы труды Первого международного совещания по изучению бокситов, окислов и гидроокислов алюминия (Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium, vol. 1 et 2, 1964; vol. 3, 1965). Выпущен первый номер трудов комитета (Travaux du Comité international pour l'étude des bauxites, des oxydes et des hydroxydes d'aluminium, 1965) также в издании Югославской Академии наук и искусств (Загреб). С этого номера начата публикация полной библиографии по бокситам мира, начиная с 1950 г. (автор Д. Бардоши, Будапешт). Главный редактор тех и других трудов — акад. М. Каршулин (Загреб).

Намечена организация Второго международного конгресса или симпозиума по изучению бокситов, окислов и гидроокислов алюминия. Этот конгресс намечается в Афинах в 1967 г. Основные вопросы этого конгресса следующие: 1) классификация и номенклатура бокситов и бокситовых пород; 2) латеритные и карстовые бокситы; 3) составление карты бокситовых месторождений Европы; 4) химия, минералогия и физико-химия бокситов и глинозема; 5) прочие вопросы.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
29.X.1965

УДК 553.061.6

СЕМИНАР ПО ЭКЗОГЕННУМУ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОМУ РУДООБРАЗОВАНИЮ

Е. А. ГОЛОВИН

24—25 мая 1965 г. в Москве состоялся семинар по экзогенному эпигенетическому рудообразованию, организованный Комиссией по осадочным породам при Отделении наук о Земле АН СССР.

Во вступительном слове председатель комиссии академик Н. М. Страхов отметил, что исследования эпигенетических процессов в осадочных толщах знаменуют собой начало третьего этапа развития отечественной литологии. На первом этапе основное внимание уделялось условиям седиментации осадков. Второй этап, начавшийся выяснением значения процессов диагенеза для осадочного минералообразования, характеризовался развитием учения о стадиях вторичного преобразования осадочных пород. В основе стадийного анализа лежит изучение минеральных новообразований, возникающих за счет вещества исходного осадка в результате его приспособления к меняющимся условиям температуры и давления. Однако эти изменения не исчерпывают истории осадочных толщ. И вблизи поверхности, и на глубине в них могут возникать наложенные эпигенетические образования, обусловленные воздействием на осадочные породы движущихся по ним подземных вод и других флюидов. Исследования последних лет показали, что эти процессы широко распространены в осадочных толщах и что в ряде случаев они приводят к формированию месторождений полезных ископаемых.

Исследования наложенных эпигенетических образований в осадочных породах получили широкое развитие в несколько специфической области учения о рудных месторождениях. Сейчас имеется возможность ознакомить с их результатами широкий круг геологов. Это и явилось основанием для организации настоящего семинара.

На семинаре было заслушано и обсуждено десять докладов. Обзор геохимических проблем, возникающих при изучении эпигенетических процессов, был сделан в докладе А. И. Перельмана «Геохимия эпигенетических процессов».

Геохимические особенности эпигенетических процессов определяют наиболее активно мигрирующие и одновременно накапливающиеся главные элементы (с высоким кларком). Выделяются воздушные и водные мигранты. Воздушные мигранты (такие как O_2 , CO_2 , H_2S и т. д.) определяют окислительно-восстановительную обстановку среды, водные мигранты (Cl , SO_4 , HSO_3 и т. д.) влияют на кислотно-щелочные условия. Сочетание воздушных и водных мигрантов определяет тип эпигенетических процессов и положено в основу их классификации.

По содержанию элемента в воде еще нельзя судить об интенсивности его миграции в данной обстановке. Чтобы устанавить влияние неравномерности содержания элементов в породах, предлагается вычислять коэффициенты водной миграции, представляющие собой частное от деления содержания элемента в сухом остатке воды на содержание его в породе. При этом выясняется, что в разных типах геохимических обстановок миграционная способность элементов резко различна. Участки зоны гипергенеза, в которых резко уменьшается миграционная способность элементов, предлагается называть геохимическими барьерами. Геохимические барьеры возникают на границе зон развития эпигенетических процессов различного типа. К ним приурочены месторождения ряда полезных ископаемых.

Различные причины, обуславливающие геохимический барьер, позволяют выделять классы геохимических барьеров, каждый из которых характеризуется своим набором концентрирующихся элементов. Так, на кислородном барьере будут осадаться Fe, Mn, Co, S, на восстановительном сероводороде — V, Fe, Co, Ni, Cu, Pb, U и т. д.

Четыре следующих доклада были посвящены процессам эпигенетического рудообразования, установленным при изучении ряда урановых месторождений в осадочных породах. Объединенные общностью методического подхода, они, по существу, являлись единым развернутым сообщением.

В докладе Е. А. Головина «Принципы разграничения синтетических и эпигенетических рудных концентраций в осадочных породах и методы изучения последних» рассмотрены общие методические вопросы исследования эпигенетических образований.

При изучении рудных концентраций важно установить, сингенетична ли руда вмещающей ее породе (осадку) или наложена, эпигенетична по отношению к ней. Обычные минералого-петрографические методы часто недостаточны для решения этой задачи, так как они определяют лишь последовательность новообразований, а не их генезис. Важным признаком эпигенетических минералов и их сообществ является их независимость от фаций (афациальность), выявляемая литолого-фациальным картированием.

Выявление афациальных новообразований позволяет путем их типизации и картирования установить их парагенетический ряд (эпигенетическую зональность). Изучая состав исходной породы и состав и закономерности распространения эпигенетических новообразований, можно судить о причинах и условиях возникновения эпигенетической зональности.

Разные типы эпигенетической зональности формируются разными видами подземных вод и в различных гидрогеологических условиях. Так, зональность выветривания отражает вертикальную гидрохимическую зональность, присущую грунтовым водам; эпигенетическая зональность водоносных горизонтов отражает гидрохимическую зональность пластовых вод. Различными оказываются и рудные концентрации, контролируемые разными типами эпигенетической зональности.

Эпигенетическое рудообразование коренным образом отличается от сингенетического. Для него характерны возможность чрезвычайно тонкой химической дифференциации вещества и огромная (десяtkи миллионов лет) длительность многоактного процесса рудонакопления, так как поздние стадии эпигенеза могут наследовать и усиливать ранее возникшие рудные концентрации. С этим связан часто моноэлементный состав эпигенетических руд и высокий (в сравнении с сингенетическими рудами) кларк концентрации. Поэтому эпигенетическое рудообразование особенно важно для элементов с малыми кларками, сингенетические концентрации которых обычно не достигают промышленных кондиций.

Особый вопрос — выявление источника вещества при формировании эпигенетических руд. Обычно считают, что эпигенетические концентрации связаны с породами, первично обогащенными рудными элементами, на основе которых и формируются эпигенетические руды. Однако на примере урановых месторождений некоторых типов это представление можно считать опровергнутым.

Значение конкретного источника рудного вещества тем меньше, чем больше возможность миграции рудного элемента в условиях рудообразования. Естественно поэтому, что при изучении эпигенетических рудных концентраций необходимо анализировать не только условия формирования рудовмещающих отложений, но и условия эпохи рудообразования. Для таких элементов, как Cu, Pb, Zn, которые в условиях гипергенеза мигрируют хуже урана, источники металлов должны иметь большее зна-

чение. Возможно, гипотеза убогого сингенеза для рудных концентраций этих элементов окажется справедливой. В таком случае должна иметь место связь этих рудных концентраций с определенными формациями, что, по-видимому, и наблюдается.

В докладе Е. М. Шмариовича, Е. А. Головина, В. А. Фельдгуна, С. Г. Булатова, В. П. Легошина, В. Н. Щеточкина, А. И. Перельмана и О. И. Зеленовой «Процессы формирования и методы изучения экзогенных эпигенетических рудных концентраций в терригенных породах» рассмотрены эпигенетические концентрации урана и селена в песчаных водоносных горизонтах; образование этих концентраций продолжается и в настоящее время.

Первичные руды урана представлены в основном его окислами, селена — самородным селеном, ферросилитом. Характерна своеобразная раздвоенная форма рудных тел, получившая в литературе название роллов. Рудные концентрации встречаются в породах самого различного генезиса: пролювиальных, аллювиальных, дельтовых, прибрежно-морских, течениевых и т. д. В то же время они всегда приурочены к водопроницаемым горизонтам и контролируются эпигенетической зональностью, располагаясь на замыкании зоны пластового окисления.

Зоны пластового окисления формируются в сероцветных горизонтах под воздействием кислородных пластовых вод вблизи областей питания орогенных артезианских бассейнов. Осаждение металлов происходит на восстановительном барьере, возникающем при исчезновении кислорода из подземных вод, расходуемого на окисление пород водоносного горизонта. Резкое изменение Eh от +50 до —200 mv приводит к восстановлению U^{+6} , растворенного в водах, до U^{+4} и его осаждению. Восстановление и осаждение Se происходит еще ранее, при более высоких Eh, в результате чего селеновые руды несколько смещены относительно урановых в сторону окисленных пород. Данные микробиологического опробования, выполненного Э. Г. Кузнецовой, позволяют предполагать микробиологическую природу восстановительного барьера.

Контрастность рудных концентраций тесно связана с контрастностью геохимического барьера, определяемого составом пород водоносного горизонта. Наиболее контрастен барьер в породах, содержащих повышенные количества органического вещества и сульфидов, как сингенетических, так и обусловленных эпигенетическими скоплениями углеводородов.

Исследования показали, что рудовмещающие отложения характеризуются кларковыми содержаниями урана. Содержание урана в породах зоны пластового окисления почти всегда равно или даже превышает его содержание в неокисленных безрудных породах. Естественно, что рудовмещающие отложения не могли быть важным и тем более решающим источником урана при формировании его эпигенетических концентраций. Источником урана являлись все породы области питания. В условиях аридного климата фоновые содержания урана в грунтовых кислородных водах повышены за счет его испарительной концентрации и достигают $n \cdot 10^{-5}$ г/л. Такие содержания урана достаточны для его концентрации на восстановительном барьере. Поэтому для урановых концентраций подобного типа характерны аридные условия времени рудообразования.

В докладе И. А. Кондратьевой, Г. В. Комаровой, Е. А. Головина и А. К. Лисицына «Процессы формирования и методы изучения экзогенных эпигенетических рудных концентраций в нефтеносных карбонатных породах» рассмотрены урановые месторождения, которые многими исследователями ранее относились, а некоторыми еще и теперь относятся, к сингенетическим. Первичные руды представлены пластураном и урановыми чернями. Весьма характерна связь урана с твердым нерастворимым органическим веществом («твердым битумом»). В рудах наблюдаются высокие содержания V и Se, повышенные Co, Ni, Mo, иногда As и Tl. Основные рудные концентрации приурочены к мелководно-морским известнякам органогенной и оолитовой структуры. Однако площади распространения безрудных пород с кларковыми содержаниями урана в сотни и тысячи раз превышают площади развития аналогичных орудуемых пород. Рудоносные карбонатные горизонты являются также и водонефтеносными.

Урановое орудуение контролируется пластовой эпигенетической зональностью, сходной с рассмотренной в предыдущем докладе. Отличие заключается в том, что урановое орудуение отделено от зоны пластовой лимонитизации зоной обеления с характерными для нее структурами растворения, явлениями кальцитизации и пиритизации. Особенности рудоконтролирующей зональности объясняются гидрогеохимическими условиями водонефтяного контакта разрушающихся нефтяных залежей. При интенсивном биохимическом окислении органического вещества генерируются значительные количества CO_2 , что определяет миграцию урана в восстановительных условиях зоны обеления и его осаждение лишь в резко восстановительной обстановке при подкислении подземных вод.

Эпигенетическая зональность, контролирующая урановое орудуение на этих месторождениях, не отвечает современным гидрогеохимическим условиям рудоносных горизонтов. На отдельных участках урановое орудуение выведено в зону выветривания и окислено. На других — в орудуемых породах установлены проявления пострудных жидких битумов. Следовательно, рудоконтролирующая зональность была сформирована при иной гидрогеологической ситуации, в этапы геологической истории, предшествовавшие современному.

А. Е. Лисицын в докладе «Гидрогеологические и гидрогеохимические условия экзогенного эпигенетического рудообразования» показал, что эпигенетические изменения

осадочных пород вызываются всеми видами подземных вод: зоны аэрации, грунтовыми и напорными (как пластовыми, так и трещинными). С точки зрения экзогенного эпигенетического рудообразования, наиболее интересны пластовые воды артезианских бассейнов. В орогенных артезианских бассейнах, где преобладает водообмен по отдельным водоносным комплексам, вблизи областей инфильтрации могут возникать восстановительные барьеры и происходить концентрации U, Se и других элементов с переменной валентностью, а в очагах разгрузки возникают окислительные геохимические барьеры, вблизи которых образуются месторождения серы (при окислении сероводородных вод), вторичные красноватые (при окислении железистых вод) и т. д. В платформенных условиях, где преобладает вертикальный водообмен и формируется вертикальная гидрохимическая зональность, условия для пластового эпигенетического рудообразования менее благоприятны.

При изучении эпигенетических процессов можно использовать законы физико-химических равновесий. Для этого необходимы количественные данные о ионно-солевом составе вод, их Eh, pH, температуре и давлении. Физико-химические расчеты, сопоставляемые с прямыми определениями урана в подземных водах, позволили установить, что в обычных слабощелочных, нейтральных и слабощелочных подземных водах разной минерализации уран находится преимущественно в виде уранил-карбонатного комплексного аниона.

Физико-химический анализ позволяет понять специфику рудоконтролирующих эпигенетических зональностей, рассмотренных в предыдущих докладах. Диаграммы равновесия дисульфидов и гидроокислов железа и U(VI) с UO_2 показывают, что положение рудных тел на выклинивании зоны пластового окисления есть частный случай скислительно-восстановительной зональности. При осаждении урана из сероводородных вод, окисление которых идет с образованием промежуточных продуктов ($\text{S}_{\text{самородн}}$), а также из щелочных вод и вод, богатых CO_2 , должен наблюдаться отрыв уранового оруденения от замыкания зоны пластового окисления.

В докладе А. В. Коченова «Рудные концентрации в торфяниках» были рассмотрены процессы современного уранонакопления. Оказалось, что урановое оруденение развито в пределах торфяных полей локально. Его распределение не контролируется ни качеством торфа, ни видовым составом слагающих его растительных остатков. Вместе с тем обнаруживается определенная связь уранового оруденения с некоторыми элементами геоморфологии и отчетливая приуроченность к местам наиболее интенсивного движения грунтовых вод, промывающих торфяник. Таким образом, урановое оруденение оказывается образованием наложенным. Осаждение урана происходит из бедных ураном грунтовых вод, содержащих его в количествах порядка $5 \cdot 10^{-5}$ г/л.

В докладе Е. В. Рожковой и Э. Г. Васильевой «Моделирование процессов экзогенного эпигенетического рудообразования» объектом исследования также были урановые концентрации. В опытах использованы породы и воды таких урановых месторождений, где в настоящее время продолжают протекать эпигенетического рудообразования.

Установлено, что концентрация урана в породах при пропускании по ним урановых вод обусловлена восстановлением урана, а не его сорбцией. Показано, что в сероводородных песках присутствует сульфат-восстанавливающая микрофлора, деятельность которой, по-видимому, и обуславливает локальное развитие очагов восстановления. Параллельно поставленные опыты с природными песками, подвергнутыми стерилизации, показали, что в породах, лишенных микрофлоры, восстановительный барьер не развивается и что, следовательно, его возникновение обусловлено деятельностью микроорганизмов.

Более общим вопросом эпигенетического рудообразования был посвящен доклад В. И. Попова, А. И. Попова и В. Н. Шпоры «Рудная зональность артезианских бассейнов». Представления, высказываемые в этом докладе, являются развитием идей А. С. Уклонского, показавшего наличие тесной генетической и парагенетической связи залежей подземных вод, нефти, газа и ряда рудных и нерудных полезных ископаемых. Решение проблемы зональности экзогенных руд намечается при анализе условий возникновения и развития артезианских нефтегазовых бассейнов. Наиболее хорошо изучена зональность Ферганской депрессии.

После погружения осадков на глубины 1,5—2 км в результате их уплотнения и, возможно, гидрослюдизации монтмориллонитовых глинистых отложений происходит обособление жидких и газообразных битумов и образование залежей нефти и газа. В ходе дальнейшего развития артезианский бассейн расчленяется на несколько участков, различных в гидродинамическом отношении: 1) головной с активными нисходящими водами; 2) крыльевые (правый и левый) с пассивными нисходящими водами; 3) центральный, относительно застойный; 4) хвостовой участок разгрузки с восходящими водами.

В головной части бассейна газ преобладает над нефтью, так как жидкие битумы увлекаются нисходящими водами; здесь не возникает крупных месторождений Cu, Pb, Zn, серы и целестина. В крыльевых участках развиты как газовые, так и нефтяные месторождения; за счет восходящих бескислородных вод здесь формируются медные и полиметаллические месторождения (Наукат, Джезгазан и др.). В центральных участках располагаются наиболее крупные месторождения нефти и газа. В хвостовых участках нефтяные месторождения преобладают над газовыми; характерны главные месторождения целестина, залежи асфальтита и озокерита.

В докладе Л. Д. Шпоры «Эпигенез меденосных формаций Средней Азии» вопросы эпигенетического рудообразования были рассмотрены на примере Наукатского месторождения меди в неогеновых отложениях Ферганской депрессии. Оруденение, располагающееся на южном крыле Супетгауской антиклинали, характеризуется как структурным (связь с разрывными нарушениями), так и литологическим (приуроченность к линзам русловых песчаников) контролем. В районе месторождения известны выходы горючего газа и установлены проявления битумов. Химический и изотопный состав подземных вод месторождения свидетельствует о их связи с нефтяными водами. Эти и другие наблюдения позволяют предполагать, что рудные концентрации сформированы восходящими трещинно-пластовыми нефтяными водами.

Последним на семинаре был доклад А. И. Тугаринова «Разграничение экзогенных и эндогенных образований», автор которого на ряде конкретных примеров показал, что в ходе метасоматических процессов некоторые элементы вмещающих пород могут перераспределяться с образованием рудных концентраций. В этом случае источником рудного вещества являются сами вмещающие породы.

В обсуждении докладов приняло участие 11 человек: Д. Г. Сапожников, Д. С. Соколов, В. И. Попов, В. Н. Холодов, М. Н. Яковлева, В. М. Попов и др. Большинство выступавших подчеркнули теоретическую и практическую важность изучения эпигенетического рудообразования, а также новизну исследований этого направления, которая определяет недостаточную разработанность ряда вопросов. Основное методическое направление в изучении эпигенетических процессов, отраженное в заслушанных докладах, не вызвало возражений выступавших. Лишь в выступлении В. М. Попова под сомнение была поставлена сама возможность эпигенетического рудообразования. По его мнению, процессы эпигенеза, рассматриваемые им как стадийные, лишь усложняют ранее возникшие седиментационно-диагенетические концентрации. Ряд выступивших (В. И. Попов, В. Н. Холодов и др.) констатировали, что одним и тем же термином «эпигенез» обозначаются совершенно различные процессы, протекающие в осадочной породе, и подчеркнули необходимость упорядочения литологической терминологии. Д. С. Соколов отметил большую роль гидрогеологов (в частности, А. А. Смирнова) в постановке вопросов эпигенетического рудообразования.

Подводя итоги семинара, Н. М. Страхов отметил, что изложенные в докладах материалы являются новыми и интересными. Они свидетельствуют о том, что энергичное воздействие экзогенных факторов распространяется на весьма значительные (тысячи метров) глубины литосферы. Это — гипергенный эпигенез. Противоположен ему по направлению гипогенный эпигенез, связанный с влиянием эндогенных факторов. При стадийном анализе, в основе которого лежит изучение унаследованных преобразований породы, эти наложенные явления не учитываются, что ведет к ошибкам. Невнимание к наложенным явлениям в какой-то степени маскируется беспорядком в литологической терминологии. От использования термина «эпигенез» в стадийном значении следует отказаться, условившись называть соответствующую стадию катагенезом, как это предложил Н. Б. Вассоевич.

Материалы, изложенные на семинаре, с несомненностью свидетельствуют, что эпигенетическое рудообразование может протекать без всякого первичного обогащения вмещающих пород, за счет далекого привноса рудного вещества. Распространенность подобного процесса требует дальнейшего изучения. По-видимому, он характерен лишь для хорошо мигрирующих элементов.

Следует особо подчеркнуть ценность докладов, посвященных эпигенетическим концентрациям урана. Они сделаны группой исследователей, объединенных общими методическими установками. Эта группа работает фундаментально, последовательно, двигается вперед осторожно. Тем более их следует предостеречь от попыток распространять изученные ими явления более широко, чем это имеет место в природе. Так, не следует относить явления субаквального диагенеза, обуславливающие местное перераспределение вещества, к эпигенетическим.

* * *

На заседании Комиссии по осадочным породам 27 мая была заслушана информация Е. А. Головина о работе семинара. В соответствии с пожеланиями членов комиссии для обсуждения вопросов терминологии была создана подкомиссия в составе Н. Б. Вассоевича, Е. А. Головина (председатель), Н. В. Логвиненко, А. Г. Коссовской и В. И. Попова, которая констатировала:

Рассмотренные на семинаре наложенные явления в осадочных породах, связанные с привносом вещества, следует относить к эпигенетическим. В тех случаях, когда эти явления происходят в зоне гипергенеза и не связаны с привносом глубинного (ювенильного) вещества, их можно именовать гипергенным эпигенезом. В тех случаях, когда эпигенетические новообразования связаны с привносом глубинного (ювенильного) вещества, их следует именовать гипогенными эпигенетическими (гипогенный эпигенез).

Предложение В. И. Попова использовать термин «катагенез» взамен термина «эпигенез» в его стадийном значении было поддержано Н. Б. Вассоевичем, Н. В. Логвиненко и Е. А. Головиным. Оно, однако, не было принято А. Г. Коссовской, которая считает, что наряду с термином «катагенез» для обозначения стадийных изменений осадочной породы может быть использован термин «региональный эпигенез».

Дата поступления
1.VII.1965

О РАБОТЕ ЖУРНАЛА «ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ»в 1965 году¹

В шести номерах нашего журнала в 1965 г. было напечатано 113 статей; в том числе: основных, крупных статей — 56, кратких сообщений — 26, методических — 5, критических и дискуссионных — 18, памятных дат и некрологов — 3, информации о совещаниях — 5, библиографий статей по литологии, опубликованных в 25 иностранных журналах, получаемых Библиотекой ГНЗ АН СССР, — 3. По сравнению с 1963—1964 гг. немного увеличилось количество кратких сообщений и критико-дискуссионных статей.

Из опубликованных 113 статей около 32% принадлежат сотрудникам ГИН и других институтов АН СССР, 34% написаны сотрудниками институтов Министерства геологии СССР (на 12% больше, чем в 1963—1964 гг.). На третьем месте, как и раньше, находятся статьи сотрудников университетов — 12%, а на четвертом (8%) — сотрудников институтов других министерств. По-прежнему очень небольшое количество статей принадлежит сотрудникам институтов АН союзных республик и геологических управлений Министерства геологии СССР (всего по 4 статьи).

В 1965 г. в Редакцию прислано 265 статей — на 25 статей больше, чем в 1964 г. Рассмотрено редколлегией 315 статей, из которых 54% принято к печати (в том числе некоторые статьи посылались на доработку и вторично рассмотрены), 20% отослано на доработку и 26% отклонено; соотношение этих групп сохранилось примерно прежнее.

Как и в прошлые годы, в ряде номеров журнала за 1965 г. печаталось по несколько статей близкой тематики.

Так, в № 1 две статьи были посвящены марганцевым месторождениям, в № 2 были статьи по фосфоритам, глаукониту и урановым месторождениям, в № 3 — три статьи по вулканогенно-осадочным толщам и две статьи по бентонитам.

В связи с 70-летием со дня рождения и 25-летием со дня кончины академика А. Д. Архангельского его памяти был посвящен № 4 журнала с рядом статей, связанных с тематикой работ А. Д. Архангельского в области литологии. № 5 журнала был посвящен основоположнику петрографии осадочных пород в СССР профессору М. С. Швецову в связи с его 80-летием.

В № 5 и 6 опубликовано 9 статей по вопросу о литолого-формационном методе, подробно обсуждавшемся на специальном семинаре в 1964 г. (Решение комиссии по осадочным породам по итогам семинара см. в № 6, 1964 г.).

Распределение опубликованных статей по тематике дает следующую картину. Наибольшее количество статей непосредственно связано с образованием полезных ископаемых (18%). Далее идут статьи по диагенезу и катагенезу (10%) и геохимическим элементам (8%). Увеличилось количество статей, посвященных вулканогенно-осадочным толщам (6%). По региональной литологии напечатано 5 статей и такое же количество по вопросам текстур и структур и карбонатным породам. Незначительное количество статей (по 3%) относятся к обломочным породам, углям и глинам. Как и прежде, очень мало статей касается фациального анализа (2 статьи, если не считать дискуссионные статьи по литолого-формационному методу). Количество методических статей осталась на прежнем уровне (около 5%).

В 1965 г. были опубликованы две большие обзорные статьи по классификации песчаных пород (работы американских и советских литологов) и по изучению глинистых минералов (работы Милло, Лукас и Хамец).

На 1 января 1966 г. в портфеле редакции имеется 139 утвержденных к печати статей. Учитывая, что в каждом номере журнала печатаются около 18—20 статей, и в шести номерах может быть напечатано максимум 120—130 статей, надо отметить, что уже в настоящее время редакция имеет материал фактически на весь 1966 год. Естественно, что при подборе статей в каждый номер нельзя руководствоваться только хронологическим признаком (очередностью поступления статей по датам), но необходимо учитывать тематику, новизну, теоретическое и практическое значение материалов и пр.

Вследствие изложенного выше ряд статей может быть напечатан не раньше, чем через год и более с момента их поступления. Учитывая, что (как уже указывалось в № 3, 1965 г.) расширение объема журнала или переход на ежемесячное издание может произойти только при увеличении тиража примерно вдвое (тираж на 1966 г. в соответствии с подпиской 1350 экз.; его увеличение зависит от читателей и авторов статей). Редколлегия вынуждена пересмотреть портфель уже утвержденных статей и впредь производить более строгий отбор, стремясь к повышению их качества и сокращению объема.

Редколлегия обращается к читателям с просьбой прислать свои соображения и пожелания о работе журнала и тематике, которую следует освещать на страницах журнала.

¹ О работе журнала в 1963 и 1964 гг. см. № 3, 1965 г.

Поправки к статьям, опубликованным в № 1, 1966 г.

Стр. и строка	Напечатано	Следует читать
Стр. 5		
В табл. 2, правая графа—число 1,84		относится к нижней зоне
Стр. 29		
В подписи к фиг. 6 и в 15-ой и 5-ой строчке снизу	Na_3PO_4	$\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$
Стр. 30		
6-ая строка сверху	Na_3PO_4	$\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$

К СВЕДЕНИЮ ЛИТОЛОГОВ

В 1967 г. состоятся два Международных конгресса

I. VII-ОЙ МЕЖДУАРОДНЫЙ КОНГРЕСС ПО СЕДИМЕНТОЛОГИИ
состоится 11—15 августа 1967 г. в Англии (гг. Рединг и Эдинбург).

Основная проблема конгресса: «Теория и эксперимент в седиментологии». Кроме специальных докладов (лекций) лиц, приглашенных Оргкомитетом, темами докладов и дискуссий являются:

А. МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ — теория, методология, экспериментальная техника.

Б. Теория и эксперимент в физических процессах: а) транспорт и отложение, б) деформация и уплотнение, в) биофизические отложения.

В. Теория и эксперимент в химических процессах: а) физико-химические отложения — современные и древние, б) химический диагенез — ранний и поздний, в) биохимический диагенез и образования,

Г. Образование фаций: а) палеогеография и осадочные фации, б) современные географические фации, в) ассоциации фаций.

Д. Технология: а) методика и техника разведки, б) технические вопросы при эксплуатации месторождений и инженерно-геологических работах.

2. VI-ОЙ МЕЖДУАРОДНЫЙ КОНГРЕСС ПО СТРАТИГРАФИИ И ГЕОЛОГИИ КАРБОНА состоится 11—16 сентября 1967 г. в Англии (г. Шеффилд).

В программе конгресса (кроме тем по стратиграфии и палеонтологии) намечены следующие темы:

А. Петрология и седиментология карбоновых отложений (исключая уголь, но включая красноцветные толщи, тонштейны).

Б. Геохимия карбоновых отложений (исключая уголь).

В. Угольная петрология (включая геохимию углей и газов).

Г. Полезные ископаемые карбона — вопросы разработки угля и пр.

Д. Тектоника в связи с осадконакоплением в каменноугольном периоде.

Национальный Комитет советских геологов поручил Комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР провести подготовительную работу к конгрессам.

Намечено представить на каждый конгресс по 20—25 докладов, отвечающих объявленной тематике.

Заявки на доклады (с приложением аннотации — тезисов на 2 стр.) следует прислать в Комиссию по осадочным породам (Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7 ГИН АН СССР) не позднее 1 мая 1966 г. После рассмотрения заявок и утверждения докладов на конгрессы, остальные доклады могут быть изданы тематическими сборниками в СССР.

Предполагается организация научно-туристических групп на тот и другой конгресс.

Заявки на доклады на VI-ой Международный конгресс по карбону по стратиграфической и палеонтологической тематике следует направлять в Комиссию по стратиграфии карбона (Ленинград, В—26, В. О., Средний пр. 726, ВСЕГЕИ).

