

КОНТРОЛЬНЫЙ ЗНАК

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

5

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

1980

## СОДЕРЖАНИЕ

• Ткаченко О. А., Большун Г. А., Федоров Н. В. Структурно-тектоническое положение суббровского горизонта бокситов в Тагильском прогибе	3
• Цибульчик В. М., Пономарчук В. А. Ниобий, тантал, цирконий, гафний в корях выветривания из предгорий Алтая	14
• Бузмаков Е. И., Рожнов А. А., Манухин Н. К., Васюков Ю. А. Условия образования верхнедевонских терригенных и вулканотерригенных отложений в Атасуйском рудном районе (Центральный Казахстан)	27
• Ратынский В. М., Жаров Ю. Н. О галли в ископаемых углях	38
• Батулин С. Г. Региональные факторы формирования урановых месторождений в калькретах	49
• Щербакова М. Н., Журавлев Б. Я., Пославская И. А., Урываева А. П., Федоров Т. О., Четверикова Н. П., Чечик Н. Л., Кошкин В. Я., Мясников А. К. Вулканические пояса Казахстана и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования	56
• Булгакова М. Д. Красноцветная осадочно-вулканогенная формация среднего палеозоя Омулевского поднятия на северо-востоке СССР	67
• Снегирева О. В., Кораб З., Анцупов П. В., Бакун Н. Н., Боярская И., Гловацкий Е., Полканова Л. П. Литология и палеогеография отложений верхнего красного лежня (саксона) Польской низменности в связи с перспективами газоносности	78
Закруткин В. Е. Углеродистая формация докембрия Приазовского блока Украинского щита	93
• Данилов И. Д. О природе дислокаций в плейстоценовых отложениях Севера	114

## Краткие сообщения

• Мамадвафоев М. М., Юсупов Х. М. К вопросу о генезисе сурьмяно-ртутной минерализации рудопроявления Хшерг в Центральном Таджикистане	124
• Рассказов А. А., Абрамов А. В. Распределение петрогенных и малых элементов в глинах калиеносных отложений Старобинского месторождения (Припятский прогиб)	129
• Жабин В. В. Своеобразные треугольные и трубчатые включения в песчаниках протерозойского возраста Анабарского массива	134

## Методика

• Куртов Г. С. К методике определения первичной природы метаморфических пород по химическому составу (на примере буронской свиты и гранитондов Северной Осетии)	138
---	-----

## Хроника

• Тимофеев П. П., Полянский Б. В. Проблемы литологии и угольной геологии на IX Международном конгрессе по стратиграфии и геологии карбона	153
• Вассовиц Н. Б., Прошляков Б. К. II Всесоюзная конференция по проблеме «Коллекторы нефти и газа на больших глубинах»	156

41

# LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

5

SEPTEMBER — OCTOBER

1980

## CONTENTS

<i>Tkachenko O. A., Bol'shun G. A., Fedorov N. V.</i> Structural-tectonical position of the Subrovsky bauxite horizon in the Tagil depression . . . . .	3
<i>Tsibul'chik V. M., Ponomarchuk V. A.</i> Niobium, tantalum, zirconium, hafnium in the weathering crusts from the Altai piedmont . . . . .	14
<i>Buzmakov E. I., Rozhnov A. A., Manukhin N. K., Vasyukov Yu. A.</i> Conditions of formation of Upper Devonian terrigenous and volcano-terrigenous deposits in the Atasui ore region (Central Kazakhstan) . . . . .	27
<i>Ratynsky V. M., Zharov Yu. N.</i> On gallium in fossil coals . . . . .	38
<i>Batulín S. G.</i> Regional factors of formation of uranium deposits in calcretes . . . . .	49
<i>Shcherbakova M. N., Zhuravlev B. Ya., Postavsky I. A., Uryvaeva A. P., Fedorov T. O., Chetverikova N. P., Chechik N. L., Koshkin V. Ya., Myasnikov A. K.</i> Volcanic belts of Kazakhstan and related volcanogenosedimentary complexes . . . . .	56
<i>Bulgakova M. D.</i> Red sedimentary-volcanogenic formation of the Middle Paleozoic of Omulevsky uplift on North-East of the USSR . . . . .	67
<i>Snegireva O. V., Korab Z., Antsupov P. V., Bakun N. N., Boyarskaya I., Golovatsky E., Polkanova L. P.</i> Lithology and paleogeography of the Upper Red Lezhen' (Saxonian) of the Polish lowland relative to prospects for gas reserves . . . . .	78
<i>Zakrutkin V. E.</i> Carboniferous Precambrian formation of the Azov block of the Ukrainian shield . . . . .	93
<i>Daniilov I. D.</i> On nature of dislocations in Pleistocene deposits of the North . . . . .	114

### Brief communications

<i>Mamadvafoev M. M., Yusupov Kh. M.</i> On genesis of antimonial-mercurial mineralization of Khshert in Central Tadjikistan . . . . .	124
<i>Rasskazov A. A., Abramov A. V.</i> Distribution of petrogenic and minor elements in clays of potassium-bearing deposits of the Starobinsky deposit (Pripyat depression) . . . . .	129
<i>Zhabin V. V.</i> Peculiar triangular and tubular inclusions in Proterozoic sandstones of the Anabar massif . . . . .	134

### Methods

<i>Kurtov G. S.</i> On methods of determination of primary nature of metamorphic rocks by means of chemical composition (on the example of buronian suite and granitoids of North Osetia) . . . . .	138
---	-----

### Chronicles

<i>Timofeev P. P., Polyansky B. V.</i> Problems of lithology and coal geology at IX International Congress on Carboniferous stratigraphy and geology . . . . .	153
<i>Vassovitch N. B., Proshlyakov B. K.</i> II All-Union Conference on «Oil and Gas Collectors at Large Depths» . . . . .	156

УДК 553.492.1 (470.5)

**СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ  
СУБРОВСКОГО ГОРИЗОНТА БОКСИТОВ  
В ТАГИЛЬСКОМ ПРОГИБЕ**

***О. А. ТКАЧЕНКО, Г. А. БОЛЬШУН, Н. В. ФЕДОРОВ***

Субровский бокситовый горизонт приурочен к континентальной стадии развития каледонид. Возраст его и площадь развития определяются временем воздымания и общей протяженностью западной зоны Тагильского прогиба. В палеозойской эволюции прогиба субровский этап регионального бокситообразования является единственным.

Бокситоносная формация девона на восточном склоне Северного Урала приурочена к западному крылу Тагильского прогиба. В современном эрозионном срезе ее выходы прослеживаются от Щучинского синклиория Полярного Урала до южного окончания прогиба.

Возраст формации ниже-среднедевонский. Она простирается в виде двух подзон: западной Субровской и восточной Горностайской. В Субровской подзоне заключено большинство бокситовых месторождений Ивдельского, Североуральского, Карпинского и Нижнетуринского районов.

Относительно объема и строения бокситоносной формации исследователи не пришли к единому мнению. Нами она рассматривается в объеме карбонатных пород нижнего и среднего девона, содержащих два бокситовых горизонта: субровский — нижнеэфельского возраста и среднеживетский. Последний представлен редкими бокситопоявлениями малой мощности и не имеет промышленного значения. Часто бокситы этого горизонта сильно пиритизированы и по качеству не отвечают принятому стандарту.

Однако большинство геологов до настоящего времени придерживаются мнения, что количество и возраст бокситовых горизонтов через 15—40 км по простиранию и вкрест простирания значительно изменяется: в Ивдельском районе количество горизонтов равно 5—6, в Североуральском — 3—4, в Карпинском — 4. Только в последние годы выдвинуто более 10 разных стратиграфических схем увязки возраста бокситовых месторождений, причем все они основаны на одном и том же комплексе фауны.

Значительный разноречивый в понимании возраста бокситовых горизонтов объясняется, с одной стороны, ограниченной возможностью палеонтологического метода расчленения девонских отложений на подъярусы и тем более на горизонты, с другой — игнорированием фактора приуроченности девонской бокситоносной формации восточного склона Урала к определенной стадии тектонического развития Тагильского прогиба.

С позиций современного представления о структурной эволюции Урала (Пейве и др., 1977) Тагильский эвгеосинклиальный прогиб за-

ложился на коре океанического типа в позднем кембрии — ордовике. В процессе развития он прошел ряд последовательных стадий: океаническую, переходную и континентальную. В океаническую стадию растяжения геосинклинали накапливались в прогибе диабазовая и контрастная спилит-кератофировая формации.

Переходная стадия разделяется на два этапа — ранний и поздний. В раннем ее этапе ( $S_1$ — $S_2$ ) с начавшимися процессами тектонического скупивания закладывались две структурно-фациальные зоны: западная (Кумбинско-Петропавловская) и восточная (Турьинская), которые в дальнейшем развивались асинхронно. В западной зоне установилась островная обстановка с накоплением вулканогенной андезитовой и андезитово-базальтовой формаций. В конце раннего этапа эта зона стала стабилизироваться и структурно обособляться от восточной. Турьинская зона отставала в своем развитии. В ней смена океанической стадии островодужной прошла позднее, предположительно в конце венлока. Тектонические движения позднего этапа переходной стадии привели к обособлению Тагильского прогиба от Магнитогорского, консолидации и образованию остаточного геосинклинального прогиба на востоке. Стабилизация Тагильского прогиба происходила дифференцированно. Она прежде коснулась западной зоны, развитие которой сопровождалось накоплением вулканогенной трахибазальтовой формации. С конца позднего силура вулканическая деятельность на ней постепенно затухала. В раннем девоне наряду с чистыми рифогенными известняками петропавловской свиты на обширных пространствах накапливались толщи заключительного этапа переходной стадии развития. Западная зона постепенно консолидировалась. В Турьинской зоне сохранялась островная обстановка с накоплением вулканогенно-осадочных отложений.

**Континентальная стадия.** Тектоническая эволюция западной зоны завершилась восходящими движениями на границе нижнего — среднего девона. Поднятие носило региональный характер, но не сопровождалось образованием сильно расчлененного (горного) рельефа. Процессы бокситообразования, как и восходящие движения в западной зоне, носили региональный характер и были узко локализованы во времени (см. фигуру).

Впервые западная зона Тагильского синклинория, как сформированная в позднекаледонскую эпоху складчатости (в нижнем девоне), в отличие от восточной, относящейся к варисскому циклу, была выделена Н. И. Архангельским и В. П. Шатровым (1970). Поднятие западной зоны не было продолжительным. Разница в возрасте подстилающих и перекрывающих бокситы известняков укладывается в неполный ярус. Горностайская подзона на всем протяжении в подошве бокситового горизонта датируется кобленцем (возможно, и ранним эйфелем). Субровская подзона в подошве бокситового горизонта датируется по-разному. На ряде площадей Ивдельского и Североуральского районов бокситы залегают на известняках либо жедина, либо кобленца. Кобленцскими являются и подрудные известняки восточной части района Североуральских бокситовых рудников (СУБР).

В Карпинском районе подошва субровского горизонта древнее кобленца лишь на небольших площадях отдельных блоков. Кровля во всех районах характеризуется фауной эйфельского яруса среднего девона. Судя по очень большой мощности (1400—1600 м) покрывающих ее известняков, тоже принадлежащих эйфельскому ярусу, кровля субровского горизонта бокситов образовалась в раннем эйфеле. По фауне, к сожалению, уточнение возраста мало надежно. Все сказанное свидетельствует о том, что континентальная эпоха установилась в позднем кобленце, а последующая трансгрессия наступила в эйфеле.

Единый план структурно-тектонического развития Тагильского про-

гиба обусловил такие же возрастные пределы континентального перерыва на Среднем Урале — в Нижнетуринском районе (Актай-Талицкое, Известковское месторождения) и в Щучьинском синклинии Полярного Урала (Лаборовское месторождение). Бокситы в этих районах залегают на кобленцских (может быть, самые низы эйфеля) известняках и покрываются отложениями с фауной, совершенно идентичной той, которая характеризует кровлю основных бокситорудных районов. Неоднозначность возраста известняков, подстилающих боксит на отдельных площадях, обусловлена двумя причинами: местоположением бокситового пласта в широтном профиле бокситоносной формации и эрозионным срезом в дорудное время отдельных тектонических блоков. Воздымание, начавшееся на границе нижнего и среднего девона, сопровождалось общим уклоном пород на восток. По разнице углов падения слоев кровли субровского горизонта и известняков почвы можно судить о первоначальном угле наклона пород, вышедших из-под уровня моря. По разведочным профилям СУБР эта разница составляет 5—8°, учитывая, что угол падения подстилающих пород равен 31—33°, а субровского бокситового горизонта — 25—26°. В Горностайской подзоне разница углов по поисковой линии 205 составляет всего 2°, вулканогенный комплекс и подстилающие известняки падают на восток под углом 12—13°, субровский рудный горизонт — под углом 10—11°.

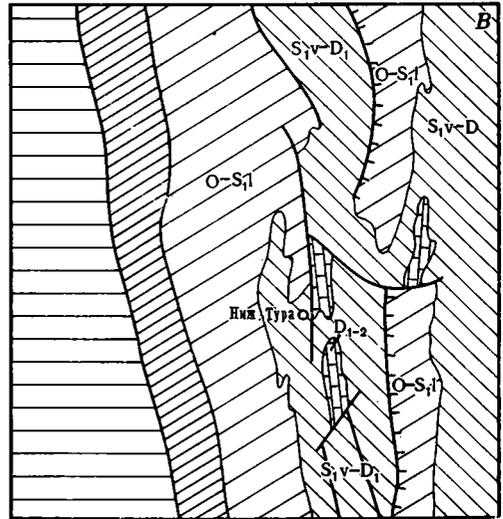
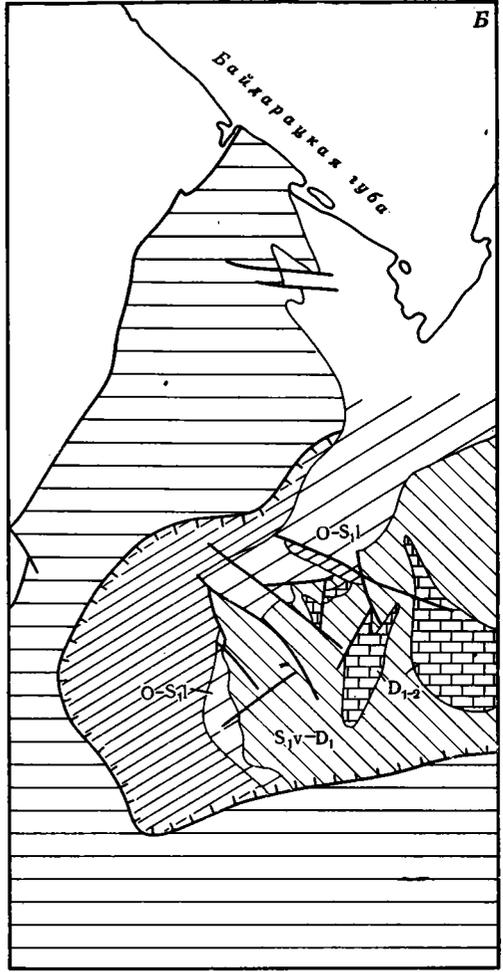
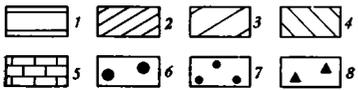
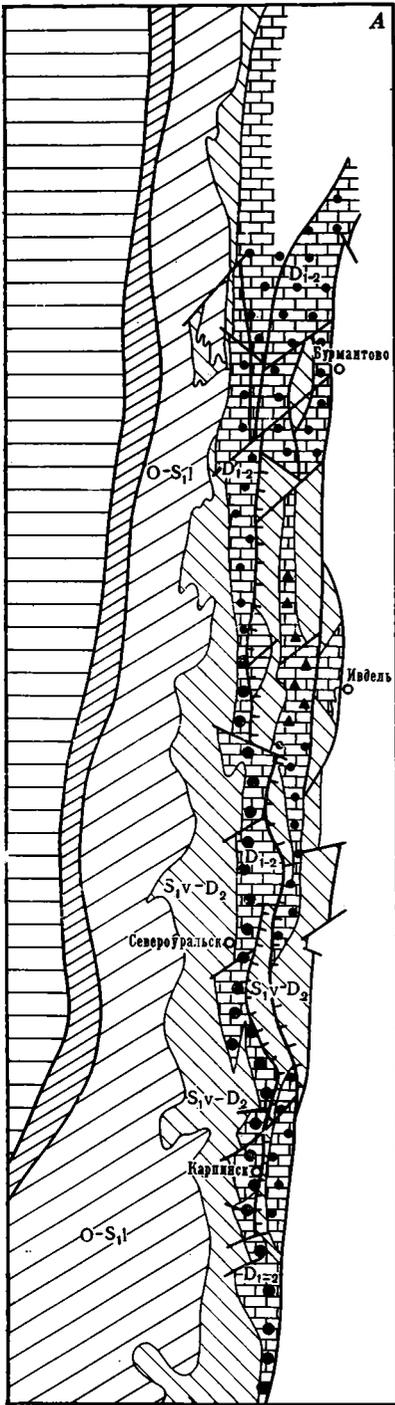
Первоначальный уклон при начавшейся денудации в континентальный этап определил неравномерный эрозионный срез Субровской и Горностайской подзон. Это хорошо видно на региональных поисково-разведочных линиях. Площадь Горностайской подзоны испытала в целом значительно более слабый размыв по сравнению с размывом Субровской подзоны.

Известняки петропавловской свиты залегают на вулканогенно-осадочном комплексе сосвинской свиты  $S_2—D_1$ . В раннем девоне затухает вулканическая деятельность. Вулканические постройки Кумбинской гряды постепенно разрушаются, образуя шлейфы обломочных пород, выклинивающиеся на восток. К кобленцскому времени эти источники сноса были окончательно затоплены. На всем протяжении современной Субровской подзоны шло накопление чистых рифогенных известняков.

Возраст и литология известняков, подстилающих субровский горизонт, являются индикатором удаленности района бокситонакопления от основных источников сноса. Скважины, пробуренные вблизи древних вулканических построек, встречают мощные накопления грубообломочных пород подножий этих построек. Особенно показательны разрезы западной части Ново-Кальинского и Черемуховского месторождений. Известняки петропавловской свиты здесь маломощны или выклиниваются совсем. По мере удаления от источников сноса их мощность возрастает. С постепенным переходом (путем переслаивания) они залегают на туфопесчаниках и туффитах жединского яруса нижнего девона.

Мощный шлейф вулканогенно-осадочных пород, сопровождавший разрушение вулканических построек, известен на месторождении Красная шапочка. Его образование приурочено к самым верхам жединского яруса. Пачка терригенных пород выходит на дневную поверхность в г. Североуральске и была хорошо прослежена в водопроводных канавах.

Фациальные изменения известняков почвы бокситов на ограниченной площади улавливаются не всегда. Однако на востоке Ивдельского района и СУБР рифогенные известняки замещаются туфогенно-обломочными существенно карбонатными отложениями. При переходе к Туринской зоне происходит полное замещение рифогенных известняков туфогенно-обломочными отложениями.



Сложный процесс воздымания западной зоны Тагильского прогиба сопровождался тектоническими нарушениями. Материал по разведочным и поисковым работам свидетельствует, что дорудная тектоника носила блоковый характер. На отдельных участках она отличалась значительным напряжением. Впервые на проявления такой тектоники указал А. В. Пейве (1947) на СУБР. Позднее на этой площади они были показаны Ю. М. Родченко (1964), а также Е. С. Гуткиным и Ю. М. Родченко (1965) и др.

Активная пенеппенизация поверхности западной зоны, последовавшая за ее поднятием выше уровня моря, обусловила значительное разнообразие форм рельефа обнажившихся комплексов. На западе широкой полосой протянулись эродированные гряды вулканогенных пород с выносом шлейфов терригенных осадков на прилегающие площади закарстованных известняков. Рельеф этих гряд был сравнительно мягкий. Об этом свидетельствует отсутствие молассовых накоплений. На изученной территории только вблизи Кальинской сопки под известняками кровли сохранились отложения подножий таких гряд. Они представлены главным образом гравелито-глинистыми отложениями. Грубые конгломераты в них маломощные. Сильное выветривание проникло в них на глубину 3—5 м.

Наиболее проблематичен вопрос о расположении площадей эродированных гряд, служивших источниками сноса алюмосиликатного материала. На месторождении Красная Шапочка шлейфы терригенных пород в толще подстилающих известняков свидетельствуют об относительной близости источников сноса, они были перекрыты только в кобленцкое время, но вскоре снова обнажились.

В Ивдельском районе вулканогенная гряда наиболее близко подошла на площади Юртищенского месторождения. На юге его в разрезе известняков прослеживается шлейф терригенных пород, близкий по составу к тому, который установлен на месторождении Красная Шапочка.

Горностайская подзона изучена значительно слабее. Поэтому и в палеогеоморфологических построениях встречаются противоречивые мнения. Многие исследователи предполагают выход вулканогенного комплекса на дневную поверхность на площади современного массива Петровской сопки, Черной Пармы и Тамуньера. Однако разница в углах залегания вулканогенных отложений сосьвинской свиты и бокситового горизонта, составляющая всего около 2°, свидетельствует о почти горизонтальном положении площади во время начавшегося воздымания. Пенеппенизация, протекавшая более короткое время, за счет воздымания с запада, а трансгрессия — с востока, не успели обнажить в то время терригенно-вулканогенный комплекс Петровско-Парминской современной гряды. Это подтверждает прямое построение углов падения. Тем не менее местные источники сноса глиноземного материала, видимо, были обширные и многочисленные.

---

Схема структурно-тектонического положения нижнеэфельской бокситоносной формации восточного склона Урала

А — Северный Урал, Б — Щучинский синклиниорий Полярного Урала, В — Нижнетуринский район Среднего Урала. 1 — зоны с континентальной корой, сформированной в докембрии; 2 — комплексы рифтовой стадии; 3 — комплексы океанической стадии; 4 — комплексы переходной стадии; 5 — бокситоносная формация; 6 — площади распространения пластово-карстовых бокситов в суходолах и временных водоемах высокого пенепплена; 7 — площади развития бокситов внутренних водоемов пониженного пенепплена; 8 — площади развития бокситов внутренних водоемов низкого пенепплена

Строение рудного тела сложное. В нем отражены непостоянство и многообразие факторов, сопровождавших его формирование в континентальную эпоху. Большинство исследователей в настоящее время придерживаются принятого издавна деления рудного тела на три части (снизу вверх): 1) рудная брекчия, 2) подгоризонт красных бокситов, 3) подгоризонт зеленовато-серых (пестроцветных) бокситов (Пейве, 1947; Гладковский, Шарова, 1951, и др.). Несколько другое деление предложил Е. С. Гуткин (1978), выделивший нижний подгоризонт красных марких бокситов, средний — преимущественно красных немарких и яшмовидных и верхний — зеленовато-серых и пестроцветных бокситов. По его мнению, эта схема может служить критерием для промышленной значимости месторождений. Крупные месторождения первой группы характеризуются пластобразной залежью, состоящей из трех подгоризонтов, второй группы — из двух верхних. Рудное тело бокситовых месторождений третьей группы представлено серыми бокситами.

Однако глубокое бурение на СУБР показало, что красные маркие бокситы выклиниваются там совсем или замещаются каменистыми, тогда как мощность рудного горизонта возрастает, а качество продолжает отвечать высшим маркам ГОСТ. Легко допустить, что при условии более глубокого эрозионного среза (по сравнению с современным) СУБР месторождения его, представленные только глубокими горизонтами, все равно отвечали бы первой группе промышленных месторождений.

**Рудная брекчия** представляет собой несортированную щебенку известняка, цементированную бокситом. Иногда боксит по объему значительно уступает известняку, иногда наоборот. Мощность рудной брекчии не превышает 0,3—0,5 м, она образовалась на дне воронок и западин карстующихся известняков. Это — карстовая брекчия растворения известняков и выполнения пор тонким и грубым бокситовым материалом (Бушинский, 1971).

**Подгоризонт красных руд** представляет главную промышленную ценность. На рудной брекчии он залегает согласно, строение его чаще неоднородно. В нем традиционно, на примере СУБР, выделяются литологические разновидности: красные маркие, немаркие и яшмовидные руды; по структурным признакам — мелкобобовые (песчаниковые), бобовые, крупнобобовые, гравийно-обломочные (порфиroidные) и др. К подгоризонту красных руд генетически относятся и черные полиморфные руды или бокситы — песчаники, широко распространенные в Горностайской подзоне Ивдельского района, но неизвестные на СУБР.

**Подгоризонт зеленовато-серых (пестроцветных) руд** развит не только на площадях с выдержанным и невыдержанным оруденением, но часто перекрывает светло-серые известняки почвы. Руды этого подгоризонта всегда мелкообломочные и горизонтально-слоистые. В них много пирита, встречаются отпечатки обугленных псилофитов и морская фауна.

Бокситовый горизонт, сохраняя общие черты строения, претерпевает определенные изменения по простиранию и вкрест простирания. Факторы, определяющие эти изменения, многообразны. Главное значение среди них имеет структурное положение бокситоносной площади в широтном профиле самой формации. При этом качество и мощность бокситов во многом определялись геоморфологическими особенностями этих площадей, а также тектоническим режимом во время бокситонакопления и захоронения бокситового пласта. Взаимодействие перечисленных факторов обуславливает районирование рудоносных площадей по морфологии, строению и качеству бокситов и в конечном итоге по промышленной значимости их.

## ПЛОЩАДИ НАКОПЛЕНИЯ БОКСИТОВ НА КАРБОНАТНОМ ОСНОВАНИИ В СУХОДОЛАХ И ВРЕМЕННЫХ ВОДОЕМАХ ВЫСОКОГО ПЕНЕПЛЕНА

Субровская подзона во время бокситонакопления представляла собой высокий пенеплен на карбонатном основании, с запада примыкавший к грядам вулканогенных пород силура. У подножия этих гряд отлагались шлейфы обломочных пород. Материал их содержал примесь продуктов латеритного выветривания. Но латеритизация значительно усиливалась, когда он попадал на карбонатный субстрат, где обеспечивался активный дренаж. Такие отложения известны в районе Кальинской сопки на СУБР.

Красные бокситы СУБР отлагались на высокой денудационно-аккумулятивной поверхности известняков с низким (и, возможно, длительное время понижавшимся) уровнем грунтовых вод. Эта поверхность подвергалась активному карстованию, создавшему крупные углубления рельефа типа полейев и воронок. С ним и связаны максимальные мощности рудного горизонта, изредка превышающие 28—30 м, максимум до 64 м. Все эти углубления до верха заполнены бокситом. Положительные формы рельефа (выступы) часто безрудные.

Многие исследователи связывали образование субровских красных бокситов с наземными условиями. Наиболее полно этот процесс описан Г. И. Бушинским (1958, 1971). Готовый бокситовый материал и выветрелые обломки эффузионных пород приносились временными мутными потоками и отлагались в суходольных карстовых воронках и понижениях. Бокситы западной части СУБР несут следы многократных поступлений глиноземного материала. Временный характер водной среды запечатлен в слоистости типа «грейдид беддинг», в трещинах усыхания поверхностей слойков каменистого боксита, в присутствии слойков до 4—10 см отмытых зерен магнетита в бокситах Кальинского и Черемуховского месторождений.

Бокситы восточной части СУБР образовались в условиях внутренних водоемов.

## ПЛОЩАДИ НАКОПЛЕНИЯ БОКСИТОВ ВО ВНУТРЕННИХ ВОДОЕМАХ НА ПОНИЖЕННОМ КАРБОНАТНОМ ПЕНЕПЛЕНЕ

На Черемуховском и Кальинском месторождениях выявлены следующие особенности бокситового пласта: на глубинах 1100—1800 м сохраняется спокойное залегание, тектоническая нарушенность слабая и носит тот же характер, что и на западе. Качество бокситов отвечает высшим сортам (премневый модуль 13—17).  $Al_2O_3$  в них содержится в среднем 55—56%,  $SiO_2$ —2—4%; содержание  $Fe_2O_3$  несколько повышается и составляет 23—24%. Маркые руды на больших глубинах встречаются совсем редко. Бокситовый пласт в восточной части СУБР сложен красными каменистыми немаркими рудами песчаниковой мелкобобовой структуры или яшмовидными рудами. В составе руд существенную роль играет шамозит. По данным ВАМИ, с глубиной в марких рудах наблюдается снижение диаспора до 61—65% и появление шамозита до 3,8%. Еще больше его в красных немарких рудах, где он входит в состав цемента и бобовин и составляет 7,3%.

Красные мелкобобовые и яшмовидные бокситы широко развиты на Тошемском месторождении в Ивдельском районе. Эти разновидности бокситов отличаются хорошая отсортированность бобовин, значительная устойчивость одной разновидности в пространстве. Структура их чаще соответствует псаммитовой (0,3—1 мм) в обломочно-бобовой разновидности. В яшмовидных бокситах часты скопления округлых бобовин, составляющих до 80% объема. При технологических исследованиях этих руд, проведенных Уральским политехническим институтом совместно с

Центральной химической лабораторией Уральского территориального геологического управления в 1977 г., установлен хлорит-диаспоровый состав. В красных каменистых и яшмовидных бокситах определено 53,9%  $Al_2O_3$ , 4,8%  $SiO_2$ , 19,2%  $Fe_2O_3$ , 2,8 CaO, 2,2%  $CO_2$ , 0,3% S. Бобовины этих руд сложены тонкодисперсным диаспором (иногда с хлоритом и гематитом), обломки диаспоровые. В цементе диаспор находится в тесной ассоциации с хлоритом и гематитом. Сравнение красных бокситов с пестроцветными обнаруживает их сближение по минералогическому составу — те и другие хлорит-диаспоровые. Бокситы подгоризонта красных руд, как и пестроцветного, отлагались в бассейнах, хотя гидрохимический режим этих бассейнов отличался существенно. Бобовины и обломки являются продуктом переотложения ранее образовавшихся бокситов на соседних площадях. Тонкий обломочный материал, часто пелитоморфный, свидетельствует о преобладании спокойного выровненного рельефа.

Красные каменистые бокситы мелкобобовой, песчаной и пелитоморфной структуры широко развиты и на востоке Ивдельского района в Горностайской подзоне. Мощность пласта бокситов находится в прямой зависимости от уровня грунтовых вод. В восточной части СУБР уровень грунтовых вод был низким и длительное время продолжал понижаться. Глубина карстовых воронок, а затем и полев составляла более 10—15 м. Хороший дренаж по развитой системе понор временами, очевидно, способствовал осушению водоемов, существовавших в обширных выровненных полях. Это обеспечивало дальнейшую бокситизацию и приводило к высокому качеству осадочных бокситов.

В Ивдельском районе уровень грунтовых вод был высоким, карстовые долины и поля — мелкими, что отражено на небольших мощностях рудного тела, составляющего в среднем 3 м.

В ряде пониженных участков в условиях заболоченных (внутренних) водоемов происходило образование черных бокситов. Такие бокситы найдены рядом скважин на Тошемском месторождении. Значительно шире они развиты на площади месторождения им. XIX партсъезда, что свидетельствует об общем понижении рельефа в северном направлении на территории Субровской подзоны. Но особенно характерны они для Горностайской подзоны. Бокситы этого типа рассмотрены ниже.

#### **ПЛОЩАДИ РАЗВИТИЯ БОКСИТОВ ВО ВНУТРЕННИХ ВОДОЕМАХ НИЗКОГО ПЕНЕПЛЕНА**

На площадях, рельеф которых находился на уровне, близком к базису дренажа, шло накопление темно-серых и черных бокситов. Такие бокситы развиты на обширных участках западной и центральной части Горностайского, в западной части Лаксийского, на отдельных площадях Краснооктябрьского месторождений.

Черные и темно-серые бокситы чаще приурочены к темным битуминозным известнякам, иногда залегают на светло-серых. Под бокситами на темных известняках залегают хлоритовые сланцы. Мощность их не превышает обычно 0,1—0,5 м. Подрудок сложен в основном шамозитом и каолинитом. При минералогическом и рентгеноструктурном анализе подрудка обнаружены бемит и диаспор. Содержание  $Al_2O_3$  в подрудке составляет 40—35%,  $SiO_2$  20—35%,  $Fe_2O_3 + FeO$  8,6—15,7%.

Слоистость черных и темно-серых бокситов нечеткая. Бобово-обломочные слои на 75—80% объема состоят из бобовин и обломков, цемент составляет 20—25%. Размер бобовин обычно 0,14—0,7 мм, обломков — 0,9—5,8 мм. Пелитоморфные бокситы иногда целиком слагают рудное тело и постепенно переходят в нерудные сланцы.

Образование темно-серых и черных бокситов связано с внутренними водоемами типа обширных болот, с содержанием сероводорода. В заболоченные районы с окружающих более высоких в рельефе площадей постоянными и временными водотоками приносился как готовый мелкообломочный материал красных бокситов, так и значительно латеритизированный терригенный материал. В болотных условиях происходило восстановление окисного железа в закисное. Интенсивный процесс диагенеза обусловил разнообразные формы выделения пирита, реже марказита, перекристаллизацию диаспора и образование его прослоев. Диагенетическую природу имеют стяжения и прослои пирита, ленточные выделения органического вещества. Черные бокситы требуют дальнейшего изучения, но можно определенно говорить, что болотные руды, видимо, неоднократно осушались, подвергались процессам латеритизации в субаэральных условиях, переотложению и новому заболачиванию. Бобовые бокситы часто несут следы неоднократного перемыыва. Качество бокситов определялось в известной степени составом периодического поступления латеритизированного и обломочного материала.

### **ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ЗАХОРОНЕНИЯ БОКСИТОВОГО ГОРИЗОНТА. ПОСТРУДНАЯ ТЕКТОНИКА**

Последовавшее за бокситообразованием медленное погружение проявилось не везде одинаково. Геологический разрез пестроцветного подгоризонта и кровли бокситов позволяет в общих чертах понять режим трансгрессии, начавшейся в раннем эйфеле.

Продолжительность образования пестроцветного подгоризонта была небольшой, но неоднозначной на разных площадях. В Горностагской подзоне ингрессия, а затем и общее затопление наступило раньше, чем на СУБР. При этом время медленного заболачивания с образованием серых руд здесь было относительно более продолжительным. Мы полагаем, что в этом причина значительно большей средней мощности серых руд верхнего подгоризонта 1,5—2,0 м по сравнению с западной частью СУБР, где мощность их в среднем 0,3—0,6 м. Некоторое повышение мощности пестроцветного подгоризонта наблюдается и на востоке СУБР (Черемуховское и Ново-Кальинское месторождения), где она в среднем составляет 0,8—0,9 м, а на отдельных участках достигает 2,7 м (скв. 6729).

В Субровской подзоне на большинстве площадей ингрессия сопровождалась спокойной тектонической обстановкой, сохранившейся со времени образования подгоризонта красных руд. Существенному перемыву и тем более размыву эти руды не подвергались. Тектонический режим трансгрессии с ее временными отступлениями запечатлен на многих месторождениях. На СУБР давно известны случаи залегания небольших линз бокситов среди нижней части известняков кровли. На это обращали внимание многие геологи, описывая такие линзы на главном рудном поле месторождения Красная Шапочка. Геологами часто такие случаи трактуется как незначительные тектонические подвижки-надвиги, что обуславливает повторную встречу рудного пласта или его части разведочной скважиной. Тем более, что в процессе эксплуатационных работ мелкие тектонические нарушения рудного пласта прослеживаются очень часто. Не исключено, однако, что в отдельных случаях имел место и вторичный перемыв бокситов с переотложением его в породах кровли.

Вторичный перемыв бокситов во время ингрессии происходил и на Тошемском месторождении Ивдельского района. Здесь ряд скважин пересекали пласты боксита дважды, разделенные маломощным пластом известняка. Три скважины, несомненно, пересекали небольшие тектони-

ческие нарушения (655, 638, 621), но последняя в верхнем крыле обнаруживает два уровня боксита, разделенные пластом темно-серого битуминозного известняка мощностью 6,8 м. Верхний рудный прослой мощностью 1 м представлен серым сильно пиритизированным мелко-обломочным бокситом, явно перемытым. В нем содержится 38,55% глинозема и 14,66% кремнезема, выше его сменяют черные глинистые сланцы мощностью 0,4 м. Основной (нижний) пласт боксита мощностью 1,5 м обнаруживает 44,96—55,25% глинозема, ниже следуют красный немаркий боксит и рудная брекчия. Вторичный перемыв бокситов с переотложением его в кровле наблюдается по скв. 632, 641 и, возможно, по скв. 1035 Парминского месторождения.

Совсем другая обстановка сопровождала трансгрессию на северном фланге СУБР (Шегульганская площадь). При бурении ряда поисковых профилей в районе оз. Светлого выявлено полное безрудие площади. Кровля при этом залегает с резким размывом и в основании несет гравино-обломочный конгломерат, чередующийся с глинистыми сланцами и песчаниками.

Примером крайне глубокого перемыва бокситового пласта во время трансгрессии может служить Козьереченское рудопроявление. В 3 км южнее месторождения Красная Шапочка на р. Козьей обнажается продуктивная пачка мощностью в несколько метров, состоящая из перемежающихся слоев известково-глинистых сланцев, бокситов и алевро-лито-песчаников. Песчаные прослои в разной степени насыщены зернами бокситов; содержание их колеблется в пределах 15—50%, мощность прослоев 15—20 см. Вся продуктивная толща значительно ожелезнена, глинистые сланцы несут хлориты. Отдельные пачки переполнены фауной гониатитов и брахиопод эйфельского яруса.

Сильную тектоническую нарушенность испытала Горностайская подзона, расположенная на границе с Турьинской зоной. Блоковая тектоника, дорудная и подрудная, прослеживается по всем поисковым и разведочным профилям. К востоку нарастает количество даек, сопровождающих крутопадающие нарушения.

Резкой тектонической нарушенностью ко времени образования бокситов отмечены площади, прилегающие к жестким стабилизировавшимся блокам (с преобладающей тенденцией к поднятию). К таким площадям относится восточная часть Карпинского района, который из всех бокситоносных районов характеризуется наименьшей тектонической стабильностью.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Образование субровского горизонта бокситов произошло в континентальную стадию развития западной зоны Тагильского прогиба Урала. Возраст этой стадии близок к границе раннего и среднего девона, включая начало эйфельского века. Она завершила каледонский цикл геосинклинального развития западной зоны Тагильского прогиба.

Сосьвинская ( $S_2-D_1$ ) и петропавловская свиты являются типичными комплексами позднепереходной стадии развития Урала. Гравелито-обломочные флишеподобные отложения вулканомиктового состава сосьвинской свиты представляют продукты размыва островодужных построек. В составе ее снизу вверх в убывающем порядке содержатся большие покровы и прослои туфов субщелочного состава (трахиандезитов-базальты и т. д.). Петропавловская свита представлена известняками без вулканогенных включений. Она знаменует заключительный этап позднепереходной стадии.

Развитие каждой зоны эвгеосинклинали сопровождалось определенным и неповторяющимся набором формации (Иванов и др., 1974). Поэтому континентальный этап, к которому приурочено региональное

бокситообразование, является в истории западной зоны Тагильского прогиба единственным.

Границы бокситоносной формации определяются протяженностью западной зоны Тагильского прогиба — от Щучьинского синклинория на Полярном Урале до Нижнетуринского района на Среднем Урале.

Выдержанность верхней возрастной границы каледонского цикла определяет возрастной предел субровского бокситового горизонта. Существующее представление о многопластовом строении бокситоносной формации сложилось на ранних стадиях поисков бокситов. Оно основано на переоценке возможностей дробной стратификации только палеонтологическим методом. Кажущаяся разница в комплексах фауны почвы и кровли бокситов на разных площадях объясняется фациальными особенностями отложений или недостаточно полными сборами органических остатков. Многочисленные варианты схем стратиграфических увязок бокситовых месторождений у разных авторов свидетельствуют от этом.

Продолжительность времени бокситообразования вопреки установившемуся мнению была небольшой. Она укладывалась в несколько миллионов лет, охватывая конец кобленецкого—низы эйфельского ярусов. В Субровской подзоне континентальный этап был относительно продолжительней, чем в Горностайской.

Качество и продуктивность бокситов не зависят от продолжительности континентального перерыва. Они определяются тектонической активностью и палеорельефом отдельных регионов. Площади современных рудоносных подзон во время бокситообразования были значительно больше разобщены, что обусловило целый ряд различий в условиях формирования субровского рудного горизонта.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский Н. И., Шатров В. П.* О позднекаледонской консолидации в Тагильском синклинории и ее послекаледонском развитии.— В кн.: Ежегодн. Ин-та геол. и геохим. УФ АН СССР, 1969. Свердловск, 1970.
- Бушинский Г. И.* О генетических типах бокситов.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И.* Геология бокситов. М., «Недра», 1971.
- Гладковский А. К., Шарова А. К.* Бокситы Урала. М., Госгеолтехиздат, 1951.
- Граница нижнего и среднего девона на Урале и ее палеонтологическое обоснование.— Научн. докл. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1978.
- Гуткин Е. С.* Геология и геохимия девонских бокситов Северного Урала. М., «Недра», 1978.
- Гуткин Е. С., Родченко Ю. М.* Тектоника Североуральского бассейна и ее связь с бокситовым оруденением.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 2.
- Иванов С. Н., Перфильев А. С., Нечеухин В. М., Смирнов Г. А., Ефимов А. А., Ферштатер Г. Б.* Палеозойская история Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геол. истории Урала. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974.
- Пейве А. В.* Тектоника Североуральского бокситового пояса.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, вып. 4(8).
- Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечеухин В. М., Перфильев А. С., Пучков В. Н.* Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000). М., «Наука», 1977.
- Родченко Ю. М.* Некоторые особенности геологического строения и достоверность разведки Североуральских бокситовых месторождений.— В кн.: Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале. Т. III, Бокситы. Свердловск, 1964 (Тр. Ин-та геол. УФ АН СССР, вып. 64).

Уральское территориальное геолуправление,  
Свердловск

Дата поступления  
10.IV.1979

**НИОБИЙ, ТАНТАЛ, ЦИРКОНИЙ, ГАФНИЙ  
В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ИЗ ПРЕДГОРИЙ АЛТАЯ**

***В. М. ЦИБУЛЬЧИК, В. А. ПОНОМАРЧУК***

Изучено поведение Nb, Ta, Zr, Hf в палеогеновых корях выветривания, сформированных на пермских гранитах и диоритах из предгорий Горного и Рудного Алтая. Содержания указанных элементов в объектах исследований определены химическим и нейтронно-активационным методами. Распределение элементов в профилях выветривания анализировалось с помощью изобъемного метода. Установлено, что поведение изученных редких элементов в процессе выветривания в значительной мере определяется минеральными формами их нахождения в исходных породах. Характер гипергенного минералообразования также влияет на распределение редких элементов в выветрелых продуктах. При выветривании происходит разделение геохимически родственных пар редких элементов Nb—Ta и Zr—Hf при большей подвижности Ta и Hf. В этом процессе Nb и Ta отделяются также от геохимически близкого и более подвижного элемента-гидролизата Ti.

Поведение редких элементов в процессах выветривания изучено слабо. Состояние исследований по этой проблеме освещено в ряде публикаций (Бурков, Подлорина, 1969, 1971; Бурков, Чеховских, 1976; Ронов, Мигдисов, 1965). Специальных работ по геохимии редких элементов в корях выветривания регионов, расположенных к востоку от Урала (Казахстан, Западная Сибирь), опубликовано мало (Болотов, Бравина, 1974; Цибульчик, 1971; Цибульчик и др., 1979). На изученной территории таких исследований до последнего времени не проводилось.

В предгорьях Алтая достаточно хорошо сохранились мезозойские и кайнозойские продукты выветривания на различных исходных породах (Щукина, 1956). Поведение Nb, Ta, Zr и Hf изучено в 26 разрезах кор выветривания палеогенового возраста, сформированных на пермских гранитах и гранодиоритах (диоритах) так называемого калбинского комплекса. Изученные разрезы расположены в предгорной части Горного и Рудного Алтая: Бийск — Барнаул — Алейск — Рубцовск. На этой обширной территории кора выветривания имеет довольно выдержанное строение. В ней выделяются две зоны (снизу вверх): а) дезинтеграции (3—10 м), б) глинистого структурного элювия (33—57 м). Верхняя часть зоны глинистого структурного элювия нередко переотложена (переотложенная кора выветривания в понимании И. И. Гинзбурга и др., 1946). Максимальная мощность переотложенных продуктов выветривания 36 м. Повсеместно кора выветривания перекрыта песчано-глинистыми отложениями неогена, а также суглинками четвертичного возраста общей мощностью 30—200 м. По геологическим условиям залегания изученные коры выветривания относятся к закрытому типу (Гинзбург и др., 1946). По данным рентгеноструктурного анализа, наиболее распространенным новообразованным минералом в исследованных разрезах элювия является каолинит. В зоне дезинтеграции грани-

тов в значительных количествах присутствует гидрослюда, в продуктах начального изменения диоритов — монтмориллонит, гидрослюда. Вещественный состав переотложенных кор выветривания обычно наследует состав подстилающих их элювиальных продуктов. Детально геология кор выветривания и продуктов их переотложения освещена в ряде работ (Адаменко, 1974; Казаринов, 1958; Щукина, 1956).

Коренные породы и продукты их выветривания опробованы по керну скважин колонкового бурения. Гранулометрический анализ рыхлых образований кор выветривания выполнен в соответствии с рекомендациями В. А. Новикова (1952) и Л. В. Рухина (1957). Количественные определения изученных элементов произведены в аналитических подразделениях ИГиГ СО АН СССР. Содержания Ti, Nb, Ta, Zr в исходных пробах установлены химическим методом (аналитики В. М. Дорош, А. В. Сухаренко). Во фракциях продуктов выветривания Ta и Zr определены нейтронно-активационным методом в лаборатории ядерно-геохимических методов анализа (при участии В. А. Боброва, В. С. Пархоменко, В. А. Труновой, Ю. Г. Шипицина). Этим методом выполнены все определения Hf. Методика нейтронно-активационного анализа изученных редких элементов подробно изложена в специальных публикациях (Пономарчук и др., 1976<sub>1,2</sub>). Глинистые минералы диагностированы рентгеноструктурным методом М. В. Новожиловой. Полученные анализы, по рекомендации Н. А. Лисицыной (1966), пересчитаны на абсолютные массы ( $мг/см^3$ ) с учетом изменения объемного веса исходных пород при выветривании.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В РАЗРЕЗАХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

В табл. 1 содержатся данные по распределению изученных элементов в непереотложенных (элювиальных) и переотложенных продуктах выветривания из предгорий Горного и Рудного Алтая. Анализируя эти данные, отметим следующее.

1. Исходные породы, представленные гранитами, диоритами и гранодиоритами, характеризуются низкими содержаниями Nb, Ta, Ti, не превышающими кларков этих элементов по А. П. Виноградову (1962). Как показали выполненные исследования, Nb и Ta в исходных породах собственных минералов не образуют. Титановые минералы присутствуют во всех породах субстрата в различных количественных соотношениях. В изученных гранитах Горного Алтая содержание ильменита и рутила обычно низкие (30—70 г/т). В диоритах и гранодиоритах количество этих минералов возрастает до 650 г/т; присутствует сфен (до 200 г/т). В гранитах Рудного Алтая из минералов Ti наиболее распространены сфен (до 600—800 г/т). Различные минеральные формы Ti оказывают влияние на характер распределения Nb и Ta в исходных породах. В гранитах Горного Алтая с низким содержанием титановых минералов эти элементы сосредоточены главным образом (до 80—90%) в темноцветных породообразующих минералах — биотите, роговой обманке. В диоритах и гранодиоритах помимо темноцветных минералов Nb и Ta связаны также с ильменитом, сфеном (до 25—30%). Учитывая высокую изоморфную емкость сфена в отношении редких элементов (Знаменский и др., 1962; Таусон, 1961), в сфенсодержащих гранитах Рудного Алтая до 30—50% Nb и Ta от их общего количества в породе связывается с этим титановым минералом, остальное — с биотитом, роговой обманкой. Содержание Zr в исходных породах близко к кларковому, количество Hf выше кларкового по А. П. Виноградову. Zr и Hf сосредоточены в основном (до 60—80%) в цирконе и лишь 20—30% этих элементов заключено в сфене, биотите и полевых шпатах. Картина распределения изученных редких элементов в исходных

Разрез	Зона	Объ- емн. вес, г/см <sup>3</sup>	Ti (77)				Nb (63)				Ta (65)		
			n	$\bar{x}$	A	K <sub>A</sub>	n	$\bar{x}$	A	K <sub>A</sub>	n	$\bar{x}$	A
1	I	2,60	10	1800,0	4,68	4,68	10	5,5	0,014		7	0,6	0,0016
	II	2,19	5	2160,0	4,73	4,73	5	19,3	0,042	3,00	5	1,7	0,0037
	III	1,81	20	3720,0	6,73	6,73	17	19,5	0,035	2,50	16	1,9	0,0034
	IV	1,93	25	3360,0	6,48	6,48	22	19,4	0,037	2,64	21	1,8	0,0035
	V	1,98	3	1200,0	2,37	2,37	3	18,4	0,036	0,98	3	1,9	0,0037
2	I	2,72	2	3720,0	10,12	10,12	2	1,7	0,0046		2	0,5	0,0014
	II	2,33	4	3720,0	8,67	8,67	3	10,5	0,024	5,22	4	1,4	0,0033
	III	1,73	15	6240,0	10,79	10,79	12	27,0	0,046	10,00	15	1,3	0,0023
	IV	1,90	19	5700,0	10,34	10,34	15	23,7	0,041	8,91	19	1,3	0,0025
	V	1,80	2	7020,0	12,63	12,63	—	—	—	—	2	1,1	0,0020
3	I	2,60	6	2400,0	6,24	6,24	4	3,2	0,0083		3	1,0	0,0026
	II	2,19	3	3180,0	6,96	6,96	2	20,7	0,045	5,42	3	1,3	0,0028
	III	1,81	7	4500,0	8,14	8,14	5	32,8	0,059	7,10	5	1,5	0,0027
	IV	1,93	10	4080,0	7,87	7,87	7	29,3	0,056	6,74	8	1,4	0,0027

Примечание. Разрезы коры выветривания: I — на гранитах из предгорий Горного Алтая, ного Алтая; II — исходные породы, III — зона дезинтеграции, IV — зона глинистого структурного вания, n — число анализов,  $\bar{x}$  — среднее содержание элемента (г/т), A — то же, мг/см<sup>3</sup>, K<sub>A</sub> — коэф-  
нах II, III, IV к соответствующим содержаниям в зоне I; K<sub>A</sub> в зоне V рассчитаны по отношению  
но общее число анализов.

породах согласуется с результатами специальных исследований по минералогии и геохимии редких элементов в гранитоидах Алтая (Амшинский и др., 1968; Амшинский, 1973; Ляхович и др., 1959; Ляхович, 1968).

2. Во всех изученных разрезах элювия происходит накопление Nb и Ta, причем Nb концентрируется в большей мере, чем Ta. Это подтверждается соответствующими значениями коэффициентов концентрации (K<sub>A</sub>) для этих элементов. Различные K<sub>A</sub> для Nb и Ta в выделенных зонах выветривания свидетельствуют о том, что максимальная концентрация Nb устанавливается в зонах глин, тогда как Ta практически в равной мере накапливается как в зонах дезинтеграции, так и в зонах глин. Наибольшее накопление Nb отмечается в продуктах выветривания диоритов и гранодиоритов Горного Алтая. Преимущественное накопление Nb в элювии обуславливает увеличение Nb/Ta по сравнению с их отношением в исходных породах. Обычно наибольшие значения Nb/Ta фиксируются в зонах глин. Таким образом, в процессе накопления Nb и Ta в непереотложенных выветрелых продуктах происходит также разделение этой геохимически родственной пары редких элементов при большей подвижности Ta. Факты преимущественной по сравнению с Nb подвижности Ta в процессах выветривания отмечались ранее В. В. Бурковым, Е. К. Подпориной (1971), Д. Н. Пачаджановым (1975<sub>1</sub>) и объяснялись более предпочтительной аккумуляцией Nb гидроокислами Fe. Возможно, что по этой же причине в изученных профилях выветривания также происходит большее накопление Nb, нежели Ta. Во всяком случае во всех разрезах элювия четко фиксируется накопление окисного Fe, максимальное в зоне глин, причем K<sub>A</sub> для этого элемента, изменяющиеся в пределах 1,91—4,27, по величине близки K<sub>A</sub> для Nb и Ta. Близкие K<sub>A</sub> для Nb, Ta и окисного Fe отмечались Д. Н. Пачаджановым (1975<sub>1</sub>) в коре выветривания гранитов Украинского кристаллического щита. При выветривании исходных пород происходит также вполне определенное отделение Nb и Ta от геохимически близкого и более подвижного элемента-гидролизата Ti. K<sub>A</sub> для Ti как в зонах дезинтеграции, так и в зонах глин меньше соответствующих значений K<sub>A</sub> для Nb и Ta, а величины Ti/Nb и Ti:Ta в продуктах вы-

## продуктах выветривания из предгорий Алтая

$K_A$	Zr(76)				Hf(20)				Отношения			
	$n$	$\bar{x}$	$A$	$K_A$	$n$	$\bar{x}$	$A$	$K_A$	$\frac{Nb}{Ta}$	$\frac{Ti}{Nb}$	$\frac{Ti}{Ta}$	$\frac{Zr}{Hf}$
	10	167,3	0,43		2	6,0	0,015		8,7	334,2	2925,0	28,6
2,31	5	158,3	0,35	0,81	—	—	—	—	11,3	112,6	1278,3	—
2,12	20	173,2	0,31	0,72	7	5,7	0,010	0,66	10,3	192,2	1979,4	31,0
2,18	25	170,2	0,33	0,76	—	—	—	—	10,6	175,1	1851,4	—
1,05	3	156,6	0,31	0,94	—	—	—	—	9,7	65,8	640,5	—
	2	177,6	0,48		—	—	—	—	3,3	2200,0	7228,5	—
2,35	4	186,8	0,44	0,92	2	3,1	0,0072	—	7,3	361,3	2627,2	61,1
1,64	14	255,3	0,44	0,92	2	5,5	0,0095	—	20,0	234,5	4691,3	46,3
1,78	18	240,0	0,44	0,92	4	4,3	0,0082	—	16,4	252,2	4136,0	53,6
0,80	2	266,4	0,48	1,09	—	—	—	—	—	—	6315,0	—
	6	171,4	0,45		2	5,4	0,014		3,2	751,8	2400,0	32,1
1,07	3	177,6	0,39	0,86	2	5,6	0,012	0,85	16,1	154,6	2485,7	32,5
1,04	7	232,5	0,42	0,93	3	5,8	0,010	0,71	21,8	137,9	3014,8	42,0
1,04	10	216,0	0,41	0,91	5	5,7	0,011	0,78	20,7	140,5	2914,8	37,2

2 — на диоритах и гранодиоритах из предгорий Горного Алтая, 3 — на гранитах из предгорий Руд-элювия, IV — непереотложенная кора выветривания (в целом), V — переотложенная кора выветривания с коэффициентом концентрации, представляющий отношение средних содержаний элемента ( $мг/см^3$ ) в зоне к средним содержаниям ( $мг/см^3$ ) элементов в зоне IV. Здесь и далее в таблицах в скобках указа-

ветривания обычно всегда ниже значений этих отношений в исходных породах. Учитывая отмеченные особенности распределения Nb, Ta и Ti в исходных породах, максимальное отделение Nb и Ta от Ti устанавливается в элювии диоритов и гранодиоритов Горного Алтая. Можно полагать, что значительное накопление Nb и Ta в изученных разрезах выветривания связано не только с процессами остаточного накопления и аккумуляции гидроокислами Fe, но также с возможной миграцией этих элементов из перекрывающих осадочных отложений, нередко содержащих залежи бокситов с повышенным содержанием Nb и Ta.

3. В изученных разрезах элювия устанавливается незначительный вынос Zr и Hf. Как полагают В. В. Бурков, Е. К. Подпорина (1972), относительно высокие значения  $K_A$  для Zr и Hf следует связывать с тем, что основная масса этих элементов в исходных породах связана с устойчивым к выветриванию цирконом. Характерно, что в изученных разрезах в целом и в отдельных зонах выветривания значения  $K_A$  для Zr несколько выше соответствующих значений  $K_A$  для Hf. В непереотложенных продуктах выветривания (в целом), а также в зонах дезинтеграции и глин величина Zr/Hf выше, чем в исходных породах. Таким образом, при формировании элювия исходных пород и его отдельных зон происходит несущественный вынос Zr и Hf, а также разделение этой геохимически родственной пары редких элементов при несколько большей стабильности Zr. Такая же картина поведения Zr и Hf обнаружена авторами в корах выветривания Северного Казахстана (Цибульчик и др., 1979). Определенную миграционную способность Zr и особенно Hf в зоне гипергенеза отмечает Д. Н. Пачаджанов (1975<sub>2</sub>). Дифференциацию этих элементов при большей стабильности Hf в корах выветривания из Белгородского р-на КМА устанавливают В. В. Бурков и Е. Г. Чеховских (1976).

4. В переотложенной коре выветривания из предгорий Горного Алтая, сложной материей близкого (делювиального, делювиально-пролювиального) переноса нижезалегающих элювиальных продуктов гранитов и диоритов,  $K_A$  для Nb, Ta и Zr близки к 1, изменяясь от 0,80 до 1,09. Поскольку  $K_A$  в переотложенной коре выветривания рассчита-

ны по отношению к среднему содержанию элементов в подстилающих непереотложенных продуктах выветривания, можно говорить о том, что в изученных разрезах в процессе ближнего переотложения элювиального материала увеличение содержания Nb, Ta и Zr не происходит. В исследованных разрезах переотложенные продукты наследуют содержания этих элементов, установленные в подстилающем элювии. В продуктах переотложения диоритов содержания Ti также наследуются, тогда как в переотложенной коре выветривания гранитов содержания этого элемента резко снижены. Вероятно, это следует связывать с тем, что очень низкие концентрации титановых минералов в исходных гранитах и элювии при переотложении существенно разубоживаются кварцевым материалом.

### РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ВО ФРАКЦИЯХ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ

1. Распределение по фракциям Ti, Ta, Zr, Hf в элювии гранитов деленных фракциях распределяются относительно равномерно. Та из предгорий Горного Алтая показано в табл. 2. Концентрации Ti в выкапливается в самых тонких фракциях (0,01—0,001; <0,001 мм), где его содержания в 2 раза выше, чем в исходных пробах. Эти фракции сложены главным образом каолинитом, гидрослюдой и содержат незначительное количество окисного Fe, поэтому можно полагать, что Ta в них аккумулируется в основном глинистыми минералами (сорбция, изоморфизм). Значения Ti/Ta понижаются от крупных фракций к мелким и минимальным в самой тонкой фракции (<0,001 мм). Это, очевидно,

Таблица 2

Распределение по фракциям редких элементов в элювии гранитов (предгорья Горного Алтая)

Исходные пробы, фракции, мм	Содержания, г/т				Отношения	
	Ti (35)	Ta (74)	Zr (25)	Hf (34)	Ti/Ta	Zr/Hf
Исходные пробы	3240,0 (7)	0,6 (24)	170,2 (7)	5,7 (7)	5400,0	29,8
>0,05	3480,0 (7)	0,3 (6)	103,2 (4)	4,9 (3)	11600,0	21,0
0,05—0,01	2280,0 (7)	0,7 (12)	641,1 (7)	18,4 (9)	3257,1	34,8
0,01—0,001	3840,0 (7)	1,3 (14)	200,8 (5)	4,2 (8)	2953,8	47,8
<0,001	2580,0 (7)	1,2 (18)	100,1 (5)	4,2 (7)	2150,0	23,8

свидетельствует о более предпочтительной аккумуляции Ta, нежели Ti, глинистым веществом продуктов выветривания. Zr и Hf определенно концентрируются во фракции 0,05—0,01 мм, где содержания этих элементов в 3—6 раз выше, чем в исходных пробах и в других выделенных фракциях. Именно во фракции 0,05—0,01 мм, по данным минералогиче-

### Количество редких элементов во фракциях

Распределение фракций в пробе	Количество элементов		
	Ta		
Размеры частиц, мм	>0,05	0,05—0,01	0,01—0,001
Содержание, %	54,9	13,0	21,9
	<0,001	>0,05	0,05—0,01
	10,2	21,9	15,5
			0,01—0,001
			43,0

Примечание. Выход фракций рассчитан по 35 пробам; при расчете количества элементов во фракциях использованы анализы из табл. 4.

## Распределение по фракциям редких элементов в элювии диоритов и гранодиоритов (предгорья Горного Алтая)

Исходные пробы, фракции, мм	Содержания, г/т			Отношения Ti/Ta
	Ti (41)	Ta (47)	Hf (16)	
Зона дезинтеграции				
Исходные пробы	4020,0 (4)	0,5 (3)	5,9 (2)	8040,0
>0,05	3060,0 (3)	0,6 (2)	5,8 (2)	5100,0
0,05—0,01	3840,0 (2)	0,6 (3)	8,1 (2)	6400,0
0,01—0,001	5340,0 (3)	0,9 (3)	6,4 (3)	5933,3
<0,001	3060,0 (4)	0,5 (6)	4,7 (2)	6120,0
Зона глинистого структурного элювия				
Исходные пробы	4860,0 (5)	0,6 (9)	5,5 (2)	8100,0
>0,05	5280,0 (5)	0,2 (2)	—	26400,0
0,05—0,01	4920,0 (5)	1,0 (4)	8,4 (3)	4920,0
0,01—0,001	6360,0 (5)	0,9 (5)	—	7066,6
<0,001	3840,0 (5)	1,1 (10)	—	3490,9
Непереотложенная кора выветривания (в целом)				
Исходные пробы	4620,0 (9)	0,6 (12)	5,7 (4)	7700,0
>0,05	4620,0 (8)	0,4 (4)	5,8 (2)	11550,0
0,05—0,01	4560,0 (7)	0,8 (7)	8,3 (5)	5700,0
0,01—0,001	6060,0 (8)	0,9 (8)	6,4 (3)	6733,3
<0,001	3600,0 (9)	0,9 (16)	4,7 (2)	4000,0

ских исследований, сосредоточивается основная масса циркона, являющегося главным минералом-концентратором этих элементов в исходных гранитах. Минимальные содержания Zr и Hf устанавливаются в тонких фракциях. Изменения величин Zr/Hf отражают характер распределения этих элементов в выделенных фракциях. Таким образом, в продуктах выветривания гранитов из предгорий Горного Алтая фракциями-концентраторами Ta являются самые тонкие фракции (0,01—0,001; <0,001 мм), тогда как для Zr и Hf таковыми являются фракции 0,05—0,01 мм.

Таблица 3

## из элювия гранитов (предгорья Горного Алтая)

во фракциях, % от исходного									
Zr					Hf				
<0,001	>0,05	0,05—0,01	0,01—0,001	<0,001	>0,05	0,05—0,01	0,01—0,001	<0,001	
19,6	28,6	44,4	21,0	6,0	42,2	36,7	13,6	7,5	

Распределение фракций в пробе					
Размеры частиц, мм	>0,05	0,05—0,01	0,01—0,001	<0,001	>0,05
Зона дезинтеграции					
	77,2	6,9	13,2	2,7	73,8
Зона глинистого структурного элювия					
	45,7	16,6	29,5	8,2	13,4
Непереработанная кора выветривания (в целом)					
Содержание, %	54,7	13,8	24,8	6,7	30,8

Примечание. Выход фракций рассчитан по 20 пробам; при расчете количества элементов во фракциях использованы анализы из табл. 4.

Расчет количества Та, Zr и Hf в выделенных фракциях с учетом их выхода и содержания этих элементов в них показывает (табл. 3), что основная масса Та (62,6% от исходного) связана с тонкими фракциями (<0,01 мм) продуктов выветривания. Для Zr и Hf фракциями-носителями являются крупные фракции (>0,01 мм), с которыми связано 73,0% Zr и 78,9% Hf от их количества в исходных пробах.

Описанная картина распределения Та, Zr и Hf во фракциях из продуктов выветривания гранитов Горного Алтая четко увязывается с характером распределения этих элементов в исходных породах. Та, не образующий собственных минералов и рассеянный в биотите, роговой обманке, при выветривании концентрируется в тонком глинистом материале. При этом происходит разделение Та и геохимического родственного элемента-гидролизата Ti, который в меньшей мере, чем Та, аккумуляруется глинистым веществом. Zr и Hf, сосредоточенные в основном в устойчивом цирконе, накапливаются в более грубозернистом выветрелом материале. Обогащение редкими элементами, не образующими собственных минеральных форм, глинистой составляющей продуктов выветривания и концентрация в более грубозернистом материале, когда эти элементы связаны с устойчивыми минералами, отмечается исследователями также для кор выветривания Приазовья, Урала, Средней Азии (Бойко, 1969; Бойко, Болотов, 1969; Бурков, Подпорина, 1971).

2. Поскольку различия в распределении Ti, Та и Hf в диоритах (гранодиоритах) и гранитах из предгорий Горного Алтая не существенны, то картина распределения этих элементов во фракциях из элювиальных продуктов выветривания диоритов и гранодиоритов (табл. 4) в общем аналогична описанной для коры выветривания гранитов. Незначительная концентрация Ti во фракциях 0,01—0,001 мм связана с накоплением в них мелких зерен ильменита, рутила, сфена. В зоне дезинтеграции в связи с высоким (84,1%) выходом крупных (>0,01 мм) фракций, сложенных в основном породообразующими минералами исходных пород, 81,3% Та (табл. 5) связывается именно с этими фракциями. В зоне глин доля Та в тонких (<0,01 мм) фракциях возрастает до 59,5%. В целом в элювии диоритов и гранодиоритов с самыми тонкими фракциями связано 48,4% Та. Эта доля несколько ниже, чем в коре выветривания гранитов (62,6%, см. табл. 3), и определяется тем,

## диоритов и гранодиоритов (предгорья Горного Алтая)

Количество элементов во фракциях, % от исходного						
Ta			Hf			
0,05—0,01	0,01—0,001	<0,001	>0,05	0,05—0,01	0,01—0,001	<0,001
Зона дезинтеграции						
7,5	15,8	2,9	74,2	9,4	14,3	2,1
Зона глинистого структурного элювия						
27,1	44,3	15,2	—	25,3	—	—
Непереотложенная кора выветривания (в целом)						
20,8	38,0	10,4	51,6	18,1	25,3	5,0

что в диоритах и гранодиоритах, как отмечалось выше, до 25—30% Ta сосредоточено в титановых минералах. При формировании глинистых продуктов и гранодиоритов происходит также разделение Ta и Ti, о чем свидетельствует уменьшение значений Ti/Ta от крупных фракций к мелким. Как и в коре выветривания гранитов, основное количество Hf (69,7—83,6%) в выветрелых продуктах диоритов связано с крупными фракциями (>0,01 мм), концентрирующими циркон.

3. Характерная особенность распределения Ti и Ta по фракциям в элювии гранитов Рудного Алтая (табл. 6) состоит в том, что максимальные содержания этих элементов выявлены в крупных фракциях (0,01—0,05 и >0,05 мм), превышая обычно соответствующие концентрации в более мелких фракциях и исходных пробах в 1,3—2 раза. По данным минералогических исследований, такое распределение Ti и Ta связано с тем, что именно в указанных фракциях накапливается сфен, концентрирующий Ti и, как отмечалось выше, Ta в количестве до 30—50% от его общего содержания в породе. Достаточно высокая степень концентрации Ta в сфене делает понятной также накопление этого элемента в крупных (>0,01 мм) фракциях из зоны дезинтеграции в количестве до 96,8% от исходного (табл. 7). В зоне глин 86,5% Ta связано с тонкозернистым (<0,01 мм) глинистым материалом. Такое «смещение» фракций-носителей этого элемента в сторону самых тонких фракций в глинистой зоне можно объяснить, по-видимому, двумя причинами. Во-первых, высоким суммарным выходом (72,2%) тонких фракций (0,01—0,001; <0,001 мм) и относительно высоким содержанием Ta в них, превышающим концентрацию этого элемента в исходных пробах. Во-вторых, неустойчивость сфена в глинистой зоне выветривания (Нестеренко, Цибульчик, 1966; Цибульчик, 1972), в связи с чем значительная масса Ta, освобождаясь при разрушении этого минерала, аккумулируется глинистым веществом. При этом, как отмечалось ранее, происходит также разделение Ti и Ta, о чем свидетельствуют соответствующие изменения Ti/Ta по фракциям.

Zr и Hf, как и в исследованных разрезах Горного Алтая, определенно концентрируются во фракциях 0,05—0,01 мм, обогащенных цирконом (см. табл. 6). В зоне дезинтеграции и в непереотложенной коре выветривания (в целом) основная масса (свыше 60,0%) этих элементов связана с крупными (>0,01 мм) фракциями. В зоне глин доля Zr

**Распределение по фракциям редких элементов в элювии гранитов  
(предгорья Рудного Алтая)**

Исходные пробы, фракции, мм	Содержания, г/т				Отношения	
	Ti (35)	Ta (31)	Zr (31)	Hf (35)	Ti Ta	Zr Hf
<b>Зона дезинтеграции</b>						
Исходные пробы	3000,0 (3)	0,4 (3)	177,6 (3)	5,6 (3)	7500,0	31,7
>0,05	3060,0 (3)	0,5 (3)	243,3 (3)	6,9 (3)	6120,0	35,2
0,05—0,01	2760,0 (3)	0,9 (3)	290,0 (3)	10,0 (3)	3066,6	29,0
0,01—0,001	1500,0 (3)	0,4 (3)	229,5 (3)	6,7 (3)	3750,0	34,2
<0,01	3180,0 (3)	0,6 (3)	81,5 (3)	4,6 (3)	5300,0	17,7
<b>Зона глинистого структурного элювия</b>						
Исходные пробы	5760 (4)	0,7 (4)	214,6 (4)	5,8 (4)	8228,5	37,0
>0,05	8820,0 (4)	—	—	7,2 (4)	—	—
0,05—0,01	6300,0 (4)	1,2 (4)	747,5 (4)	30,4 (4)	5250,0	24,6
0,01—0,001	4140,0 (4)	0,8 (4)	171,8 (4)	6,1 (4)	5175,0	28,1
<0,001	4500,0 (4)	0,8 (4)	120,8 (4)	5,9 (4)	5625,0	20,4
<b>Непереотложенная кора выветривания (в целом)</b>						
Исходные пробы	4620,0 (7)	0,6 (7)	199,8 (7)	5,7 (7)	7700,0	35,0
>0,05	6480,0 (7)	—	—	7,0 (7)	—	—
0,05—0,01	4860,0 (7)	1,0 (7)	564,5 (7)	22,2 (7)	4860,0	25,4
0,01—0,01	3060,0 (7)	0,6 (7)	194,8 (7)	6,3 (7)	5100,0	30,9
<0,001	3960,0 (7)	0,7 (7)	105,0 (7)	5,3 (7)	5657,1	19,8

**Количество редких элементов во фракциях из**

Распределение фракций в пробе	Ta						
	>0,05	0,05—0,01	0,01—0,001	<0,001	>0,05	0,05—0,01	0,01—0,001
Размеры частиц, мм	>0,05	0,05—0,01	0,01—0,001	<0,001	>0,05	0,05—0,01	0,01—0,001
Содержание, %	94,1	2,9	2,1	0,9	90,8	6,0	1,9
	<b>Зона</b>						
	21,7	6,1	10,6	61,6	3,8	9,7	12,6
	<b>Зона глинистого</b>						
	50,6	4,9	7,2	37,3	24,1	10,0	9,5
	<b>Непереотложенная кора</b>						

Примечание. Выход фракций рассчитан по 20 пробам; при расчете количества элементов во фракциях использованы анализы из табл. 6.

и Hf в мелких ( $<0,01$  мм) фракциях возрастает соответственно до 49,8 и 56,2% от их количества в исходных пробах (см. табл. 7). Это следует связывать с высоким выходом мелких фракций в глинистой зоне и их обогащением Zr и Hf при разложении сфена, аккумулирующего эти элементы (Ляхович, 1968). Изменения величин Zr/Hf отражают характер распределения этих элементов в выделенных фракциях.

4. Фракции  $<0,001$  мм, по данным рентгеноструктурного анализа, во всех изученных разрезах сложены практически только глинистыми минералами (каолинитом, гидрослюдой, монтмориллонитом) в различных количественных соотношениях. Анализ соотношений Ti и Ta, Zr и Hf в этих фракциях в сопоставлении с таковыми в исходных пробах (см. табл. 2, 4, 6) позволяет отметить следующее. Отношения содержания этих элементов во фракциях  $<0,001$  мм к их содержаниям в исходных пробах всегда больше единицы только для Ta, изменяясь в пределах от 1 до 2. Для Ti, Zr и Hf эти отношения, как правило, меньше единицы. Можно полагать, что Ta предпочтительнее, чем Ti, Zr и Hf, аккумулируется глинистым веществом продуктов выветривания. Величины таких отношений для Zr (0,46—0,58) ниже, чем для Hf (0,73—1,01), что, очевидно, свидетельствует о большей степени аккумуляции глинистым веществом Hf, чем Zr. Этот вывод подтверждается результатами исследований Д. Н. Пачаджанова (1975<sub>2</sub>). Учитывая отмеченные различия в степени аккумуляции Ti и Ta, Zr и Hf глинистыми продуктами выветривания, понятно уменьшение значений Ti/Ta и Zr/Hf во фракциях  $<0,001$  мм по сравнению с таковыми в исходных пробах. Расчеты показывают, что в изученных разрезах элювия с 1% выхода самой тонкой фракции ( $<0,001$  мм) аккумулируется 1,1—1,9% Ta; 0,4—0,6% Zr и 0,7—0,8% Hf от их общего количества в исходных пробах. Относительное накопление Ta, Zr и Hf во фракциях  $<0,001$  мм из элювия гранитов и зоны глин диоритов Горного Алтая, а также из зон дезинтеграции глин гранитов Рудного Алтая следует связывать с относительным обогащением этих частей разрезов монтмориллонитом и гидрослюдой, аккумулирующая способность которых в отношении указанных элементов выше, чем у каолинита (Лукашев и др., 1977). Аналогичные факты преимущественного накопления редких элементов монтмориллонитом и гидрослюдой по сравнению с каолинитом установлены авторами при изучении кор выветривания Кокчетавского поднятия в Северном Казахстане (Цибульчик и др., 1979).

Таблица 7

элювия гранитов (предгорья Рудного Алтая)

Количество элементов во фракциях, % от исходного									
Zr					Hf				
$<0,001$	$>0,05$	0,05—0,01	0,01—0,001	$<0,001$	$>0,05$	0,05—0,01	0,01—0,001	$<0,001$	
дезинтеграции									
1,3	93,2	4,1	2,3	0,4	91,7	5,1	2,5	0,7	
структурного элювия									
73,9	25,7	24,5	9,8	40,0	19,4	24,4	8,6	47,6	
выветривания (в целом)									
56,4	60,3	13,5	6,9	19,3	50,0	16,0	6,0	28,0	

## ВЫВОДЫ

1. Изученные палеогеновые коры выветривания из предгорий Алтая, сформированные на пермских гранитах и диоритах, по геологическому положению относятся к закрытому тишу. Они перекрыты многометровой толщей осадков неогенового и четвертичного возраста. По составу коры выветривания являются каолиновыми. Состав продуктов гипергенного минералообразования в нижних горизонтах может различаться в зависимости от состава исходных пород. Вещественный состав перетолженных кор выветривания обычно наследует состав подстилающих их элювиальных продуктов. По геологическим условиям залегания изученные коры выветривания из предгорий Алтая аналогичны корам выветривания Украинского щита.

2. Поведение редких элементов (Nb, Ta, Zr, Hf) в процессе выветривания в значительной мере определяется минеральными формами их нахождения в исходных породах.

3. Nb и Ta, не образующие собственных минеральных форм и рассеянные главным образом в темноцветных породообразующих (биотите, роговой обманке), а также в титановых минералах (ильмените, сфене), существенно накапливаются во всех разрезах глинистого элювия, причем Nb концентрируется в большей мере, чем Ta. Можно полагать, что значительное накопление Nb и Ta в изученных разрезах кор выветривания связано не только с процессами остаточного накопления и аккумуляции гидроокислами Fe этих элементов, но также с возможной их миграцией из перекрывающих осадочных отложений, нередко содержащих залежи бокситов с повышенными количествами Nb и Ta. В процессе накопления Nb и Ta при образовании элювия осуществляется также разделение этой геохимически родственной пары редких элементов при большей подвижности Ta. При этом происходит, кроме того, отделение Nb и Ta от геохимически близкого и более подвижного элемента-гидролизата Ti.

4. Zr и Hf, концентрирующиеся главным образом в устойчивом к выветриванию цирконе, в исследованных разрезах элювия незначительно выносятся, при этом также происходит разделение этой пары элементов при большей подвижности Hf.

5. В перетолженной коре выветривания, сформированной в процессе ближнего (делювиального, делювиально-пролювиального) переноса элювиального материала, содержания Nb, Ta, Zr наследуются от подстилающих элювиальных продуктов.

6. При гранулометрическом разделении элювиального материала Ta обычно концентрируется в мелких ( $<0,01$  мм) фракциях. В зонах дезинтеграции в связи с высоким выходом крупных ( $>0,01$  мм) фракций, сложенных преимущественно породообразующими минералами исходных пород, концентрирующими Ta, последний накапливается в этих крупных фракциях. При выветривании исходных пород (граниты Рудного Алтая), в которых до 30—50% Ta связано с неустойчивым к выветриванию сфеном, этот элемент также накапливается в мелких фракциях элювия за счет аккумуляции глинистым веществом значительных количеств этого металла, освобождающихся при разрушении сфена. Zr и Hf обычно связаны с крупными фракциями выветрелого материала, концентрирующимися циркон. В самых мелких ( $<0,001$  мм) фракциях Ta аккумулируется в большей мере, чем Ti, Zr и Hf. В тех же фракциях Hf накапливается предпочтительнее Zr.

7. Характер гипергенного минералообразования также влияет на распределение редких элементов в выветрелых продуктах. Гидрослюда и монтмориллонит, обладающие большей аккумуляционной способностью, чем каолинит, благоприятствуют накоплению редких элементов в глинистом материале кор выветривания.

- Адаменко О. М.* Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Амшинский Н. Н.* Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов (на примере Алтая) — Тр. СНИИГГиМСа, вып. 158. Новосибирск, Зап.-Сиб. книжн. изд-во, 1973.
- Амшинский Н. Н., Марищ И. В., Орлов Л. И., Горб А. М.* Акцессорные минералы интрузивных пород Ленинского района на Рудном Алтае.— В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. М., ИМГРЭ, 1968.
- Бойко Т. Ф.* Распределение редких элементов в профилях выветривания пород и активность их водной миграции.— В кн.: Материалы семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания. Минск, 1969.
- Бойко Т. Ф., Болотов А. М.* Геохимия тантала и ниобия в корях выветривания и промышленные россыпи тантало-ниобатов.— В кн. Материалы семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания. Минск, 1969.
- Бологов А. М., Бравина С. Б.* Редкометалльные коры выветривания Приазовья и Кокчетавской глыбы.— В кн.: Рудосносные коры выветривания. М., «Наука», 1974.
- Бурков В. В., Подпорина Е. К.* Геохимия и месторождения малых и редких элементов в коре выветривания.— В кн.: Материалы семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания. Минск, 1969.
- Бурков В. В., Подпорина Е. К.* Некоторые особенности геохимии редких элементов в корях выветривания.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.
- Бурков В. В., Подпорина Е. К.* Образование концентраций циркония в процессе выветривания.— В кн.: Экзогенные редкометалльные месторождения и методы их исследования. М., ИМГРЭ, 1972.
- Бурков В. В., Чеховских Е. Г.* Редкие и малые элементы в корях выветривания и бокситах.— В кн.: Латеритные коры выветривания КМА и их редкометальность. М., «Недра», 1976.
- Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, № 7, 1962, с. 555—572.
- Гинзбург И. И., Кац А. А., Корин И. З., Попков В. Ф., Савельев И. И., Трубина К. Н.* Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. 1. Типы и морфология древней коры выветривания. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 80, сер. Уральской комплексной экспедиции АН СССР (№ 1). Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Знаменский Е. Б., Конусова В. В., Крикберг И. А., Пополитов Э. И., Флерова К. В., Цыханский В. Д.* Распределение титана, ниобия и тантала в сфеносодержащих гранитоидах.— Геохимия, № 9, 1962.
- Казаринов В. П.* Мезозойское и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостехиздат, 1958.
- Лисицина Н. А.* К методике геохимического изучения кор выветривания.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 1.
- Лукашев К. И., Кузнецов В. А., Лукашев В. К.* Геохимическое изучение земной коры. Минск, «Наука и техника», 1977.
- Ляхович В. В.* Акцессорные минералы. М., «Наука», 1968.
- Ляхович В. В., Золотарев Б. П., Родионов Д. А., Соболев С. Ф.* Акцессорные минералы в гранитоидах Горного Алтая.— В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов. Тр. ИМГРЭ, М., 1959.
- Нестеренко Г. В., Цибульчик В. М.* Источники питания титаноносных отложений на юго-востоке Западной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1966.
- Новиков В. А.* Гранулометрическое разделение материала коры выветривания.— В кн.: Кора выветривания, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Пачаджанов Д. Н.* Основные черты геохимии ниобия и тантала в осадочном процессе Душанбе, «Дониш», 1975<sub>1</sub>.
- Пачаджанов Д. Н.* Геохимия редких элементов в меловых красноцветных отложениях Таджикской депрессии и их индикаторные свойства в палеорекострукциях.— Автореф. докт. дис. М., 1975<sub>2</sub>.
- Пономарчук В. А., Шипицын Ю. Г., Цибульчик В. М.* Определение тантала в корях выветривания инструментальным нейтронно-активационным методом.— В кн.: Ядерно-геохимические методы. Новосибирск, 1976<sub>1</sub>.
- Пономарчук В. А., Шипицын Ю. Г., Цибульчик В. М.* Инструментальный нейтронно-активационный анализ гафния и циркония в экзогенных образованиях.— В кн.: Ядерно-геохимические методы. Новосибирск, 1976<sub>2</sub>.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А.* Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления.— Геохимия, 1965, № 2.
- Рухин А. Б.* Гранулометрический анализ рыхлых и слабо сцементированных осадочных пород.— В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. I. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Таусон Л. В.* Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.

- Цибульчик В. М.* Геохимия ниобия и тантала в корях выветривания Казахстана и Западной Сибири.— В кн.: Международный геохимический конгресс, тез. докл., т. II, М., 1971.
- Цибульчик В. М.* Поведение титана в коре выветривания метаморфических пород. М., «Наука», 1972.
- Цибульчик В. М., Пономарчук В. А., Трунова В. А.* Ниобий, тантал, цирконий, гафний в корях выветривания Кокчетавского поднятия (Северный Казахстан).— В кн.: Геохимия рудных элементов в процессах выветривания, осадконакопления и катагенеза. Новосибирск, 1979.
- Шукина Е. Н.* Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа.— В кн.: Кора выветривания, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР,  
Новосибирск

Дата поступления  
13.VIII.1979

УДК 552.313(574)

**УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ  
ТЕРРИГЕННЫХ И ВУЛКАНО-ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
В АТАСУЙСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ  
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)**

***Е. И. БУЗМАКОВ, А. А. РОЖНОВ, Н. К. МАНУХИН, Ю. А. ВАСЮКОВ***

Верхнедевонские терригенные отложения расчленены по фациально-генетическим признакам: конгломераты и гравелиты — на три группы, песчаники и алевролиты — на шесть групп. Рассмотрены взаимоотношения терригенных отложений с железомарганцевым оруденением атасуйского типа. В результате расчленения отложений дайринской свиты по фациально-генетическим признакам и уточнения стратиграфического их положения получена важная информация для палеогеографических реконструкций и познания истории геологического развития района в позднедевонскую эпоху — во время формирования атасуйских месторождений.

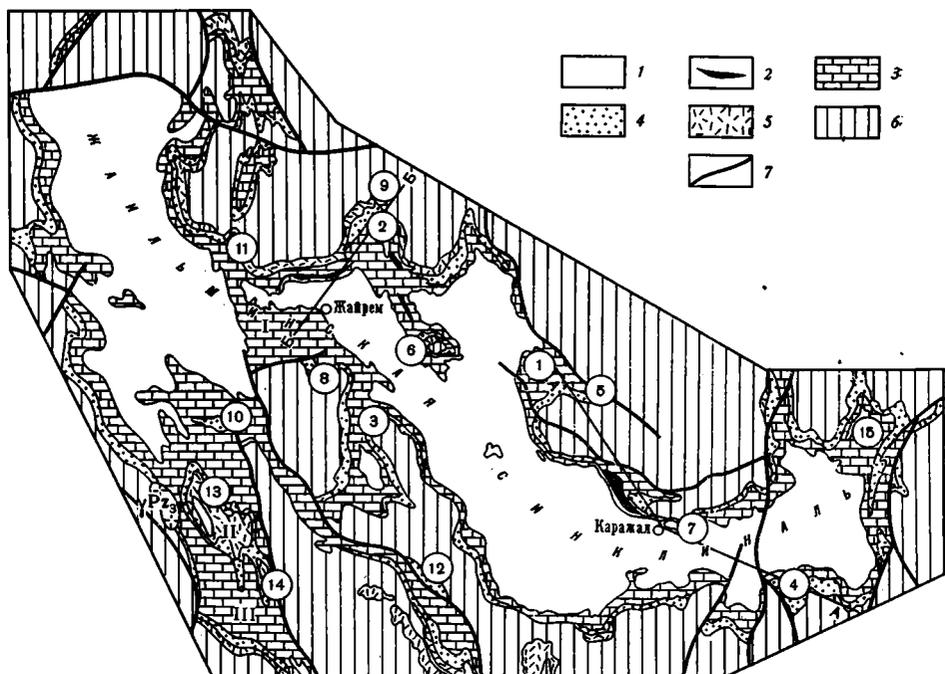
**О ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ**

Верхнедевонские красноцветные терригенные и вулканотерригенные отложения в Атасуйском р-не залегают с разрывом и местами с угловым несогласием на различных образованиях и распространены почти на всей площади района (фиг. 1). Они слагают толщу вулканомиктовых и полимиктовых конгломератов, песчаников и алевролитов с линзами и прослоями трахилипаритовых порфиров, их туфолов, игнимбритов, грубообломочных агломератных литокристаллокластических и пепловых туфов (Бузмаков, Щибрик, 1976; Бахтеев и др. 1977). Реже встречаются линзы и прослои миндалекаменных трахибазальтовых порфиритов и их пирокластолитов (туфопесчаников и туффитов). Окраска пород преимущественно вишнево-красная, сиреневая, красновато-бурая, реже зеленовато-серая.

Ранее эти отложения считались континентальными и условно относились к франскому ярусу верхнего девона (Быкова, 1960; Садыков, 1959). Позднее установлено, что по латерали красноцветные вулканотерригенные образования в своей верхней части, а иногда почти на всю мощность фациально замещаются карбонатными отложениями фаменского яруса (Бузмаков и др., 1973; Бузмаков, Щибрик, 1976).

Изучение взаимоотношения вулканотерригенных и фаунистически охарактеризованных карбонатных отложений и анализ фауны и флоры из терригенной толщи (Бузмаков, Щибрик, 1976) позволили уточнить возраст и установить ее идентичность дайринской свите Сарысу-Тенизского водораздела (Мазарович и др., 1971; Разина, 1975).

Возраст большей части дайринской свиты в Атасуйском р-не раннефаменский (фиг. 2). В центре Жаильминской синклинали, где разрез самой нижней «невыдержаннослойной» пачки карбонатных отложений нижнего фамена наиболее полный (на месторождении Жайрем и участке Баир-Демидовском), он, возможно, позднефранский. С развитием фа-



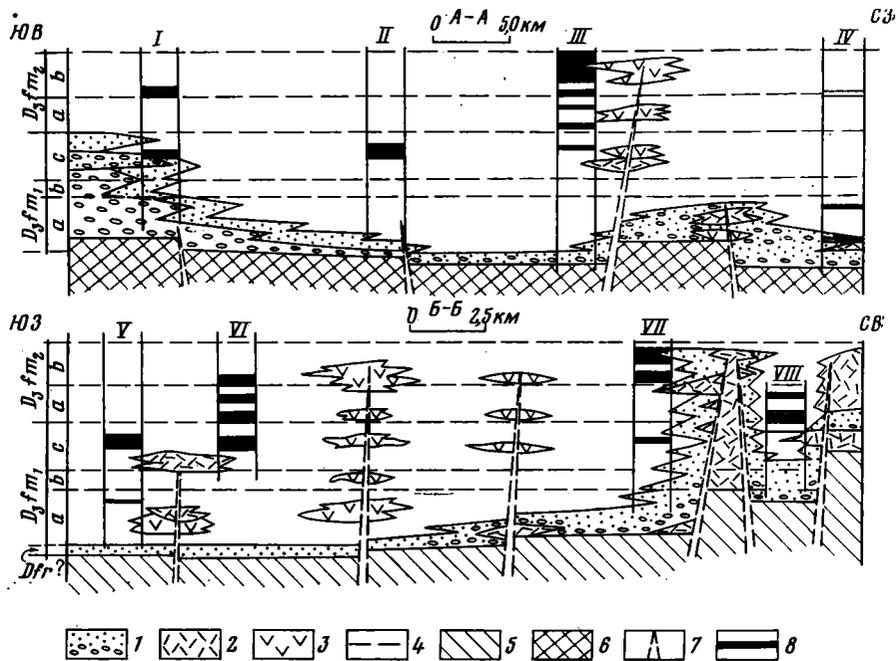
Фиг. 1. Геологическая схема Жайльминской синклинали

1 — нижнекаменноугольные отложения; 2 — участки проявления фаменского основного вулканизма; 3 — фаменские карбонатные и углисто-кремнисто-карбонатные отложения; 4 — терригенные обломочные отложения дайринской свиты верхнего девона; 5 — вулканогенные породы кислого состава, ассоциирующиеся с дайринской свитой; 6 — до-дайринские отложения и интрузивные образования, 7 — главные разрывные нарушения. I — Жайремская антиклиналь; II — Шойбасская брахиантиклиналь, III — Кылжарская синклинали. Участки (цифры в кружках): 1 — Баир-Демидовский, 2 — Ушка-тын III, 3 — колодец Аккудук, 4 — Южный Клыч, 5 — Баир-4, 6 — Веерный, 7 — Южный Каражал, 8 — Тасжарган, 9 — Ушкатын-I, 10 — Жомарт, 11 — Арап, 12 — Алашпай, 13 — Шойбас, 14 — Кеткен, 15 — Бестюбе

менской морской трансгрессии и перемещением береговой линии к южным и северным бортам синклинали возраст свиты все более и более омолаживался (как для «скользящей по возрасту» фации) вплоть до позднефаменского (месторождение Ушкатын III).

На Сарысу-Тенизском водоразделе верхняя возрастная граница дайринской свиты, по данным М. В. Мартыновой (Мазарович и др., 1971), поднимается местами вплоть до турнейского века, что согласуется с выводами А. М. Садыкова (1974) о «косых» разновозрастных границах свит. Мощность свиты изменчива. На отдельных участках восточного крыла Аккудукской брахиантиклинали и в ряде других точек собственно красноцветные терригенные образования не установлены и дайринская свита представлена сероцветными кварц-полевошпатовыми песчаниками мощностью 1—5 м. Вблизи позднедевонских вулканических построек, где обычно наиболее грубые разности разновозрастных с ними шлейфов вулcano-обломочных пород, мощность свиты достигает 750 м.

Фациальные взаимопереходы вулcano-терригенных образований в карбонатные отложения, вмещающие железомарганцевое и барито-полиметаллическое оруденение, свидетельствуют о сложной палеогеографической обстановке в позднем девоне, во время рудообразования, что потребовало тщательного изучения не только карбонатных, но и вулcano-терригенных пород.



Фиг. 2. Схематический фациальный профиль через Жайльминскую синклинали, иллюстрирующий взаимоотношения терригенных отложений дайринской свиты с вулканитами и карбонатными отложениями фамена

А — А — южный борт синклинали в восточной части р-на; Б — Б — северный борт синклинали в западной части р-на. 1 — конгломераты, песчаники; 2 — вулканиты трахидиоритового состава; 3 — вулканиты базальтового и трахибазальтового состава; 4 — стратиграфические границы пачек карбонатных отложений; 5, 6 — породы фундамента: 5 — вулканиты и ниже- и среднедевонские песчаники, 6 — зеленокаменные метаморфизованные породы нижнего палеозоя и ниже- и среднедевонские вулканиты; 7 — разломы в фундаменте; 8 — стратиграфический уровень и фациальное положение железомарганцевого оруденения по месторождениям: I — Южный Ключ; II — Бестюбе; III — Каражал, Ктай; IV — Баир-4, Тасжарган; V — Западный и Дальнезападный Жайрем; VI — Восточный Жайрем; VII — Ушкатын III; VIII — Ушкатын I, II

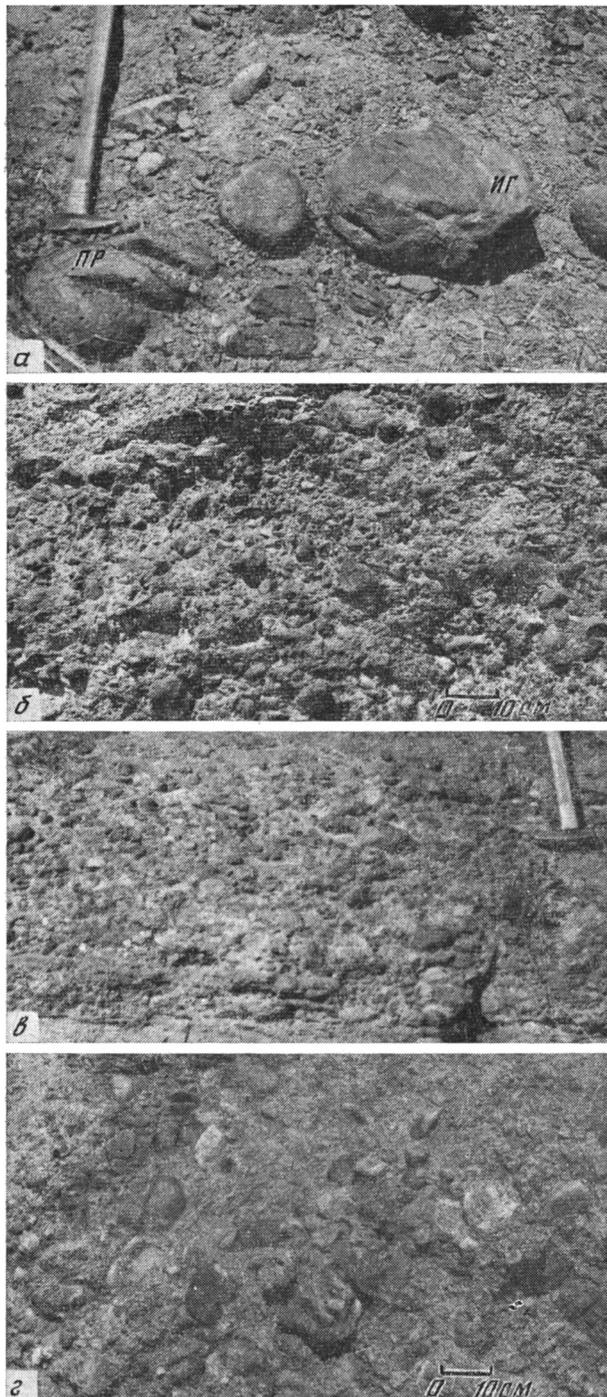
В настоящей работе приводятся новые данные о литологии и условиях образования вулкано-терригенной толщи верхнего девона.

### ЛИТОЛОГИЯ ТЕРРИГЕННЫХ И ВУЛКАНО-ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

В составе дайринской свиты установлен полный ряд обломочных пород от грубовалунных конгломератов до алевролитов. Характеристика их приводится ниже.

**Конгломераты и гравелиты** слагают базальный горизонт трансгрессивной серии и нередко образуют крупные линзы в нижней половине дайринской свиты. Размеры линз по простиранию колеблются от первых сотен метров до первых километров. Мощность их обычно первые десятки метров. Преобладают средне- и мелкогалечные конгломераты, а грубовалунные (с наибольшим размером валунов до 0,5 м) редки.

Галечный материал занимает 30—70% объема породы (фиг. 3); промежутки между гальками заполнены обломками гравийной и песчаной размерности. Нередко наблюдаются «пудинговые» конгломераты либо конгломераты в частом переслаивании с песчаниками. Внутри базального горизонта размер галек обычно уменьшается вверх по разрезу постепенно, иногда резко. В линзах конгломератов из середины разреза свиты, фиксирующих внутриформационные размывы, наиболее грубый галечный материал может сосредотачиваться как в основании линз, так и в средней их части.



Фиг. 3. Конгломераты дайринской свиты

**а** — валунно-галечные конгломераты (ИГ — валун игнимбритов, ПР — валун миндалекаменных порфиритов); **б** — среднегалечные конгломераты с умеренной и хорошей окатанностью галечного материала и плохой сортировкой обломочного материала; **в** — переслаивание мелкогалечных конгломератов, гравелитов и песчаников; **г** — конгломераты, образовавшиеся временными потоками; обломочный материал с разной степенью окатанности, не отсортирован и не ориентирован

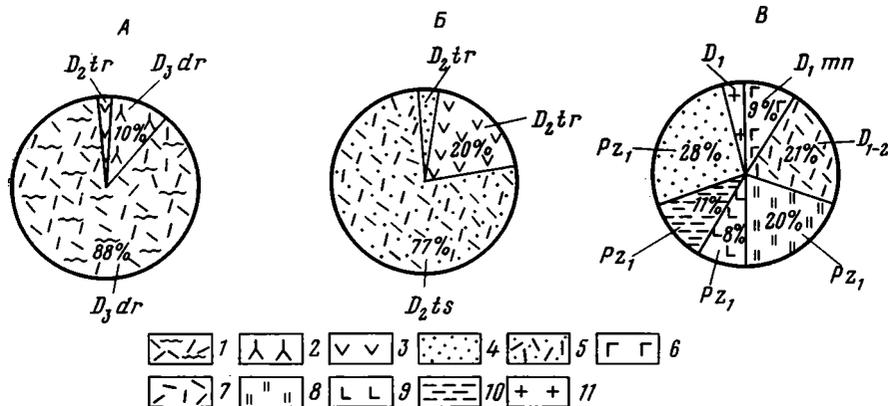
Различаются три группы конгломератов и гравелитов.

1. *Прибрежно-мелководная группа конгломератов и гравелитов* отлагалась в волноприбойной зоне моря у скальных берегов. Окатанность галечного материала хорошая и умеренная (40—68%). Преобладают гальки умеренной (2 балла), реже хорошей (3 балла) и прекрасной (4 балла) окатанности. Форма галек зависит главным образом от их состава. Гальки кислых эффузивов — удлиненные, яйцевидные; порфиритов — изометричные до слабо вытянутых или уплощенных; гальки кварцитов обычно изометричные; для алевролитов характерна уплощенно дискоидальная форма. Средние значения коэффициентов сферичности 0,70 и уплощенности 1,02. Сортированность обломочного материала средняя, участки хорошая. Крупногалечные конгломераты, как правило, имеют слабую отсортированность материала, но хорошую окатанность галек (фиг. 3, а, б); в мелкогалечных конгломератах и гравелитах отсортированность, напротив, хорошая (фиг. 3, в), а окатанность — плохая. На отдельных гальках наблюдаются ямки вдавливания, указывающие на сгруженность материала в процессе его транспортировки. Ориентировка длинных осей галек чаще согласна с напластованием. Вверх по разрезу грубые разности пород сменяются хорошо отсортированными песчаниками иногда с брахиоподовой фауной.

В составе галечного материала преобладают игнибриты, туфы кислого состава и кварц-калишпатовые порфиры из разновозрастных вулканитов, реже встречаются гальки порфиритов, кислых эффузивов, жильного кварца, гранитов, песчаников из нижележащих толщ нижнего и среднего девона, а также гальки кварцитов, сланцев, порфиритов, песчаников и алевролитов из метаморфизованных толщ нижнего палеозоя. Все типы соответствующих пород выходят на поверхность в районе исследования. Дальнего переноса грубого материала по площади не было. Вблизи разновозрастных экструзивно-эффузивных куполов (на участках Шойбас, Арап, Веерный и др., см. фиг. 1) галька на 90—100% представлена кислыми вулканитами (фиг. 4, А) — продуктами их разрушения. Для западной половины района в составе галек преобладают кислые эффузивы, реже порфириты с примесью песчаников из подстилающих ниже- и среднедевонских толщ (фиг. 4, Б). В восточной части района, где в строении фундамента наряду с девонскими вулканитами широкое участие принимают зеленокаменные толщи нижнего палеозоя и нижедевонские граниты, состав галек конгломератов дайринской свиты полимиктовый (фиг. 4, В), лишь местами преобладают ордовикские алевролиты, песчаники, кварциты, порфириты и цвет конгломератов меняется с красного на зеленый.

Гравелиты, заполняющие промежутки между галечным материалом и слагающие самостоятельные линзы и прослой, совершенно идентичны. Форма обломков в них округлая, полуугловатая, изредка удлиненная, окатанность варьирует от нуля до 2 баллов. Состав обломочного материала полимиктовый, вулканикомиктовый и обычно хорошо согласуется с составом гальки конгломератов. Наряду с породными обломками в составе псаммитовой фракции часты мономинеральные зерна кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, реже чешуйки слюды и зерна рудного минерала (гематита, титанистых окислов железа и др.). Цемент гравелитов и конгломератов поровый, соприкосновения, по составу кремнистый, серицит-кремнистый, глинистый, реже железистоглинистый и карбонатно-кремнистый, а по характеру взаимодействия с обломочным материалом — часто коррозионный.

2. *Прибрежно-равнинные конгломераты и гравелиты* образовались в условиях периодического наступления и отступления береговой линии моря. По составу, окраске, размерности кластики и взаимоотношениям с цементом они идентичны конгломератам предыдущего генетического типа и также пользуются широким распространением по всему району.



Фиг. 4. Диаграммы петрографического состава гальки конгломератов

Участки: А — Шойбас, Б — Алашпай, В — Баир-4,  $D_2tS$  — стратиграфический индекс размываемой толщи. Литологический состав гальки: 1 — трахилипаритовые игнимбри-ты; 2 — калишпатовые порфиры; 3 — миндалекаменные трахибазальтовые порфиры; 4 — полимиктовые песчаники; 5 — туфы кислого состава; 6 — андезит-базальтовые порфиры; 7 — вулканиты кислого состава; 8 — кварциты; 9 — порфириды, порфиритоиды пироксен-плагноклазовые; 10 — кремнистые алевролиты; 11 — гранодиориты

Формы их залегания — линзы и прослои среди красноцветных песчаников и алевролитов, содержащих на плоскостях напластования знаки волновой ряби и трещины усыхания. В отличие от пород предыдущей группы обломочный материал в них окатан слабее (от 25 до 55%), а сортировка хуже.

3. *Конгломераты и гравелиты*, слагающие конусы выноса грязевых потоков и суходолов на склонах возвышенностей, распространены крайне ограниченно в виде небольших единичных линз в нижней половине дайринской свиты. Окатанность обломков у них плохая, сортировка отсутствует (фиг. 3, з). Окраска пород преимущественно сиренево-серая. Состав обломков полимиктовый, включает материал всех основных литологических разновидностей пород из подстилающих толщ, слагавших ближайшее палеоподнятия.

**Песчаники и алевролиты** слагают преимущественно верхнюю часть разреза дайринской свиты, реже — весь ее разрез, а также встречаются в виде линз и прослоев среди карбонатных отложений фамена. Выделяется шесть их генетических разновидностей.

1. *Песчаники и глинистые алевролиты*, образовавшиеся в условиях низменной прибрежной равнины, периодически заливавшейся морем, совместно с конгломератами слагают большую часть разреза дайринской свиты. Окраска их яркая сиренево-красная, темно-красная, вишнево-бурая и фиолетово-сиреневая, текстура слоистая, волнисто-слоистая, косослоистая, иногда тонкослоистая и линзовидно-слоистая. Обломочный материал, плохо окатанный угловатой и удлиненной формы представлен зернами кварца, полевых шпатов, обломками кислых эффузивов, реже порфиридов, содержит примесь чешуек серицита, иногда хлорита и зерна рудного минерала (гематита, магнетита, титанистых окислов железа). Количественное соотношение перечисленных минералов и пород широко варьирует: от примерно равных соотношений трех первых компонентов до преобладания первых двух или второго и третьего компонентов. Размер обломков от 0,05 до 2—2,5 мм. Преобладают разнотельные песчаники. Цемент слюдисто-кремнистый, глинистый, реже железистый и глинисто-карбонатный. Количественные соотношения обломков и цемента в песчаниках также различны, поэтому характер цемента изменяется от базального до порового и реже цемента соприкосновения.

В алевролитах резко сокращается количество обломков и уменьшаются их размеры; одновременно растет концентрация глинистой составляющей, красной от гематита. Алевролитовая составляющая породы представлена зернами кварца (20—50%), полевых шпатов (15—40%), чешуйками серицита (9—12%), хлорита (до 2%), реже обломками кислых эффузивов с примесью зерен рудного минерала. Цемент глинистый, железистоглинистый, слюдисто-кремнистый и реже глинисто-карбонатный. Пепловые частицы обычно редки, но местами слагают основной объем породы вплоть до перехода ее в туффит.

Поверхности наложения несут знаки волновой ряби: асимметричной и симметричной (фиг. 5, а, б), реже перекрестной (фиг. 5, в), что указывает на образование пород в мелководном бассейне. Встречаются трещины усыхания, отпечатки капель дождя (фиг. 5, г), ямки вдавливания от ударов градин, струи и канавки размыва и окатыши алевролитов с трещинами усыхания (фиг. 5, е), свидетельствующие о частом выведении осадков на сушу. Ярко-красный цвет пород указывает на окислительные условия их образования.

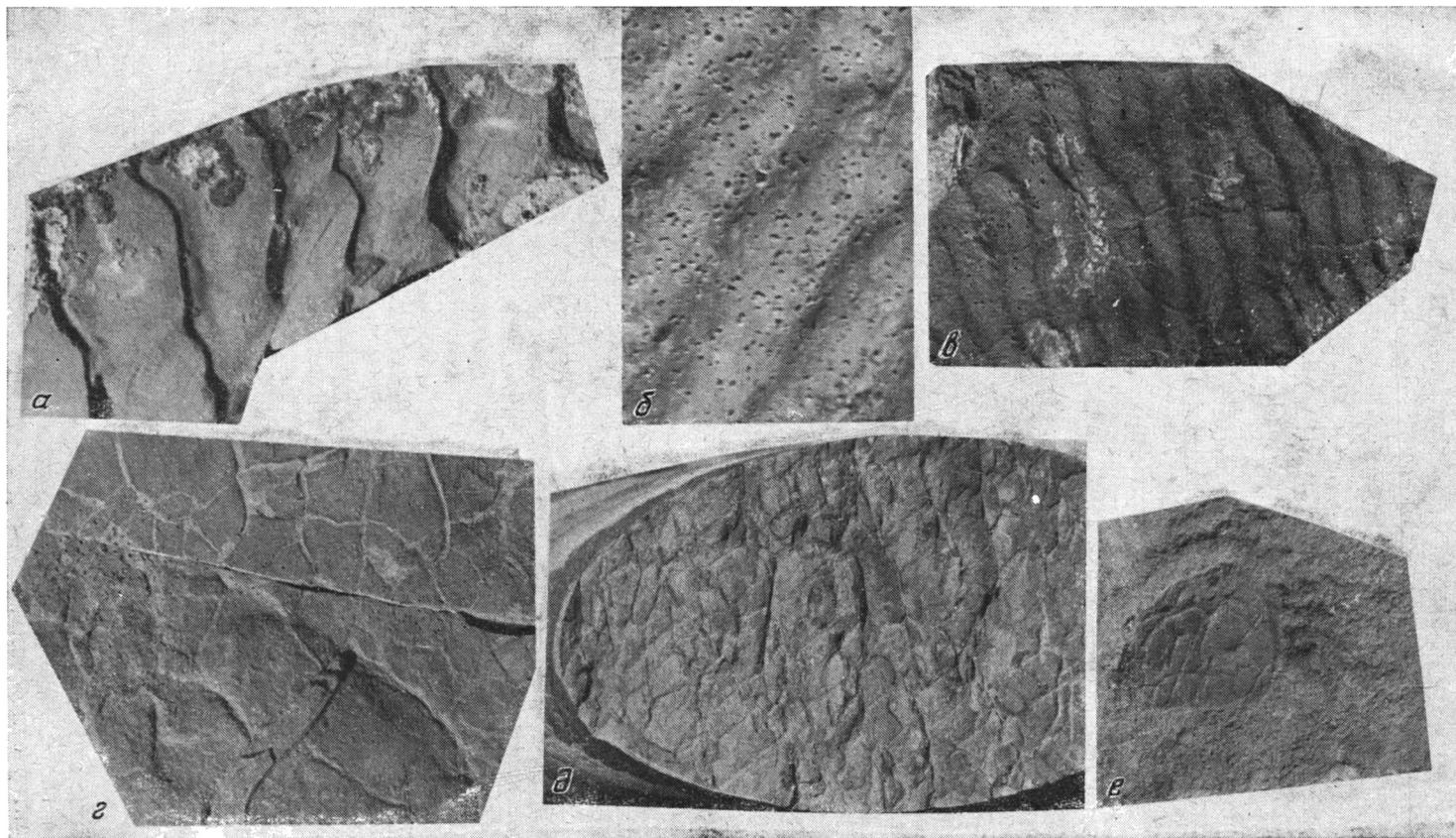
2. *Алевролиты с линзами и прослоями гипса и ангидрита* представляют собой отложения усыхающих лагун. Эти породы редки, обычно приурочены к основанию карбонатного разреза, точнее к зоне перехода от терригенного разреза к карбонатному. На месторождении Южный Каражал ангидритоносные алевролиты, туфоалевролиты и доломитистые глинисто-кремнисто-карбонатные слои мощностью до 15—20 м располагаются в разрезе на одном и том же стратиграфическом уровне на площади более 2 км<sup>2</sup> (Бузмаков и др., 1976). Менее значительные проявления сульфатов кальция установлены в скважинах к югу от колодца Аккудук, к западу от горы Тасжарган, на месторождении Ушкатын I, на Жомартовском рудном поле и на юге от площадей развития морских карбонатных отложений в бортах Жаильминской синклинали дают основание считать их озерными. В разрезах они приурочены к переходу от красноцветных терригенных образований дайринской свиты к красноцветным отложениям нижнего фамена.

Процесс накопления сульфатов кальция в Атасуйском рудном р-не относится к начальной стадии образования галогенной формации (Страхов, 1962), слабо проявленной и связанной с началом верхнедевонской трансгрессии.

3. *Сероцветными глинистыми тонкослоистыми алевролитами и песчаниками озерного происхождения* сложено несколько мелких брахисинклиналей, изолированных от Жаильминской структуры и расположенных в северном ее обрамлении. Вторая площадь развития сероцветных терригенных пород расположена на юго-востоке района, в южной оконечности участка Южный Клыч. В этих разрезах развиты темно-серые, буровато- и зеленовато-серые глинистые алевролиты, известковистые и полимиктовые песчаники тонкоритмично-слоистой и тонколинзовидно-слоистой текстуры, обусловленной чередованием тонких прослоек (0,1—2,0 мм) существенно глинистого, иногда глинисто-известкового состава с алевролитовыми и алевролитово-песчаниковыми прослойками. Глинистые прослои окрашены органическим веществом (С<sub>орг.</sub>) до 0,8—1% в черный, гидроокислами железа — в бурый, хлоритами — в зеленый цвета. Состав алевроито-песчаного материала существенно кварц-полевошпатовый, цемент известковый, слюдисто-глинистый и известково-кремнистый.

Образование этих пород происходило в замкнутых водных бассейнах со спокойной гидродинамической обстановкой. Монотонный тонкоритмичный характер отложений, крайняя скудность или полное отсутствие фаунистических остатков в них, а также изолированность от площадей развития морских карбонатных отложений в бортах Жаильминской синклинали дают основание считать их озерными.

4. *Песчаники подводно-дельтовые* встречены на двух площадях: в



Фиг. 5. Знаки на плоскостях напластования песчаника: *a* — асимметричная волновая рябь; *б* — симметричная волновая рябь и пустоты от выщелачивания доломита; *в* — перекрестная волновая рябь, трещины усыхания и пустоты от выщелачивания доломита; *г* — трещины усыхания, отпечатки капель дождя и пустоты от выщелачивания доломита; *д* — трещины усыхания в зеленоцветном песчанике (СД — прослой сидерита); *е* — окатыш алевролита с отпечатками трещин усыхания в красноцветном песчанике

южной части месторождения Ушкатын I и на юго-востоке участка Южный Клыч. Окраска песчаников зеленая, строение разномасштабное (от мелко- до крупномасштабного), слоистость неясная, грубая, иногда косая. Состав обломочного материала полимиктовый. В шлифах терригенный материал представлен обломками пород — кислыми эффузивами (10—15%), полосчатыми кварцитами (1—3%), алевролитами (2—3%) и зернами кварца (15—30%), измененного полевого шпата (20—40%), рудного минерала (в основном окислы железа, 3—7%), а также чешуйками серицита (2—7%). Обломочный материал полуокатанный, угловатоудлиненной формы, размером от 0,05 до 3,5 мм. Цемент базальный, реже поровый, по составу кремнисто-слюдистый, глинисто-карбонатный. Встречаются небольшие линзы зеленых «пудинговых» конгломератов.

К подводно-дельтовым песчаники отнесены по следующему признакам: во-первых, подстилают их сероцветные песчаники и тонкоритмично-слоистые алевролиты, предположительно континентально-озерного происхождения, а покрывают морские глинисто-кремнисто-карбонатные породы с фауной криноидей, пелеципод и детритом брахиопод; во-вторых, галечный материал не отсортирован, распределен крайне неравномерно, и, кроме того, в них наблюдаются следы повторного перемыва и обвалы явления, характерные для каньонобразных русловых фаций речной долины; в-третьих, установлена приуроченность этих отложений к узким прогибам в бортах Жаильминской синклинали.

5. *Песчаники прибрежно-мелководной шельфовой зоны моря* распространены на юге площади (в Кылжерской синклинали, в северо-восточном крыле Шойбасской брахиантиклинали) и на многих локальных участках южного и северного бортов Жаильминской синклинали. Везде они приурочены к верхам дайринской свиты, к зоне перехода от терригенного разреза к карбонатному. Как правило, они залегают на хорошо отсортированных мелкогалечных конгломератах и перекрываются брахиоподовыми известняками-ракушечниками. Песчаники отсортированные, буровато-серые средне- и мелкозернистые, редко крупнозернистые, слоистой, параллельно-слоистой и косослоистой текстуры. В отдельных прослоях встречаются скопления раковин брахиопод раннефаменского возраста. Состав песчаников преимущественно кварц-полевошпатовый, реже полимиктовый. Цемент поровый, соприкосновения, по составу кремнистый, кремнисто-карбонатный.

6. *Туффиты алевролитовые и псаммитовые* образуют линзы и прослои среди карбонатных отложений и, как правило, в виде шлейфа окаймляют вулканические постройки. Наибольшим распространением они пользуются на месторождениях Ушкатын III, Ушкатын I, Арап, Южный Каражал. Макроскопически представляют собой плотные алевролитовые и песчаниковые породы слоистой, массивной и неяснослоистой текстуры вишнево-бурой, зеленой, сиренево-серой и зеленовато-бурой окраски. Изучение шлифов под микроскопом показало, что основу породы образует слюдисто-карбонатный, железистоглинистый и карбонатно-слюдистоглинистый цемент, в который неравномерно погружены обломки остроугольной и рогульчатой формы кварцевого и кварц-полевошпатового состава, плохо раскристаллизованного стекла и пелловых частиц, а также сравнительно хорошо окатанные обломки глинистой породы, карбоната, кислых эффузивов, чешуйки слюды, пластинки голубовато-зеленого хлорита, зерна рудного минерала. Цемент базальный, реже поровый. Размер обломков варьирует от 0,02 до 2—3 мм и крупнее. Большая часть обломочного материала представляет собой полуокатанную пирокластическую и в зависимости от размера обломков порода является либо туфоалевролитом, либо туфопесчаником.

В туфопесчаниках встречаются линзы туфоконгломератов. Залегают туффиты среди рифовых и детритовых известняков и известняковых осадочных брекчий. Образование пород этой группы происходило в

прибрежно-мелководной зоне моря, вблизи от островных вулканов с периодическими проявлениями эксплозивной деятельности. Продукты эксплозивных выбросов в мелководной волноприбойной зоне разрушались, перерабатывались и отлагались в виде песков, иногда галечников. В этой же активной зоне хорошо прогреваемого мелководья на песчаном и скальном дне моря быстро развивались рифообразующие организмы (водоросли, мшанки, брахиоподы, криноидеи и др.). Скопления их колоний приводили к образованию банок, а затем известковых рифов.

### ВЗАИМОТНОШЕНИЯ ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ТЕРРИГЕННЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

Железоманганцевое оруденение на большинстве месторождений района располагается в толще карбонатных отложений фаменского яруса. На ряде месторождений (Ушкатын III, Ушкатын I, Арап) в строении разреза рудовмещающей толщи совместно с карбонатными отложениями принимают участие вулкано-терригенные и терригенные образования. Известны также рудопроявления и мелкие месторождения, приуроченные к собственно терригенным отложениям (Южный Клыч, Баир-4, Тас-жарган, см. фиг. 2).

**Месторождение Ушкатын III.** Разрез месторождения сложен чередующимися пластами узловато-слоистых известняков, браунит-гаусманитовых, гематитовых, отчасти якобитовых руд с прослоями детритовых известняков (Бузмаков и др., 1975). Всего в разрезе выделяется до 14 пластов марганцевых руд. Вулкано-терригенные отложения участвуют в строении рудного разреза в северной и отчасти западной части месторождения. Они представлены вишнево-красными и зеленовато-серыми туфопесчаниками и туфоалевролитами, которые в виде прослоев и линз мощностью до первых десятков метров вклиниваются в рудную пачку. В южной половине месторождения туффиты выклиниваются и исчезают полностью из разреза; к северу, наоборот, мощность линз туффитов резко возрастает до полного замещения ими карбонатных пород и железоманганцевых руд. В этом случае туфопесчаники и туфоалевролиты приобретают яркую вишнево-красную окраску за счет повышенного содержания в их цементе гематита. Изредка в туффитах встречаются маломощные линзочки гематита и железистых яшм протяженностью до первых сантиметров.

**Месторождение Южный Клыч.** В разрезе месторождения участвуют снизу вверх сероцветные песчаники и алевролиты озерного происхождения, зеленоцветные песчаники и конгломераты подводно-дельтовые и темно-серые глинисто-кремнисто-карбонатные породы с фауной пеллеципод, обломками раковин брахиопод и члеников криноидей. Рудный пласт мощностью до 7 м представляет тонкие чередующиеся слойки окислов марганца, хлоритов и оруденелых узловато-слоистых известняков. Он располагается в основании толщи глинисто-кремнисто-карбонатных пород с морской фауной и частично переходит в южной части месторождения в толщу подводно-дельтовых зеленоцветных песчаников и конгломератов. В терригенной части разреза в строении рудного пласта принимают участие прослойки песчаников и мелкогалечных конгломератов, чередующиеся с вышеуказанными рудными и карбонатными слойками. В северной части месторождения марганцевые руды фациально замещаются пестроокрашенными узловато-слоистыми известняками, содержащими иногда в нижней части прослойки песчаников и гравелитов.

**Рудопоявление Баир-4.** Рудовмещающими здесь являются зеленоцветные полимиктовые конгломераты (фиг. 4, В) и песчаники. Рудный пласт мощностью до 3 м сложен тонкими чередующимися слойками магнетит-гематитовых руд и зеленых алевролитов и песчаников с прослоями мелкогалечных конгломератов. В западной части участка конгломераты и песчаники фациально замещаются зелеными алевролитами, а затем темно-серыми глинисто-кремнисто-карбонатными породами; со-

став прослоев железных руд изменяется к западу с магнетит-гематитового на сидеритовый. На плоскостях напластования песчаников прослоев редко встречаются нечеткие трещины усыхания (фиг. 5, д).

**Рудопроявление Тасжарган.** Рудовмещающий горизонт включает буровато-серые песчаники и алевролиты с остатками нижнефаменских брахиопод, залегают с размывом на туфах кислого состава. Рудные пласты мощностью 1,5 и 0,6 м представлены чередующимися слоями магнетит-гематитовых руд, железистых яшм, песчаников и алевролитов. К востоку (по падению крыла синклинальной складки) песчаники и алевролиты фациально замещаются детритовыми известняками, рудные тела постепенно выклиниваются. Менее значительные проявления железа в виде маломощных прослоев и линзочек в терригенных отложениях известны на участках Кеткен, Веерном и др.

## ВЫВОДЫ

1. Верхнедевонские терригенные и вулканотерригенные отложения дайринской свиты в Атасуйском р-не представляют собой «скользящие по возрасту» фации (от позднего франа до позднего фамена включительно), отражающие фронт морской трансгрессии и положение береговой линии морского бассейна в фаменском веке.

2. Несмотря на кажущееся однообразие терригенных отложений, образование их происходило в различных условиях — континентальных и прибрежно-морских.

3. Расчленение отложений дайринской свиты по фациально-генетическим признакам, а также уточнение их стратиграфического положения дает важную информацию для палеогеографических реконструкций и познания истории геологического развития района в позднедевонскую эпоху, т. е. во время формирования атасуйских месторождений железомарганцевых и свинцово-цинковых руд.

4. Накопление железомарганцевых руд происходило не только в сравнительно глубоководной пелагиальной части морского бассейна, но и частично в прибрежно-мелководной его зоне.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бахтеев М. К., Васюков Ю. А., Сорокина И. М. Фаменский вулканизм западной части Центрального Казахстана.— Сов. геол., 1977, № 4.
- Бузмаков Е. И., Рожнов А. А., Середа В. Я. Новые данные по литологии рудовмещающих толщ и палеогеографии Атасуйского рудного района.— В сб.: Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1973.
- Бузмаков Е. И., Шибрик В. И., Рожнов А. А., Середа В. Я., Радченко Н. М. Стратиформные железомарганцевые и полиметаллические месторождения Ушкатынского рудного поля (Центральный Казахстан).— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 1.
- Бузмаков Е. И., Шибрик В. И. Стратиграфия и литология фаменских и турнейских отложений Атасуйского рудного района.— Сов. геол., 1976, № 2.
- Бузмаков Е. И., Манухин Н. К., Рожнов А. А. Вулканогенные породы и сульфаты кальция в разрезе месторождения Южный Каражал.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1976, № 6.
- Быкова М. С. Стратиграфия и фациальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Мазарович О. А., Веймарн А. Б. и др. Девон северного крыла Сарысу-Тенизского поднятия и южного крыла Тенизской впадины.— В сб.: Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Разина Т. П. Об особенностях состава и условий формирования конгломератов среднего и верхнего девона западной части Центрального Казахстана.— Вестн. МГУ. Геология, 1975, № 1.
- Садыков А. М. Стратиграфия верхнего девона и нижнего карбона района Атасуйских месторождений. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.
- Садыков А. М. Идеи рациональной стратиграфии. Алма-Ата, «Наука», 1974.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. М., «Наука», 1962.

## **О ГАЛЛИИ В ИСКОПАЕМЫХ УГЛЯХ**

**В. М. РАТЫНСКИЙ, Ю. Н. ЖАРОВ**

По экспериментальным данным изложены сведения о содержании и распределении галлия в углях. Галлий, по данным химического анализа, содержит от 0,63 до 17,56 г/т угля (среднее 5,8 г/т) и от 12 до 398 г/т золы (среднее 69,5 г/т), что не коррелируется с геологическим возрастом и стадией углефикации углей. Существует три типа распределения галлия в ископаемых углях. Для первого типа характерна связь галлия преимущественно с неорганической частью углей. Основными носителями галлия являются минералы глин, в которых часть алюминия изоморфно замещена галлием. Во втором типе галлий связан как с минералами глин, так и с органической частью углей; в третьем типе — преимущественно с органической частью углей, со структурными гелифицированными микрокомпонентами и основной гелифицированной массой. В органической части углей галлий находится в форме комплексных (внутрикомплексных) соединений. Для каждого угольного бассейна или месторождения обычно характерен один из трех типов распределения галлия в углях.

Из многих редких и рассеянных элементов, накопление которых известно в ископаемых углях, в промышленном масштабе из углей извлекают только уран и германий. Есть основания считать, что следующим элементом будет галлий.

При использовании ископаемых углей по прямому назначению, в энергетике или пирогенетических процессах, известна концентрация соединений галлия в определенных продуктах сжигания и переработки углей. Это не исключает большого значения содержания галлия в исходных углях; оно существенно влияет на концентрацию его в указанных продуктах. Для поисков ископаемых углей, наиболее богатых галлием, критерии пока отсутствуют. Нет даже единого мнения, с органической или минеральной частью углей связан галлий. Это затрудняет разработку научных основ поисков высокогаллиеносных углей.

В настоящей работе с привлечением новых экспериментальных данных рассмотрено содержание и распределение галлия в ископаемых углях.

### **О СОДЕРЖАНИИ ГАЛЛИЯ В ИСКОПАЕМЫХ УГЛЯХ**

Накопление галлия в ископаемых углях, впервые установленное в начале 30-х годов В. М. Гольдшмидтом (Goldschmidt, 1931), подтверждено многими исследователями. Наиболее полно содержание галлия в углях и золе углей приведено по 66 публикациям в монографии (Коган и др., 1973). Следует отметить, что относительно большое число данных имеется по содержанию галлия в углях США. Галлий содержится в углях всех месторождений и бассейнов, но содержание его в разных углях или их золе весьма различно. В единичных пробах оно достигает тысяч г/т. При значительных изменениях для различных районов среднее содержание галлия в углях составляет около 10 г/т, в золе углей — до

сотен г/т. (Коган и др., 1973). Данные о содержании галлия трудно сопоставимы, что вызвано как различной методикой отбора исходного материала для исследования, так и применением разных методов анализа. Преобладающая часть определений содержания галлия выполнена методом спектрального анализа, который не гарантирует получение достаточно достоверных данных. Возможно, этим вызвано завышенное, по нашему мнению, содержание галлия в золе углей Венгерской Народной Республики (6000 г/т) и Южной Африки (1000 г/т).

Значительный интерес представляет определение содержания галлия в углях Верхне- и Нижнесилезского угольных бассейнов, проведенное на 2852 пробах по единой методике, с применением количественного спектрального и химического анализов. Для углей Верхнесилезского угольного бассейна, по результатам анализа 2706 проб, среднее содержание галлия в восьми угольных пластах составляет 5,01—16,04 г/т угля (Widawska-Kuśmierska, 1973).

### О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ГАЛЛИЯ В ИСКОПАЕМЫХ УГЛЯХ

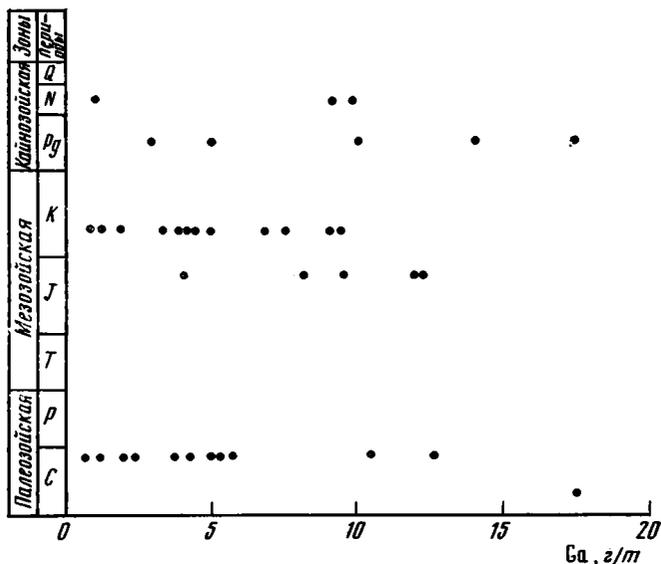
О распределении галлия в ископаемых углях существуют различные мнения. Одни исследователи считают, что галлий концентрируется в органической части угольного вещества (Inagaki и др., 1958; Минчев и др., 1965). Другие пишут, что галлий содержится только в минеральной части угля (Кострикин и др., 1940; Ершов, 1958). Известно мнение о приуроченности галлия как к органической, так и к минеральной части угольного вещества (Баранов, 1966). В. М. Гольдшмидт сделал вывод о приуроченности галлия к органическому веществу угля (Goldschmidt, 1931). По его мнению, редкие элементы приурочены к блестящим кларено-витренным углям. Матовые дюреновые угли их не концентрируют (Goldschmidt и др., 1933). В углях Японии повышенное содержание галлия обнаружено в микрокомпонентах группы витрена (Inagaki и др., 1958). В угольных пластах Восточного региона Внутренней провинции США витрен тоже обогащен галлием по сравнению с другими петрографическими компонентами угольного вещества (Zubovic и др., 1964). В каменных углях Рура максимальное содержание галлия обнаружено в основной гелифицированной массе, которая сконцентрирована в наиболее легких фракциях разделения угля по плотности (Otte, 1953). По имеющимся данным, максимальное количество галлия содержит витрен (27,0 г/т при зольности 6,8%). В дюрене содержание Ga на порядок меньше (1,45 г/т при зольности 8,2%). В спорах галлий не был обнаружен (Гордон и др., 1959).

Изучение содержания галлия в каменных углях Донецкого бассейна не позволило установить преимущественной связи его ни с одним петрографическим ингредиентом угля (Медведев и др., 1959). Связь галлия с органической частью угля многие оспаривают (Кострикин, 1940; Ершов, 1958; Idzikowski, 1960). В качестве косвенного доказательства преимущественной связи галлия с минеральной частью угля приводят распределение этого элемента в процессе коксования, при котором преобладающее количество галлия остается в коксе. Это мнение, с нашей точки зрения, недостаточно обосновано. При коксовании углей в коксе остается также преобладающее количество германия, для которого тесная связь с органической частью угольного вещества твердо установлена. Тяжелые фракции разделения по плотности проб ряда углей Забайкалья, основную массу которых составляли минералы глин, обогащены галлием (Сапрыкин и др., 1970). Преобладающая часть галлия в ископаемых углях связана с тонкодисперсными алюмосиликатами, которые тесно связаны с угольным веществом; небольшая часть этого элемента приурочена к органической части угля (Dalton и др., 1962). О наличии двух форм связи галлия в углях сообщали некоторые советские (Добро-

вольский, 1964; Баранов, 1966; Ратынский и др., 1967; Раздорожный, 1968), западногерманские (Leutwein, Rosler, 1956), чехословацкие (Боушка и др., 1962) исследователи.

Для наших исследований отобраны пробы углей ряда бассейнов и месторождений, различных по геологическому возрасту (от неогеновых до карбоновых), стадиям углефикации (от бурых до отощенно спекающихся), регионам образования и вещественно-петрографическому составу.

При подготовке к анализам на содержание галлия пробы углей измельчали до аналитической крупности ( $<0,25$  мм). Навески измельчен-



Фиг. 1. Сопоставление содержания галлия в углях различного геологического возраста

ного угля озоляли в муфельной печи при температуре  $\sim 500^\circ\text{C}$ , в фарфоровых противнях, в окислительной обстановке для перевода летучей двухвалентной формы галлия в нелетучую трехвалентную. Содержание галлия в золе углей определяли общепринятым методом химического анализа (Десятская, 1965); оно составляет от 0,63 до 17,56 г/т угля (среднее 5,8 г/т) и от 12 до 398 г/т золы (среднее 69,5 г/т). Результаты анализов опубликованы (Ратынский, Жаров, 1976).

Содержание галлия в углях различного геологического возраста показано на фиг. 1; оно не коррелируется с геологическим возрастом углей. Корреляция отсутствует также между стадией углефикации и содержанием в углях галлия.

При изучении распределения галлия в угольном веществе экспериментальные исследования включали: макроскопическое изучение исследуемых проб (с целью выявления макролитотипов углей с повышенным содержанием галлия); разделение исследуемых проб угля на фракции различной плотности и соответственно разного вещественного состава; анализ исходных углей и продуктов их разделения на содержание галлия; микроскопическое изучение вещественно-петрографического состава исходных углей и выделенных из них фракций; сопоставление содержания галлия с вещественно-петрографическим составом углей и продуктов их разделения.

При макроскопическом изучении проводилось визуальное описание исследуемых проб по применяемой методике (Кирюков, 1970). Пробы

исходных углей подвергали дроблению последовательно в щековой и валковой дробилках до размера зерна 1 мм. Разделение материала проб по плотности до 1,5 г/см<sup>3</sup> осуществляли в водном растворе азотнокислого кальция с применением лабораторной роторной центрифуги проточного действия. При разделении по плотности >1,5 г/см<sup>3</sup> пользовались пробирочной центрифугой ЭЦ-3 и смесью четыреххлористого углерода с бромформом.

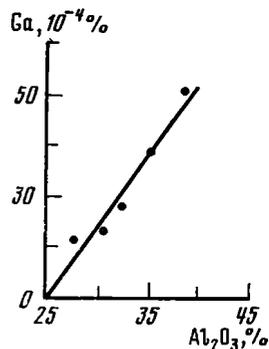
Петрографический состав углей и продуктов их разделения по плотности изучали в шлифах и аншлифах на микроскопах ПОЛАМ С-III и МИН-9. Петрографические микрокомпоненты определяли в шлифах в соответствии с петрогенетической классификацией (Вальц и др., 1968); подсчитывали в аншлифах с применением иммерсионной среды, по ГОСТам подсчета микрокомпонентов бурых и каменных углей. Расхождения при параллельных определениях обычно не превышали 4%; при погрешности более 4% проводили третий контрольный подсчет и выбирали среднее значение трех подсчетов. В тех случаях, когда четкое разграничение коллинита и телинита было затруднено, подсчет гелифицированной части угля производили суммарно.

Сопоставление различных макролитотипов углей с содержанием в них галлия не позволяет установить закономерности между петрографическим типом угля и содержанием в нем галлия (табл. 1). Матовые и полуматовые угли имеют в большей степени как высокое, так и низкое содержание галлия, чем блестящие и полублестящие. Петрографически однотипные угли по содержанию в них галлия значительно отличаются.

При фракционировании предварительно раздробленного угля по плотности происходит не только разделение органической и минеральной составляющих угольного вещества, но также известная дифференциация петрографических микрокомпонентов. Выделение отдельных микрокомпонентов без примеси других, так же как минеральных веществ без примеси органической части угля, не удастся. Основной причиной этого является неполнота раскрытия компонентов угольного вещества (наличие сростков). Поэтому приходится рассматривать не абсолютное содержание отдельных петрографических компонентов и минералов в каждой фракции, а закономерные изменения их содержания во всех фракциях разделения проб исходных углей по плотности.

Вещественно-петрографический состав изученных углей и продуктов их разделения приведен в табл. 2. В наиболее легких фракциях выделены преимущественно липоидные и гелифицированные микрокомпоненты угля. Липоидные микрокомпоненты представлены преимущественно макро- и микроспорами, смоляными тельцами и кутикулой. В углях Донбасса содержится относительно небольшое количество водорослей. Обычно наиболее легкая фракция обогащена липоидными компонентами в 1,5—2 раза. При разделении гелифицированного вещества часть его выделена во фракцию минимальной плотности, хотя удельный вес его несколько выше, чем липоидных микрокомпонентов. Коллинит и телинит попадают в легкие фракции, если они не несут в своем составе тонкодисперсных минеральных примесей. При наличии минерализации основной гелифицированной массы она переходит в более тяжелые фракции угля. Первичноокисленные микрокомпоненты угля наблюдаются преимущественно во фракциях высокой плотности.

Распределение минеральных веществ в продуктах центрифугального разделения углей также закономерно. С возрастанием удельного веса



Фиг. 2. Соотношение содержания галлия и окиси алюминия в золе продуктов разделения по плотности угля Экибастуасского бассейна

Содержание галлия в петрографических типах углей

% образца	Регион	Петрографический тип угля (макролитотип)	Содержание галлия, г/т угля, штучные образцы
1	Сахалин	Полублестящий, неоднородный за счет тонких прослоек матовой разности, тонкоштриховатый	1,13
2	»	Матовый, неоднородный за счет тонких прослоек и линз полублестящей разности	9,82
3	»	Матовый, тонкоштриховатый за счет включений минеральных примесей	9,17
4	Приморье	Полуматовый, тонкоштриховатый с прослойками минерализованной углистой породы и точечными включениями смолы	17,44
6	Забайкалье	Матовый, однородный с лигнитовой структурой	12,02
7	»	Матовый, неоднородный, с прослойками полублестящего	9,46
10	Приморье	Матовый, неоднородный, с прожилками полублестящего	2,86
13	»	Матовый, тонкоштриховатый, сильно минерализованный	14,00
17	Донбасс	Полуматовый, с прослойками блестящего	2,34
18	»	Полублестящий, тонкополосчатый	5,17
21	»	Блестящий, тонкополосчатый	4,22
26	»	Полублестящий, неоднородный, с прослойками тонких линзочек витрена	10,35
30	»	Полублестящий, неоднородный, с тонкими прослойками матового	5,56
31	»	Полублестящий, неоднородный с прослойками матового	12,61
32	»	Полублестящий, неоднородный, с тонкими прослойками матового	2,31
33	Казахстан	Полублестящий, неоднородный, тонкополосчатый за счет матовой разности, участками минерализованный	17,56

фракции количество диагностируемых минералов увеличивается. Основную массу минерального вещества углей составляют минералы глин. Фракция  $>1,90 \text{ г/см}^3$  фактически является глиной, импрегнированной органическим веществом. Наиболее распространен в изучаемых углях каолинит, который в более плотных фракциях наблюдается в виде кристаллов размером 0,01—0,06 мм, имеющих при скрещенных николях характерную светло-серую окраску. В углях каолинит часто выполняет полые растительные клетки. Глинистое вещество каолинитового состава диагностировано в углях Казахстана, Приморья и о-ва Сахалин. Тяжелые фракции некоторых углей содержат относительно большое количество минералов глин, обломочного кварца, кальцита, пирита и сидерита размером 0,1—1 мм.

Сопоставление содержания галлия в продуктах разделения углей позволило выявить закономерности его распределения. При этом учитывались изменения содержания галлия как в расчете на угольное вещество, так и на золу продуктов разделения исходных углей. На основании проведенных экспериментальных исследований стало возможным установить три основных типа распределения галлия в ископаемых углях (табл. 2). К первому типу отнесены угли, в которых основным носителем галлия является минеральная часть. Для этого типа при разделении угольного вещества по плотности характерно возрастание содержания

галлия в расчете как на уголь, так и на золу по мере увеличения удельного веса выделяемых фракций.

Одновременно с повышением содержания галлия, с возрастанием плотности продуктов разделения углей в них наблюдается увеличение количества минералов глин, кварца, карбонатов и фюзенизированных микрокомпонентов. В кварце и карбонатах не содержится повышенных количеств галлия (Раздорожный, 1968; Борисенок, 1971). По данным табл. 2, содержание галлия не коррелируется с количеством сульфидов в углях. Фюзенизированные компоненты также не являются концентраторами галлия. В противном случае содержание галлия в соседних по плотности фракциях экибастузского угля было бы близким, так как первичноокисленные компоненты распределены по фракциям довольно равномерно (табл. 2, обр. 33). Достаточно четкая корреляция прослеживается между содержанием галлия и количеством минералов глин в углях. Выявлена зависимость между содержанием галлия и окиси алюминия в золе продуктов разделения углей, характеризующихся первым типом распределения галлия (фиг. 2). В углях второго типа галлий приурочен как к минеральной, так и органической части угольного вещества. С увеличением плотности продуктов разделения углей содержание галлия в расчете на уголь возрастает, а на золу — снижается. Основными носителями галлия являются минералы глин и гелифицированное вещество, образовавшееся при интенсивном разложении растительного материала в процессе углеобразования. Липоидные микрокомпоненты галлий не концентрирует. Возрастание количества липоидов сопровождается снижением содержания галлия как в расчете на уголь, так и на золу. К третьему типу распределения галлия отнесены угли, в которых галлий связан преимущественно с органической частью угольного вещества. Концентраторами галлия являются гелифицированная масса и структурные гелифицированные микрокомпоненты, особенно выделяемые во фракциях низкой плотности. С увеличением плотности продуктов разделения углей содержание галлия снижается как в расчете на уголь, так и на золу. Минеральная часть углей, в том числе минералы глин, разубоживает содержание галлия в продуктах разделения исходных углей.

Проведено исследование характера соединений галлия с органической частью ископаемых углей путем изучения процесса сорбции данного элемента из растворов гуминовыми кислотами (Ратынский, Жаров, 1977).

Комплексные и простые гуматы галлия могут образоваться при взаимодействии его с фенольными и карбоксильными группами гуминовых кислот. Если сорбция галлия гуминовыми кислотами обусловлена образованием гуматов галлия, то сорбционная способность гуминовых кислот по отношению к галлию должна зависеть от количества фенольных и карбоксильных групп, способных вступать во взаимодействие с галлием. При отсутствии такой зависимости сорбцию галлия гуминовыми кислотами следует объяснить его физической сорбцией на поверхности гуминовых кислот или образованием галлийорганических соединений.

Чтобы выяснить значение каждого из этих групп для процесса сорбции галлия из водных растворов, были приготовлены простые, сложные и для гуминовых кислот бурого угля — полные эфиры гуминовых кислот. Простые эфиры гуминовых кислот образуются при метилировании фенольных гидроксиллов диметилсульфатом. При этом карбоксильные группы остаются незатронутыми. Сложные эфиры являются продуктом метилирования карбоксильных групп абсолютным метанолом, насыщенным хлористым водородом. Полные эфиры гуминовых кислот получают в результате метилирования как фенольных, так и карбоксильных группировок. Процесс метилирования контролировали анализом инфракрасных спектров гуминовых кислот — исходных и с заметиленованными фенольными и карбоксильными группами.

Изотермы сорбции гуминовых кислот, выделенных из торфа и бурого угля, свидетельствуют о снижении сорбционной способности при мети-

Распределение галлия и компонентов угольного вещества в продуктах разделения бурых и каменных углей ряда бассейнов и месторождений (штуфные образцы)

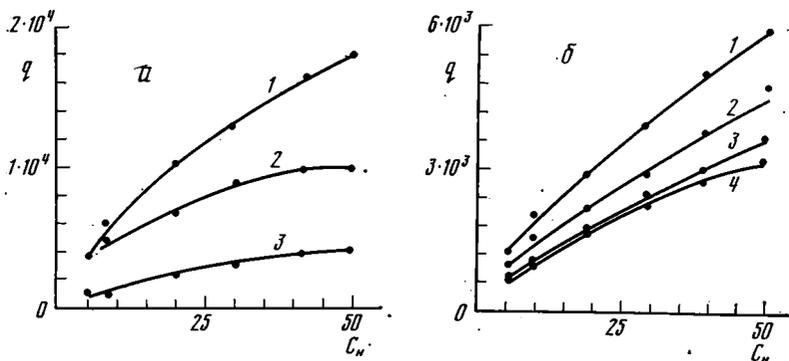
Регион	Геологический возраст и марка угля	№ образца	Плотность фракций, г/см <sup>3</sup>	Зола (А <sup>с</sup> ), %	Галлий, г/т		Компоненты угля, %							Тип распределения галлия					
					в угле	в золе	коллинит	телинит	семицит	фюленит	лейптинит	кварц и карбонаты	глинистые минералы		сульфиды				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16				
Приморье	Р <sub>д</sub> В <sub>1</sub>	10	Исходный уголь	8,29	2,86	34,5	84,5	—	0,9	0,8	3,0	2,3	8,2	0,3	I				
			<1,20	7,85	2,20	28,0	89,6	—	—	—	4,5	—	5,9	—					
			1,20—1,26	7,93	2,38	30,0	87,7	—	0,9	0,6	4,1	—	6,7	—					
			1,26—1,28	8,09	2,42	30,0	87,1	—	0,2	0,7	4,0	0,2	7,8	—					
			1,28—1,30	8,21	2,63	32,0	87,2	—	0,6	0,8	3,1	0,2	7,9	0,2					
			1,30—1,31	8,30	2,91	35,0	86,0	—	0,8	0,8	3,2	0,5	8,4	0,3					
			1,31—1,33	8,53	3,42	40,0	85,5	—	1,2	0,8	3,1	0,5	8,7	0,2					
			1,33—1,34	8,70	3,48	40,0	83,5	—	1,0	0,8	3,0	2,1	9,3	0,3					
			>1,34	8,95	3,76	42,0	81,5	—	1,4	1,2	2,8	3,1	9,5	0,4					
Казахстан	С <sub>1</sub> ОС	33	Исходный уголь	43,40	17,56	40,0	37,5	—	8,6	11,0	4,3	9,5	29,1	—	I				
			<1,50	16,02	4,81	30,0	55,2	—	14,1	10,5	4,7	0,8	15,1	—					
			1,50—1,70	31,65	11,08	35,0	34,6	—	16,6	16,0	2,0	1,2	29,6	—					
			1,70—1,85	45,47	16,87	36,0	26,1	—	10,6	14,4	3,4	2,1	42,9	—					
			1,85—2,00	55,34	21,40	38,0	23,6	—	3,8	16,7	0,5	2,4	53,0	—					
			2,00—2,30	65,53	28,73	44,0	19,9	—	2,1	13,6	0,9	4,6	60,9	—					
			>2,30	82,45	41,22	50,0	4,9	—	0,4	14,0	0,5	10,1	66,1	—					
			Сахалин	N <sub>1</sub> B <sub>3</sub>	1	Исходный уголь	3,64	1,13	31,0	57,7	37,8	0,2	0,1	1,3		—	2,9	—	II
<1,30	3,09	1,03				34,0	62,7	32,4	—	0,2	1,9	—	2,8	—					
1,30—1,32	3,17	1,04				33,0	55,5	39,8	—	0,3	1,3	—	2,9	—					
1,32—1,33	3,28	1,05				32,0	51,1	45,4	—	0,3	0,5	—	2,8	—					
1,33—1,34	3,54	1,06				30,0	48,0	46,8	0,3	0,4	0,4	—	3,0	—					
1,34—1,37	3,63	1,09				30,0	48,4	45,9	0,9	—	0,8	—	3,8	0,1					
>1,37	5,35	1,49				28,0	43,6	47,2	0,6	1,0	0,5	0,7	5,2	-1,0					
»	N <sub>1</sub> B <sub>3</sub>	3				Исходный уголь	35,29	9,17	26,0	41,0	22,6	—	—	1,1	0,7	33,9	—	II	
						<1,40	6,69	5,02	75,0	57,5	34,0	—	—	2,0	0,4	5,7	—		

Донбасс

			1,40—1,50	12,89	7,72	60,0	41,1	44,2	—	—	1,0	1,4	12,0	—	
			1,50—1,70	13,80	8,33	35,0	40,2	35,6	—	—	1,6	1,2	21,4	—	
			1,70—1,90	45,60	10,05	22,0	39,6	13,5	—	—	1,3	1,6	44,0	—	
			>1,90	67,60	13,67	20,2	23,8	7,6	—	—	0,9	2,3	65,4	—	
	Г <sub>2</sub> <sup>С</sup>	17	Исходный уголь	4,65	1,86	40,0	19,8	49,6	13,4	9,3	3,0	0,9	3,5	0,5	II
			<1,26	1,45	1,59	110	34,1	40,7	8,4	0,3	15,9	—	0,6	—	
			1,26—1,28	1,47	1,76	120	30,4	49,4	13,0	1,8	4,3	0,2	0,9	—	
			1,28—1,30	1,54	1,77	115	26,9	51,7	14,8	1,4	3,2	0,2	1,1	0,1	
			1,30—1,31	1,70	1,79	105	20,3	56,0	12,8	4,8	3,9	0,4	1,6	0,2	
			1,31—1,33	1,79	1,79	100	18,5	53,4	17,0	6,3	2,1	0,7	1,4	0,6	
			>1,33	32,28	3,23	10	15,0	27,8	16,2	10,0	0,2	0,9	29,6	0,3	
	Г <sub>2</sub> <sup>С</sup>	21	Исходный уголь	1,56	4,27	270	30,8	53,0	8,2	2,9	2,0	0,7	1,7	0,7	II
			<1,25	1,49	4,02	370	43,4	37,4	6,7	2,1	9,1	—	1,3	—	
			1,25—1,26	1,54	4,15	270	30,7	54,0	7,7	3,4	2,7	—	1,5	—	
			1,26—1,28	1,55	4,18	270	28,4	58,9	9,5	5,7	3,2	0,2	1,5	0,6	
			1,28—1,30	1,76	4,40	250	17,9	58,2	14,0	5,5	1,9	0,2	1,6	0,7	
			>1,30	15,99	5,60	35	4,5	52,4	16,7	11,1	1,7	1,0	10,9	0,7	
	Г <sub>2</sub> <sup>С</sup>	26	Исходный уголь	9,81	10,33	105	—	78,1	5,0	3,9	4,6	0,9	6,8	0,7	II
			<1,26	2,78	9,04	325	—	87,8	2,3	1,1	6,2	—	2,0	0,6	
			1,26—1,28	3,82	9,13	240	—	84,1	4,5	2,5	5,5	—	2,6	0,8	
			1,28—1,30	4,16	9,99	240	—	83,7	4,4	3,0	5,0	—	3,2	0,7	
			1,30—1,34	8,55	11,55	135	—	80,5	5,3	2,9	3,0	—	7,6	0,7	
			1,34—1,40	14,79	11,83	80	—	73,3	5,5	3,8	2,0	0,2	14,0	1,2	
			>1,40	30,06	12,05	40	—	56,4	6,5	5,6	1,0	1,9	27,3	1,3	
	Г <sub>2</sub> <sup>С</sup>	30	Исходный уголь	7,56	5,62	73,5	—	74,3	9,2	6,2	3,4	0,7	5,8	—	II
			<1,24	1,43	4,29	300	—	82,7	7,4	2,0	7,0	—	0,9	—	
			1,24—1,25	1,76	4,58	260	—	81,0	12,7	4,1	3,8	0,3	0,9	—	
			1,25—1,26	2,99	5,38	180	—	78,8	14,0	3,4	2,3	0,5	1,0	—	
			1,26—1,28	3,33	5,45	164	—	70,6	21,2	3,4	2,3	0,8	1,7	—	
			1,28—1,30	4,25	5,74	135	—	70,1	20,0	4,7	2,9	0,7	1,6	—	
			>1,30	25,61	7,68	30	—	59,5	10,0	10,5	2,2	1,9	20,9	—	
	Г <sub>2</sub> <sup>С</sup>	31	Исходный уголь	11,36	12,60	111	—	77,3	6,2	4,6	2,9	0,5	6,4	2,1	II
			<1,30	3,72	11,16	315	—	82,4	7,4	2,0	6,2	—	2,7	0,1	
			1,30—1,32	6,42	11,95	185	—	81,3	6,5	1,3	5,8	0,2	4,0	0,9	

Таблица 2 (окончание)

Регион	Геологический возраст и марка угля	№ образца	Плотность фракций, г/см <sup>3</sup>	Зола (А <sup>с</sup> ), %	Галлий, г/г		Компоненты угля, %								Тип распределения галлия
					в угле	в золе	коллинит	телинит	семянит	фюзенит	лейптинит	кварц и карбонаты	глинистые минералы	сульфиды	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Донбасс	С <sub>2</sub> Г	31	1,32—1,37	8,74	12,24	140	—	74,1	6,7	6,2	4,0	—	6,9	1,7	
			1,37—1,40	12,23	14,06	115	—	70,5	7,0	6,8	3,0	0,6	9,1	3,0	
			>1,40	27,05	14,30	53	—	51,7	7,3	7,4	1,4	2,2	27,2	2,8	
Приморье	Р <sub>д</sub> Б <sub>2</sub>	4	Исходный уголь	22,36	17,44	78	50,6	18,4	2,9	1,7	6,6	3,1	16,0	0,7	III
			<1,26	12,49	19,94	160	58,8	19,2	0,8	1,4	8,6	—	10,5	0,7	
			1,26—1,28	12,53	18,80	150	60,0	20,4	0,7	1,4	6,4	—	10,5	0,6	
			1,28—1,30	12,69	17,78	140	60,2	21,6	1,0	0,8	4,5	—	10,9	0,9	
			1,30—1,32	12,77	17,25	135	54,6	25,0	2,6	1,3	4,3	0,2	11,0	1,0	
			1,32—1,35	13,07	16,98	130	54,4	26,6	2,4	1,8	2,9	0,6	11,7	0,6	
			1,35—1,50	18,39	16,55	90	44,3	29,3	2,9	2,9	3,0	4,8	12,0	0,8	
>1,50	62,4	16,26	26	28,7	14,4	3,7	2,2	1,9	4,0	44,0	0,8				
Забайкалье	I <sub>3</sub> Б <sub>3</sub>	6	Исходный уголь	3,02	12,02	398	58,1	37,4	—	1,0	—	0,4	2,0	1,0	III
			<1,33	2,16	12,33	571	73,8	23,4	—	1,0	—	0,4	1,4	—	
			>1,33	5,55	11,10	200	34,1	57,4	1,2	1,3	—	0,6	4,3	1,1	
»	I <sub>3</sub> Б <sub>3</sub>	7	Исходный уголь	3,94	9,45	240	8,9	86,3	—	—	0,5	0,4	3,4	0,5	III
			<1,28	3,42	12,68	273	8,8	86,7	—	—	1,6	—	2,9	—	
			1,28—1,30	3,75	10,13	270	9,3	86,0	—	—	0,5	0,1	3,9	0,2	
			1,30—1,33	3,80	9,90	264	9,3	85,4	—	—	0,5	0,4	4,2	0,2	
			>1,33	4,53	6,09	180	10,0	83,4	—	—	0,6	0,9	4,7	0,4	



Фиг. 3. Изотермы сорбции галлия из растворов гуминовыми кислотами торфа (а) и бурого угля (б) — исходными и подвергнутыми метилированию

1 — исходные гуминовые кислоты; 2 — гуминовые кислоты с заметилованными фенольными группами; 3 — гуминовые кислоты с заметилованными карбоксильными группами; 4 — гуминовые кислоты с заметилованными фенольными и карбоксильными группами.  $C_0$  — начальная концентрация галлия в растворе, мг/л;  $q$  — количество сорбированного галлия, г/т сорбента

лировании как карбоксильных, так и фенольных групп (фиг. 3). После метилирования сорбционная способность гуминовых кислот значительно уменьшается, но не становится равной нулю. Это может быть следствием физической адсорбции галлия и, что менее вероятно, взаимодействия иона галлия с метоксильными группами. В результате сорбции катион галлия замещает водород фенольных и карбоксильных функциональных групп. В процессе взаимодействия галлия с гуминовыми кислотами могут образоваться простые, комплексные (внутрикомплексные) гуматы галлия, в которых галлий присоединен к молекуле гуминовой кислоты через кислород фенольных и карбоксильных групп.

Разбавленные растворы минеральных кислот разрушают простые гуматы металлов с образованием гуминовых кислот и катионов металлов. При обработке угля, содержащего галлий преимущественно в органической части, 10%-ной соляной кислотой при температуре  $60^\circ\text{C}$  в течение 4 ч установлено, что галлий из угольного вещества не извлекается. Это позволяет с достаточной вероятностью считать, что в органической части ископаемых углей галлий находится не в форме простых гуматов, а в форме комплексных (внутрикомплексных) соединений.

Исследования характера распределения галлия в углях, проводимые даже на весьма большом количестве проб, отобранных из одного бассейна или месторождения, в частности исследование около 3 тыс. проб углей Верхней и Нижней Силезии (Widawska-Kuśnierska, 1973), позволяют установить только один тип распределения галлия. Вероятно, разноречивость литературных данных о распределении галлия в ископаемых углях объясняется проведениями исследований только в пределах одного бассейна или месторождения.

## ВЫВОДЫ

1. Существуют три типа распределения галлия в ископаемых углях.
2. Для первого типа характерна связь галлия преимущественно с неорганической частью углей, представленной минералами глин. Основным носителем галлия являются глинистые минералы, в которых часть алюминия изоморфно замещена галлием.
3. Во втором типе галлий связан как с минералами глин, так и с органической частью углей, представленной основной гелифицированной массой и гелифицированными микрокомпонентами.
4. В третьем типе очевидна связь галлия преимущественно с органической частью углей — со структурными гелифицированными микроком-

понентами и основной гелифицированной массой. В органической части углей галлий находится в форме комплексных (внутрикомплексных) соединений.

5. Для каждого угольного бассейна или месторождения обычно характерен один из трех типов распределения галлия в углях.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Баранов Ю. Е.* Редкие элементы в угленосных формациях.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 3. М., «Наука», 1966.
- Борисенко Л. А.* Геохимия галлия. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Боушка В., Гонек И.* О концентрации элементов-примесей в твердых каустобиолитах угольного ряда некоторых областей Чехословакии.— Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, 1962, № 16.
- Вальц И. Э., Гинзбург А. И., Крылова Н. М.* Основные принципы вещественно-петрографической классификации углей.— Химия тв. топлива, № 4, М., «Наука», 1968.
- Гордон С. А., Сапрыкин Ф. Я.* Распределение германия и галлия в буром угле.— Науч. тр. Моск. горного ин-та, 1959, сб. 27.
- Десятская Н. И.* Метод определения галлия в углях.— В сб.: Исследование, использование и стандартизация углей. М., «Недра», 1965.
- Добровольский В. В.* Ландшафтно-геохимические особенности Кольского полуострова и их значение для поисковых работ.— Сов. геология, 1964, № 3.
- Ершов В. М.* О характере связи германия с органическим веществом в ископаемых углях.— Геохимия, 1958, № 6.
- Кирюков В. В.* Методы исследования вещественного состава твердых горючих ископаемых. Л., «Недра», 1970.
- Коган Б. И., Вериковская О. В., Славиковская И. М.* Галлий. М., «Наука», 1973.
- Кострикин В. М., Иванов-Эмин Б. Н.* Галлий в отходах процессов коксования и газификации.— Ж. прикл. химии, 1940, т. XIII, вып. 10, М.— Л.
- Медведев К. П., Батракова И. А.* Содержание и накопление редких и рассеянных элементов в каменных углях.— Кокс и химия, 1959, № 6.
- Минчев Д., Ескенази Гр.* Элементи-примеси във въглищните басейна на България. Германий и другие елементи-примеси във въглищата от Пчаларовското находище — Източни Родопи. Годишник на Софийския университет, геолого-географски факултет. Кн. 1. Геология. София, 1965.
- Раздорожный В. Ф.* Иттрий и галлий в среднекаменноугольных отложениях Донбасса.— Тез. докл. V научн. конф. молодых геологов Украины. Киев, 1968.
- Ратынский В. М., Глушнев С. В.* Закономерности распределения ряда металлов в ископаемых углях.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 5.
- Ратынский В. М., Жаров Ю. Н.* О содержании галлия в ископаемых углях.— Геохимия, 1976, № 11.
- Ратынский В. М., Жаров Ю. Н.* О характере соединений галлия с органической частью ископаемых углей.— Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 1.
- Сапрыкин Ф. Я., Клер В. Р., Кулачкова А. Ф.* Геохимические особенности концентрации редких элементов в различных фациальных типах отложений угленосных и сланцевых формаций.— Тез. докл. IV Всес. угольное совещ., Ворошиловград — Москва. М., Копировально-картографическое предприятие ВГФ, 1970.
- Dalton J. M., Pringl W. S.* The Gallium content of some Midland coals.— Fuel, 1962, v. 41, No. 1.
- Goldschmidt V. M., Peters C.* Zur Geochemie des Galliums.— Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. H. 4, 1931.
- Goldschmidt V. M., Peters C.* Über die Anreicherung seltener Elemente in Steinkohlen.— Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl., 1933, H. 4.
- Idzikowski A., Trzebiatowski W.* Occurrence of certain trace elements in the ashes of Upper Silesian bituminous coals.— Bull. Acad. Polon. Sci., 1960, v. 8, No. 4.
- Inagaki M., Yamaguchi T.* Gallium in Japanese coals.— J. Coal Res. Inst., 1958, v. 9, No. 6.
- Leutwein F., Rosler H.* Geochemische Untersuchungen in Paläozoischen und mesozoischen Kohlen Mittel- und Ostdeutschlands.— Freiburger Forschungsh., 1956, No. 19.
- Otte M.-U.* Spurenelemente in einigen deutschen Steinkohlen.— Chem. Erde, 1953, Bd 16, H. 3.
- Widawska-Kuśmierska J.* The Influence of mineral Matter (Ash) Content on the Gallium Concentration in Bituminous Coals.— Bull. polon. sci. Sci. Terre, 1973, v. XXI, No. 1.
- Widawska-Kuśmierska J.* The Occurrence of Gallium in Polish Bituminous Coals.— Bull. Polon. sci. Sci. Terre, 1973, v. XXI, No. 1.
- Zubovic P., Stadnichenko T., Sheffey N. B.* Distribution of minor elements in coal beds of the East Interior coal region. U. S. Dep. of the interior.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1964, 1117-B, 58 p.

УДК 553.495

## **РЕГИОНАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КАЛЬКРЕТАХ**

**С. Г. БАТУЛИН**

Предложена гипотеза формирования промышленного оруденения в карбонатных корах на основе геохимической модели, учитывающей смену ландшафтно-климатических условий в плейстоцене. Условия рудообразования определяются наличием в зоне гипергенеза пустынь пород, обладающих способностью создавать кислую среду в поровом растворе и содействовать первоначальной фиксации урана из раствора. По мере формирования карбонатной коры эта способность пород постепенно утрачивается.

В числе типов месторождений урана, не имеющих большого промышленного значения, давно известны так называемые «месторождения типа каличе» (Белл, 1958).

Рудная минерализация этих месторождений отчасти или полностью контролируется вертикальной приповерхностной солевой зональностью элювия аридных районов. Месторождения данного типа относятся к числу гидрогенных, т. е. сформированных подземными водами, но именно специфика гидрогеологических условий выделяет их в особую генетическую группу. Характерная особенность этих месторождений — небольшая глубина формирования, измеряемая первыми метрами от поверхности. Рудообразование в этой обстановке обусловлено сложным сочетанием ландшафтно-геохимических факторов.

Массообмен, формирующий приповерхностную зональность продуктов выветривания, протекает преимущественно в вертикальном направлении, что определяет строение рудоконтролирующей зональности. Поскольку речь идет о засушливых районах, понимание рудоконтролирующей зональности и условий рудообразования рассматриваемого типа невозможно без исследования взаимоотношения оруденения с такими продуктами вертикального массообмена, как минералы простых солей, образующиеся на уровне грунтовых вод и выше, в зоне аэрации.

Термином «каличе» первоначально назывались приповерхностные скопления легкорастворимых солей в пустынях Южной Америки, содержащие значительную примесь натриевой селитры. Некоторыми американскими исследователями, в том числе и специалистами по урановым месторождениям, термин «каличе» был распространен без достаточного основания на приповерхностные солевые коры любого состава в южных штатах США.

Более широкое применение термина «каличе» привело к известной путанице и постепенному отказу от него. Дело в том, что в американской литературе для обозначения приповерхностных солевых кор издавна существует ряд других терминов, в которых более точно подчеркивается состав солевых новообразований. К их числу относится термин «калькрет»<sup>1</sup> (calcrete) — синоним выражений «известковая кора», «карбонат-

<sup>1</sup> Транскрипция Геологического словаря (М., «Недра», 1973).

ная кора» в русской и французской литературе. «Каличе» южных штатов — типичные калькреды, ведущим новообразованием которых является кальцит в разных формах выделения.

Мощность приповерхностных горизонтов элювия, обогащенных кальцитом, обычно варьирует от нескольких сантиметров до 2—3 м. Морфология карбонатных горизонтов служит основанием для выделения генетически различных типов известковых кор. В. В. Добровольский (1971) полагает, что мощные массивные известковые коры образуются в условиях капиллярного подъема грунтовых вод в первую стадию формирования, а менее мощные натечные коры — полностью в элювиальном режиме. Вместе с тем, по данным этого автора, для всех типов кор характерны метакolloидная криптокристаллическая текстура кальцита и метасоматическое замещение им силикатов, что требует высокого увлажнения пород.

Формирование известковых кор в элювиальном режиме в некоторых случаях продолжается в течение всего плейстоцена. При этом происходит последовательное изменение морфологии карбонатного горизонта, контрастность распределения  $\text{CaCO}_3$  в профиле элювия, как правило, возрастает. Если в какой-то момент изменяется насыщенность атмосферных осадков в отношении  $\text{CaCO}_3$ , может происходить смещение максимума карбонатности вниз или формирование приповерхностного карбонатного «панциря». Анализ распределения карбонатов в профиле элювия создаст возможность относительной датировки элементов рельефа (Батулин, 1970).

Наиболее обширные площади распространения известковых кор тяготеют не к пустыням, а к районам сухого средиземноморского климата (Северная Америка, Ближний Восток). В. В. Добровольский (1971) описал известковые коры экваториальных районов Восточной Африки. В строении кор им выделены снизу вверх: зона рыхлого порошкового кальцита, зона твердых конкреций и верхняя зона — плотная карбонатная кора или панцирь.

В Советском Союзе известковые коры разной степени развития встречаются в Закавказье. В Средней Азии и Казахстане образование их в большинстве случаев ограничивается стадией рыхлого порошкового кальцита, тождественной зональному почвообразованию. В пустынных равнинах Средней Азии встречаются доплейстоценовые или раннеплейстоценовые известковые коры в ископаемом состоянии (Перельман, 1959).

С открытием в 1972 г. месторождения Иилирри (Западная Австралия) урановое оруденение в калькредях можно считать промышленным типом. Месторождение Иилирри расположено в пределах австралийского щита на пустынной равнине. Годовое количество осадков в районе месторождения около 200 мм. Площадь месторождения сложена архейскими гранитами и зеленокаменными породами. Равнинный рельеф образован несколькими поверхностями выравнивания. На древних, высоких уровнях рельефа развиты латеритные коры выветривания. Молодые (плиоцен-четвертичные) уровни рельефа образованы аллювиально-пролювиальными отложениями, которые характеризуются засолением и образованием известковых кор — калькредов. Наиболее мощные калькреды развиваются по русловым отложениям. Во всех публикациях, посвященных этому месторождению, оруденение пространственно и генетически связывается с калькредами. Подробные сведения о геологии месторождения приведены Н. П. Лаверовым (1979).

Запасы месторождения оцениваются в 46 000 т  $\text{U}_3\text{O}_8$  при среднем содержании 0,15%. Руды, представленные уранованадатами, встречаются до глубины 14 м от дневной поверхности в слое пролювиальных русловых отложений, перекрывающих граниты. Рудные тела представляют собой тонкие линзы с размерами до нескольких километров вдоль русла.

Уровень грунтовых вод располагается в том же интервале глубин, что и оруденение.

Рассматривая проблему локализации руд этого месторождения, зарубежные исследователи сводят решение ее к выяснению источника урана. По их мнению, испарительная концентрация грунтовых вод в районе имеет предельное выражение и приводит к весьма высокой концентрации урана в растворе, при которой образуются уранованадаты (Даль'Альо и др., 1976). В действительности, приводимые этими исследователями данные не представляются уникальными, содержания урана составляют  $10^{-4}$  г/л при минерализации воды 10—20 г/л. Такие содержания довольно часто встречаются в водах гидрогеологических массивов с повышенной соленостью в аридной зоне.

Таким образом, испарительная концентрация урана в грунтовых водах — не решающий фактор локализации промышленного оруденения рассматриваемого типа. Не исчерпывает эту проблему и пространственная связь оруденения с калькретами — известковыми корами, покрывающими огромные территории на северо-западе Австралии. Конкреционные горизонты калькретов, индивидуально выделенные конкреции кальцита, рыхлые массы почвенных карбонатов — все эти образования, составляющие профиль известковых кор, обычно содержат не более  $10^{-4}$ % урана.

Из трех ключевых вопросов проблемы генезиса урановых месторождений — мобилизации урана, переноса растворов и осаждения — решающим в данном случае представляется последний. В этом отношении оригинальная точка зрения на генезис руд Йилирри высказана в работе В. И. Казанского с соавторами (1978) со ссылкой на А. И. Перельмана. Согласно этой точке зрения калькреты возникли при смешении содовых вод гранитоидов с гидрокарбонатно-кальциевыми водами подруслового потока; уран и ванадий осадились на окислительно-восстановительном барьере в ходе нейтрализации содовых вод.

По этому поводу следует заметить, что в обстановке гидрогеологического массива с практически равнинным рельефом больше оснований предполагать не смешение вод, а последовательную трансформацию их состава, признаки которой и отмечены в упомянутом исследовании по гидрогеохимии месторождения (Даль'Альо и др., 1976). Предположение об осаждении урана и ванадия на восстановительном барьере в рассматриваемой работе не обосновывается. Что касается содовых вод, то, насколько можно понять, их роль сводится помимо мобилизации урана к переносу кремнезема, который может выпадать при смешении. Заметим, что следы миграции кремнезема действительно проявлены, но не столько на месторождении, сколько за его пределами. Окремнение — региональный процесс и довольно часто развивается в калькретах Австралии. Выделяются разновидности кор со смешанным карбонатно-кремнеземистым цементом («хардпэны»). Однако существует указание на то, что в окремненных корах района Йилирри оруденение выражено слабее, чем в нормальных калькретах (Severne, 1978).

Неясные вопросы генезиса рассматриваемого месторождения связаны главным образом с отсутствием конкретных сведений о характере рудоконтролирующей минералого-геохимической зональности. Но известна одна особенность рудовмещающих пород, которая заслуживает внимания: наличие переотложенных продуктов латеритных кор в составе грубозернистых осадков сухих русел.

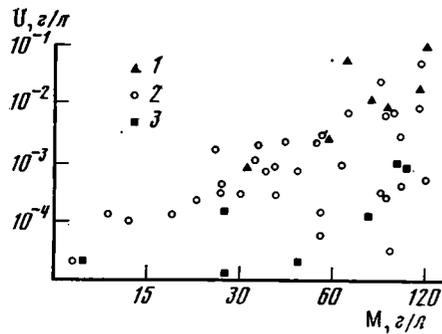
Значение латеритов в формировании уранового оруденения становится понятным из рассмотрения геохимической зональности латеритного профиля. Латеритные коры Австралии изучались в связи с геохимическими поисками сульфидно-никелевых руд, поскольку латеритизация влияет на характер ореолов. Установлено (Smith, 1977), что в поверхностных горизонтах латеритов с наложенной карбонатизацией (при образовании

калькретов) рН среды составляет 8—9, тогда как в нижних горизонтах наблюдаются значения рН 5—6. Наличие в Западной Австралии реликтовых кислых сильновыщелоченных почв эпохи латеритизации и развитие по ним известковых коричневых почв — самая характерная черта почвенного покрова этой страны (Глазовская, 1952).

Значение кислотности среды для адсорбции урана общеизвестно. Этим объясняется нередко отмечаемое повышение содержания урана в латеритных бокситах. Наиболее благоприятные условия для обогащения ураном возникают при фильтрации ураноносных растворов через продукты переотложения латеритов в изменившихся ландшафтно-климатических условиях. Сорбция урана зависит от характера адсорбента и кислотности среды. Значения рН порядка 5—6 оптимальны для сорбции. В нашем случае решающую роль играет функция кислотности, которую проявляют гидроокислы алюминия в сопряжении с природными солевыми растворами. Ионы алюминия переходят с поверхности тонкодисперсных частиц в окружающую пленку воды, обмениваясь с катионами раствора. Этот процесс сопровождается гидролизом:

$Al^{3+} + H_2O \rightarrow Al(OH)^{2+} + H^+$ . Гидролиз может проходить в несколько ступеней. Данное явление широко известно из практики почвоведения, его называют гидролитической кислотностью. Гидролиз оказывает буферное действие на фильтрующий солевой раствор, снижая значение рН в системе вода — порода.

Весьма вероятно, что именно это свойство пород, богатых свободным глиноземом, является решающим в процессе формирования рассматриваемого типа месторождений, когда речь идет об



Фиг. 1. Содержание урана и минерализации (М) поровых растворов в зоне аэрации гидрогеологического массива (сухостепной ландшафт). Значения рН суспензий вмещающих пород: 1 — >9; 2 — 9÷7; 3 — <7

объектах промышленного масштаба. В свете этой гипотезы локализация крупных месторождений данного типа определяется в первую очередь спецификой эволюции региональных ландшафтно-геохимических условий в течение последнего этапа геологической истории.

Глобальный процесс аридизации климата на рубеже неогена и плейстоцена распространился на территории, ранее весьма различавшиеся в ландшафтном отношении. Среди возникших пустынь оказались и районы древней суши, ранее характеризовавшиеся гумидным климатом, и пластовые равнины, только что поднявшиеся из-под уровня моря. «Предыстория» пустынь накладывает глубокий отпечаток на характер современных гипергенных процессов, что послужило основанием для выделения типов исторического развития пустынь, в том числе и австралийского типа (Батулин, 1966).

Латеритные коры Западной Австралии сформировались в миоцене и плиоцене в условиях жаркого и переменного-влажного климата. Резко выраженный пустынный климатический режим установился со второй половины плейстоцена. Современная эрозия отчасти уничтожила латеритный профиль коры выветривания. Молодые почвы и соответствующие им современные солевые новообразования в зоне аэрации формируются на различных частях древнего профиля выветривания. Продукты размыта латеритов выполняют современные ложбины стока (Mulcahy, Hingston, 1961).

Вне Австралии фрагменты пустынь австралийского типа довольно

часто встречаются в пределах древних континентов. Обычно эти территории изобилуют так называемыми приповерхностными аномалиями урана, выявляемыми при геохимических поисках. Изучение этих аномалий показало, что многие из них формируются в современных условиях зоны аэрации (Батулин, 1973, 1978). Решающими факторами их формирования являются ураноносность поровых растворов, гидрогеологический режим зоны аэрации, обеспечивающий перенос и концентрирование растворов, и наличие геохимических барьеров, создаваемых, в частности, потенциальной кислотностью твердой фазы.

Содержание урана в поровых растворах зоны аэрации, как установлено в одном из районов распространения приповерхностных урановых аномалий, более высокое, чем в грунтовых водах. Оно соответствует более высокому содержанию солей в поровых растворах, достигающему 100 г/л (фиг. 1). Состав растворов хлоридно-сульфатный, натриевый. Растворы получены главным образом из четвертичных щебенчато-суглинистых делювиальных и пролювиальных отложений и вторично засоленных древних кор выветривания.

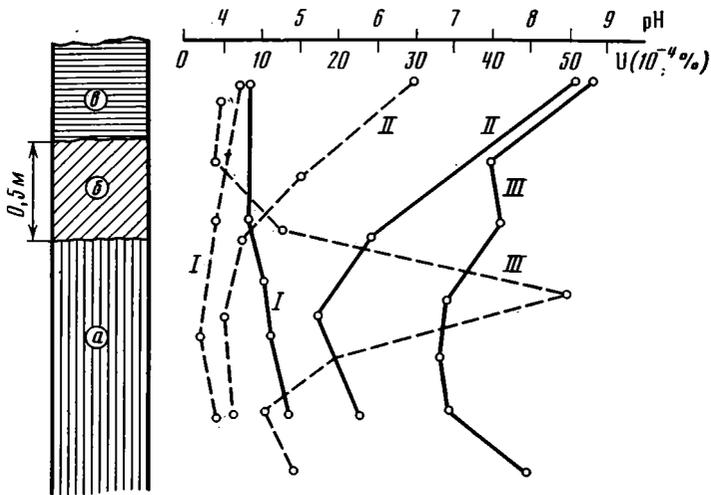
Следует заметить, что в ландшафтно-геохимическом отношении изученные участки не относятся к солончакам, т. е. к ландшафтам с чисто испарительным режимом зоны аэрации. По комплексу геохимических признаков, в том числе солевой зональности, режим зоны аэрации большинства аномалий можно оценить как инфильтрационно-испарительный. Есть основания полагать, что морфология оруденения и степень концентрации урана в какой-то мере определяются инфильтрацией из верхних горизонтов профиля, которые впоследствии могут быть эродированы.

Поровые растворы зоны аэрации в степях и пустынях обычно характеризуются щелочной реакцией, но на приповерхностных аномалиях, в отдельных участках, наблюдалось снижение рН и соответственно содержания урана в поровых растворах. Отчетливые пики концентрации урана в разрезе зоны аэрации характерны для внешней части ареала кислой обстановки, где щелочные растворы с высоким содержанием урана контактируют с адсорбентом (фиг. 2).

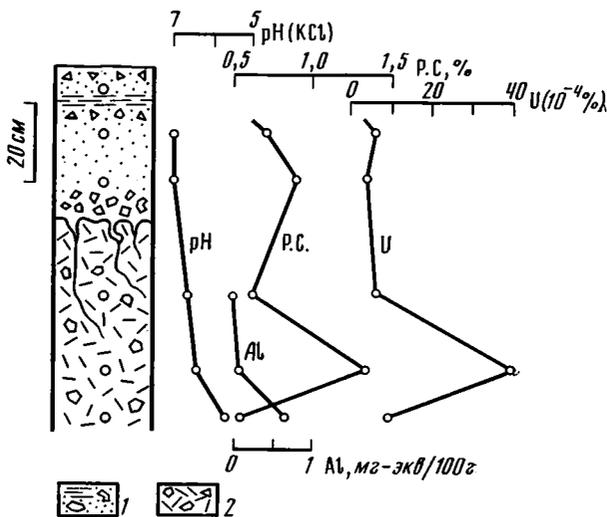
Природа кислотности, способствующей адсорбции урана из поровых растворов, в общем случае не имеет значения. На приповерхностных аномалиях изученного нами района кислотность связана с выветриванием эффузивных пород, содержащих вкрапленную сульфидную минерализацию. При этом в условиях восходящего движения растворов или за счет диффузии водородного иона происходит кислотная активация тонкодисперсных продуктов выветривания. Кислые, необычные для пустыни условия в зоне аэрации были обнаружены и при наличии принципиально иных источников подкисления среды, например, продуктов выветривания пород, содержащих алунит. На фиг. 3 показан разрез верхней части делювиальных отложений у подножия небольшой возвышенности, сложенной алунизированными кварцитами.

На графиках представлены значения рН солевой вытяжки, указывающие на потенциальную кислотность твердой фазы, и содержание алюминия в фильтрате этой вытяжки. Из практики почвоведения известно, что следы подвижного алюминия в гидrolитически кислых почвах появляются при рН 5,5. Содержание урана в разрезе контролируется распределением растворимых солей и положением зоны перехода от слабокислых к нейтральным условиям. Кварциты в коренном залегании содержат от  $1 \cdot 10^{-4}\%$  до  $4 \cdot 10^{-4}\%$  урана. Несмотря на совпадение максимумов урана и растворимых солей, уран не обнаружен в солевой вытяжке из нижней части разреза.

Большинство приповерхностных аномалий урана в изученном районе являются молодыми образованиями, возникающими при современных условиях влагопереноса в зоне аэрации. Лишь немногие из них содержат собственные минералы урана. Можно предполагать существование двух



Фиг. 2. Слева — обобщенный разрез верхней части коры выветривания порфиритов в ареале кислой обстановки: а — древняя кора выветривания; б — то же с сильным наложенным засолением; в — аллохтонные отложения. Справа — последовательные изменения pH суспензий (сплошные линии) и содержание урана (пунктир) в разрезах: — внутренняя часть ареала подкисления; II — промежуточная зона; III — внешняя зона



Фиг. 3. Геохимическая характеристика четвертичных отложений с обломочным алуитом: 1 — делювиальный щебенистый суглинок; 2 — перетолженная кора выветривания алуитизированных кварцитов. На графиках: pH — солевой вытяжки (показатель обменной кислотности); алюминий в фильтрате KCl — вытяжки; содержание растворимых солей (PC) и урана в породе

стадий формирования аномалий. В первую происходит сорбционное накопление урана. Оно продолжается до угасания функции кислотности. Вторая стадия — десорбция урана при снижении гидролитической кислотности и прекращении связи поровых растворов зоны аэрации с грунтовыми водами вследствие усиления аридизации климата. В этих условиях повышенная минерализация поровых растворов способствует раз-

рушению сорбционных свойств пород, выходу урана в раствор и образованию собственных минералов.

Исходя из вышеизложенного наиболее благоприятным для приповерхностного уранового рудообразования в аридной зоне является сочетание следующих региональных условий:

1) определенный тип становления и развития пустынного ландшафта в неогене и четвертичном периоде (австралийский тип);

2) спокойный тектонический режим, способствующий сохранению и ближнему переотложению реликтовых продуктов выветривания;

3) оптимальная глубина уровня грунтовых вод (5—10 м) и значительные сезонные колебания уровня, способствующие «растягиванию» солевого профиля зоны аэрации;

4) широкое распространение водоносных пород с повышенным содержанием подвижных форм урана.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Батулин С. Г.* Некоторые особенности древних почв среднеазиатских пустынь в палеогеографическом аспекте.— Проблемы освоения пустынь, 1970, № 4.
- Батулин С. Г.* Проблема происхождения приповерхностных уранометрических аномалий аридной зоны и некоторые вопросы методологии исследований.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 1.
- Батулин С. Г.* О типах исторического развития пустынь и факторах соленакопления в геохимическом ландшафте.— В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М., «Наука», 1966.
- Батулин С. Г.* Условия образования урановых аномалий в аридных областях по данным изучения поровых растворов.— В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М., «Наука», 1973.
- Белл К.* Уран в хемогенных осадочных породах и эвапоритах.— Матер. Международн. конф. по мирному использованию атомной энергии. Госгеолтехиздат, 1958, т. 6.
- Глазовская М. А.* Почвенно-географический очерк Австралии. Географгиз, 1952.
- Даль Альо М., Граньяни Р., Локарди Е.* Геохимические факторы, контролирующие образование вторичных минералов урана.— В кн.: Образование месторождений урана. М., «Мир», 1976.
- Добровольский В. В.* Коры выветривания Восточной Африки.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 12.
- Казанский В. И., Лаверов Н. П., Тугаринов А. И.* Эволюция уранового рудообразования. М., Атомиздат, 1978.
- Лаверов Н. П.* Важнейшие урановые месторождения Австралии.— В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXV сессии Междунар. геол. конгр. М., «Наука», 1979.
- Перельман А. И.* Процессы миграции солей на равнинах Восточной Туркмении и Западного Узбекистана в неогене. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Mulcahy M. J., Hingston F. J.* The development and distribution of the soils of the York-Quairading area, Western Australia, in relation to Landscape Evolution.— CSIRO Soil Publ. Austral., 1961, No. 17.
- Severne B. C.* Evaluation of radon systems at Yeelirrie, Western Australia.— J. Geochim. Explor., 1978, v. 9, No. 1—2.
- Smith B. H.* Some aspects of the use of geochemistry in the search for nickel sulphides in lateritic terrain in Western Australia.— J. Geochim. Explor., 1977, v. 8, No. 1—2.

ИГЕМ,  
Москва

Дата поступления  
22.I.1980

УДК 552.313(574)

## **ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА КАЗАХСТАНА И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

**М. Н. ЩЕРБАКОВА, Б. Я. ЖУРАВЛЕВ, И. А. ПОСЛАВСКАЯ,  
А. П. УРЫВАЕВА, Т. О. ФЕДОРОВ, Н. П. ЧЕТВЕРИКОВА,  
Н. Л. ЧЕЧИК, В. Я. КОШКИН, А. К. МЯСНИКОВ**

Рассматривается вопрос о внутреннем строении вулканических поясов Казахстана (девонского и позднепалеозойского). Оценена роль собственно вулканических, смешанных вулканогенно-осадочных и осадочных пород. С привлечением количественных данных анализируется проблема реализации вулканического материала в вулканических поясах и в разрезе отложений параллельно развивавшихся структурных зон.

Вулканические пояса Казахстана (девонский и позднепалеозойский) являются примерами магматически активных структур, отделяющих консолидированные массивы от смежных с ними геосинклинальных областей.

В работе рассматривается вопрос о внутреннем строении поясов и роли собственно вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных пород. Для выяснения общей картины литогенеза представляется интересным рассмотреть, как вулканический материал реализуется конкретно в разрезах самих вулканических поясов и в разрезах отложений параллельно развивающихся сопредельных структурных зон. Как нам представлялось, приблизиться к анализу общей картины вулканических процессов, к изучению вспышек и угасаний вулканизма в геологическом прошлом можно только на основе более или менее точных количественных определений. В работе использовались самые представительные разрезы, наиболее полные и типичные. Процентные соотношения разных типов пород устанавливались именно для таких разрезов. За 100% принималась суммарная мощность отложений; соответственно подсчитывался процент вулканогенно-осадочных (смешанных)<sup>1</sup> пород. Приведенные в работе цифры не усредненные и соответствуют рассматриваемым разрезам.

Для решения поставленной задачи проведено сопоставление разновозрастных поясов с учетом их различия и сходства.

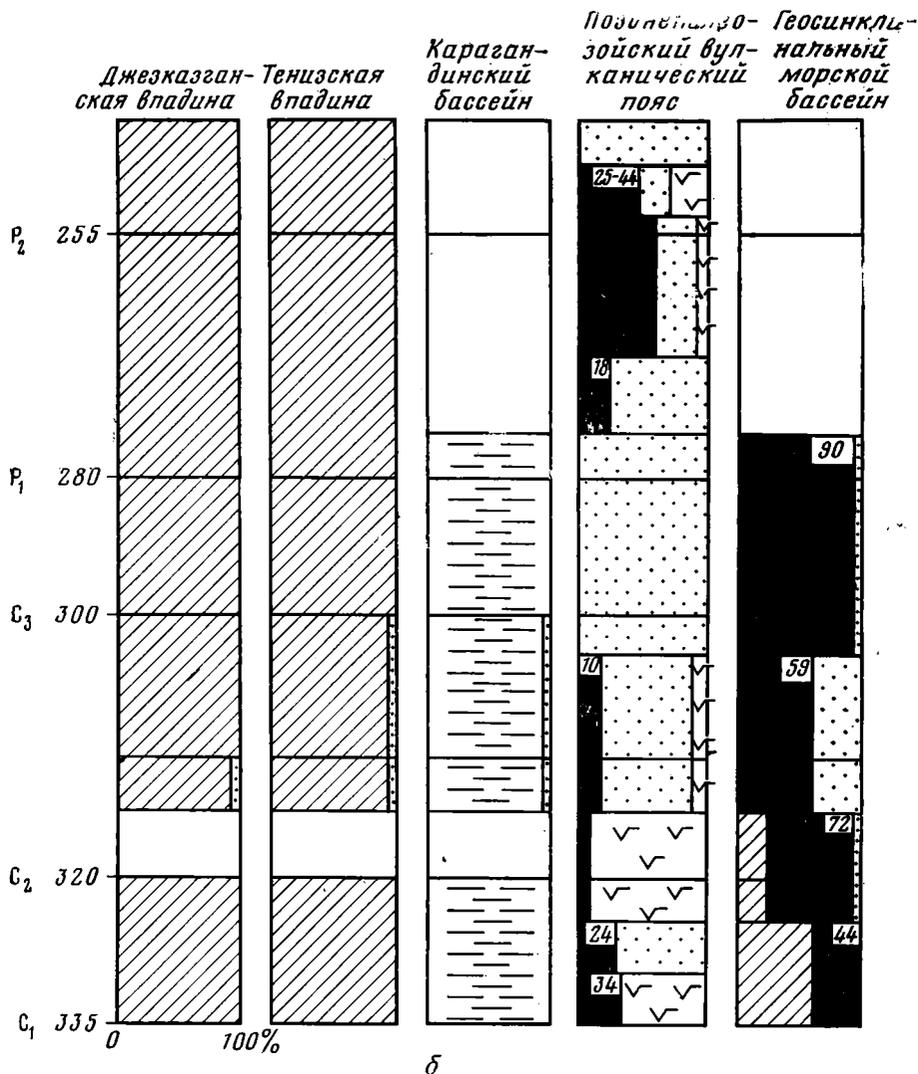
### **ДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС**

Девонский вулканический пояс занимает обширные пространства Казахстана. Участвующие в его строении формации отражают орогенный режим развития территории и преимущественно континентальную обстановку их накопления.

<sup>1</sup> Принятая в работе терминология смешанных вулканогенно-осадочных пород соответствует представлениям, изложенным в статье Е. Ф. Малеева и др. (1979).







Фиг. 2. Соотношение вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород в разрезах вулканических поясов и связанных с ними структурных зон  
 1 — осадочные породы; 2 — вулканогенно-осадочные породы; 3 — тефроиды; 4 — преимущественно пирокластиты; 5 — преимущественно лавы; 6 — процент вулканогенно-осадочных пород в разрезах; 7 — угленосные породы.

1979), она представлена не только андезито-базальтами, их туфами, но и туфопесчаниками и туфоконгломератами, составляющими от 7 (район пос. Тракторное) — 10 (восточнее г. Караганды) до 17 (г. Шат) — 27% (г. Амантау) общей мощности разреза. В первом из упомянутых разрезов чередуются покровы лав, мощность которых колеблется от первых десятков до первых сотен метров, и уступающие им количественно туфы, грубо- и крупнопесчаниковые, мощность которых достигает первой сотни метров. Вулканогенно-осадочные породы — туфопесчаники залегают в них в виде линз.

В восточной (Чингизской) ветви пояса, в области ранневарисскийских поднятий (разрез Кайнарской мулды) роль вулканогенно-осадочных пород — паратуфитов велика и достигает 23%. В этом разрезе резко преобладают лавы — до 70%, туфы составляют всего 7%. Здесь наблюдается чередование пачек туфоконгломератов с покровами андезитов и

андезито-дацитов, мощности которых резко различаются в каждом из покровов, увеличиваясь в целом вверх от 100—240 до 600 м, соответственно возрастает мощность вулканогенно-осадочных пород от 100—120 м в основании до 200 м выше по разрезу (Журавлев и др., 1971).

В Сарысу-Тенизском р-не, к западу от Теректинского массива, в нижнедевонское время накопилась вулканогенно-осадочная толща фациально замещающихся по простиранию туфопесчаников, туфоконгломератов, туффитов и андезито-базальтов. Вулканогенно-осадочные породы в ней составляют до 60%.

Проводя анализ разрезов, мы ставили перед собой задачу составить представление, как осуществлялась на разных этапах развития пояса вулканическая деятельность. Говоря о первом этапе, можно констатировать, что в разрезах андезито-базальтовой формации устанавливается достаточно много — в широтной ветви пояса (г. Амантау) до восьми покровов эффузивов и столько же разделяющих их прослоев вулканогенно-осадочных пород. В целом в разрезе намечаются мощные (250—350 м) пачки, основание которых составляют чередующиеся вулканогенно-осадочные породы — туфоконгломераты, сменяющие их вверх по разрезу главелиты и разделяющие их маломощные (первые метры) покровы эффузивов. Верхние части пачек сложены лавами мощностью до 100—200 м.

Интересным для подобного же анализа оказался изученный нами в широтной, Карагандинской ветви пояса разрез горы Баян-Аул, в районе пос. Малдыбулак, где в основании мощность лавовых покровов мала (6—30 м) и соответственно мала мощность разделяющих их туфопесчаников (1—2 м). Вверх по разрезу мощность лавовых покровов увеличивается (80—240 м), при этом возрастают до 30 м мощности сопровождающих их вулканогенно-осадочных пород.

Вторая, липаритовая формация девонского вулканического пояса образовалась после перерыва в вулканической деятельности, ознаменовавшейся накоплением вулканогенно-осадочных пород, мощность которых измерится от 60 м в Карагандинском районе до 100 м в Атасуйском (район р. Коктас, восточнее г. Мунглу) (Филиппова, Щербакова, 1960).

Липаритовая формация построена сложно, отличается пестротой и изменчивостью состава. Большим разнообразием характеризуются развитые в ней пирокластолиты, в том числе их разности. Среди туфов встречаются разновидности от псаммитовых до грубосефитовых (агломератовых); также широко представлены кристалло- и литокластические разности, реже — витрокластические. Характерны кристаллокластические разности, состоящие на 80—90% из обломков кристаллов кварца, полевого шпата, биотита. В основном липаритовая формация представлена лавами, туфами и игнимбритами. Разрезы членятся с выделением пачек от первых десятков до первых сотен метров. Роль вулканогенно-осадочных пород в разрезах липаритовой формации, как правило, незначительна, за исключением восточной Чингизской ветви, где количество вулканогенно-осадочных пород по известным разрезам колеблется от 15 до 90% (Журавлев и др., 1971). В остальных разрезах они составляют: в Атасуйском (разрез г. Угузтау) — 15%, в Сарысу-Тенизском от 6 до 25, в Карагандинском 1—2%.

В целом вулканогенно-осадочные породы липаритовой формации, преимущественно туфопесчаники, довольно равномерно распределены по разрезу, образуя 2—3 или 3—4 горизонта в подошве отдельных покровов, образовавшихся в периоды затишья или прекращения вулканической деятельности. Мощность отдельных горизонтов составляет от нескольких десятков до первых сотен метров. Мощности разделяющих их вулканитов достигают нескольких сотен и даже тысяч метров.

В средне-позднедевонское время на отдельных участках пояса (на-

пример, в широтной Карагандинской ветви) формировались существенно вулканогенные толщи с преобладанием андезито-базальтов. Однако вулканогенно-осадочные породы также образовывались. Так, в пределах широтной ветви пояса, в разрезе у пос. Тракторное они составляют до 29%. В разрезах Атасуйского и Чингизского районов их еще больше — соответственно до 40% (южный борт Джайльминской мульды) и 57% (в разрезе юго-восточнее г. Иргайлы). В Атасуйском р-не отложения образованы красноцветными, местами сероцветными туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфами липаритов. Реже, в виде прослоев и линз, встречаются конгломераты (до крупновалунных), а также лавы кислого и среднего состава. Упомянутый выше разрез у пос. Тракторное представляет собой чередование мощных (до 100—200 м и более) покровов лав и преимущественно красноцветных песчаников и алевролитов, образующих пачки также до 100 м.

Таким образом, общую картину вулканизма девонского вулканического пояса можно рассматривать как процесс формирования трех основных вулканических формаций, образовавшихся в условиях вспышек и угасаний вулканической деятельности, обусловившей сложное строение в целом вулканогенной мощной толщи чередующихся в разрезе лав, вулканокластов и вулканогенно-осадочных (преимущественно туфопесчаников и туфоконгломератов) пород. При общей направленности процесс проявлялся по-разному в различных частях пояса, подчеркивая определенную зональность его.

Девонский вулканический пояс (равно как и рассмотренный ниже позднепалеозойский) представляет собой вулканические зоны на краю континентального блока и геосинклинального морского бассейна. В **периферической части морского бассейна** в девоне формировалась мощная серия вулканогенно-осадочных пород, в которой наряду с собственно осадочными породами широко распространены как пирокластолиты (туфы), так и тефроиды, вулканогенно-осадочные породы, а также вулканотерригенные образования. В строении толщи участвуют преимущественно зеленоцветные, реже пестроцветные, хорошо сортированные отложения, часть которых характеризуется градационной слоистостью, иногда ритмичностью, когда в разрезе прослой туфопесчаников сменяются пачками туффитов. Туфы в разрезе образуют маркирующие горизонты, мощность их меняется от одного до нескольких и даже первых десятков метров. Мощности разделяющих их песчаников — несколько десятков до первых сотен метров.

В рассматриваемой периферической части девонского геосинклинального бассейна на первом этапе, соответствующем времени образования андезито-базальтовой формации, в начале раннего девона накапливались вулканотерригенные конгломераты, на 15—30% состоящие из гальки основных вулканитов.

Интенсивное влияние вулканизма на осадкообразование проявлялось во второй половине раннего девона. Так, в зигенских отложениях Нуринского синклинория, расположенного к югу от широтной ветви пояса, количество вулканотерригенных пород достигает 80%, туфов — 15%. Вулканотерригенные песчаники этого времени на 45% состоят из обломков кислых эффузивов. В нижнем эмсе пирокластолиты и тефроиды в сумме составляют до 30%. В более поздних отложениях нижнего — верхнего эмса роль вулканогенно-осадочных пород меньше — тефроиды и паратуффиты в сумме составляют 1—7, туфы 2,5—4%.

На этапе, соответствующем времени образования контрастной формации, в позднеэмских отложениях периферической зоны геосинклинального бассейна, количество вулканогенно-осадочных пород также велико — до 50%. В начале живетского века наряду с преобладающими процессами накопления собственно-осадочных, терригенных пород (кварц-полевошпатовых песчаников), составляющих в разрезах 35—

40%, происходило накопление пирокластолитов, тефроидов, вулканотерригенных осадков. В разрезах этого интервала времени туфы составляют 7—18%, тефроиды 27, паратуффиты — 23—27, вулканотерригенные песчаники 9%. Наконец, в позднеживетское — раннефранское время в рассматриваемой зоне накапливалась мощная существенно осадочная толща, заключающая лишь отдельные горизонты тефроидов. В районе оз. Карасор живет-франские отложения представлены мощной (до нескольких километров) толщей вулканогенно-осадочных пород, отложившихся в условиях морского бассейна за счет более или менее значительного перемыва вулканогенного материала. В нижней и средней частях материал отвечает лавам андезит-базальтового и андезитового состава, в верхних — дацитовому и липарит-дацитовому. Вверх по разрезу начинают преобладать осадочные образования с подчиненным количеством вулканогенно-осадочных пород. Отдельные части разреза характеризуются четкой ритмичностью. В основании таких ритмов располагаются наиболее грубые разности (туфогравелиты, туфоконгломераты), отличающиеся слабой окатанностью и сортировкой обломков. Грубообломочные породы постепенно переходят в туфопесчаники и, наконец, туфоалевролиты. Породы в пределах ритма связаны постепенными переходами, четкие границы отсутствуют. Друг от друга ритмы отделены резко выраженными поверхностями местного размыва. Отмечаются двух- и трехчленные ритмы, мощностью от 7—10 до 20—30 м. Ведущую роль в строении ритмов более высоких частей разреза играют, как правило, более тонкообломочные разности пород. Иногда для отдельных частей разреза характерна слоистость типа «graded bedding», а отдельные пачки характеризуются слоистостью флишевого типа (Пославская, Мигдисов, 1971).

Песчаники рассматриваемого отрезка времени в большем количестве по сравнению с ранее накопившимися, содержат кварц (до 8—17%), плагиоклаз (до 15%), обломки основных (1,5—4%) и кислых (11—16%) вулканитов. Тефроиды позднего девона отвечают в низах липаритам, в верхах — дацитам.

Итак, в разрезах **периферической зоны девонского геосинклинального бассейна** много туфов, в том числе кристаллокластических, тефроидов вулканогенно-осадочных (туффитов, туфопесчаников, туфоконгломератов) и вулканотерригенных пород.

В девонских разрезах внутренней зоны морского бассейна (примером таковой может служить Северное Прибалхашье) осадочные породы составляют от 60 до 80%. Причем 80% всех отложений приходится на песчаники, из них 60—65% на мелкозернистые их разности; соответственно на пирокластолиты и вулканогенно-осадочные породы — от 15 до 30%. Примесь пирокластического материала отмечена, начиная с отложений нижней части жедина. Проведенные подсчеты количественно-минералогического состава показали, что породы нижнего девона содержат до 50 и даже 80% обломков плагиоклаза, от 5 до 20% обломков эффузивов и классифицируются как туффиты. Наибольшее количество горизонтов туфов описано среди отложений зигена — нижнего эмса, т. е. в то же время, что и в отложениях периферической зоны. Соответственно для этого периода времени образования в поясе липаритовой формации, увеличивается мощность отдельных горизонтов туфов (до 10 м). Туфы внутренней зоны геосинклинального морского бассейна преимущественно пепловые.

В позднеэмское время влияние вулканизма также существенно. В отложениях этого времени туффиты составляют до 30%; описаны туфы и паратуффиты. В живетское время туфы также известны, но составляют не более 4%, паратуффиты — 21%.

Таким образом, в разрезах внутренней части бассейна накапливались преимущественно пепловые туфы и туффиты.

Параллельно с существованием девонского вулканического пояса в пределах каледонского срединного массива развивались наложенные впадины. На рассматриваемой стадии развития срединного массива формировались постгеосинклинальные молассы. Их образование происходило в условиях глыбовой переработки фундамента. В возникших прогибах накапливались толщи большой мощности как за счет материала, поступающего из местных источников сноса, так и со стороны воздымающихся вулканических нагорий вулканического пояса.

Возрастные аналоги нижедевонской андезито-базальтовой формации состоят преимущественно из вулканотерригенных конгломератов, составляющих от 33 (разрез г. Аксан-Июлько) до 55% (разрез Кендыктинского синклиория) общей мощности. Вышележащая часть разреза состоит из вулканотерригенных песчаников, представленных на 20—30% обломками эффузивных пород (андезито-базальтов) и на 10—30% обломков плагиклазов. Среди осадочных пород (разрез г. Керегетас) описаны два маломощных горизонта пепловых туфов, мелко- и среднеобломочных, состоящих на 79—86% из пепловой основной массы. Эйфельская часть разреза горы Керегетас начинается конгломератами с вышеописанными горизонтами пепловых туфов, сменяющимися песчаниками, преимущественно красноцветными, мелкозернистыми, известковистыми, нередко косослоистыми. Живетская часть разреза отличается от нижележащей — это преимущественно сероцветные мелкообломочные песчаники, алевролиты, туфопесчаники, туффиты. Вверх по разрезу снова увеличивается роль красноцветных песчаников наряду с ростом гранулометрии. Венчается разрез красноцветными песчаниками и конгломератами (Малиновская и др., 1977).

В эйфельско-франских песчаниках Оленты-Шидертинской впадины роль основных вулканитов в обломках велика — до 65%; плагиклазы составляют до 20%; для Селетинской впадины роль основных эффузивов в обломках ниже — до 20%. В описанном нами разрезе на восточном крыле Тенизской впадины (разрез у пос. Черниговка) в составе вулканотерригенных конгломератов высока роль кислых вулканитов — от 15% в низах разреза до 41% в верхней части. Разрез, составленный севернее пос. Черниговка, распадается на несколько ритмически построенных пачек (мощностью 200—300 м), начинающихся конгломератами, сменяющимися выше по разрезу гравелитами, затем песчаниками.

На Сарысу-Тенизском поднятии в эйфельских отложениях количество вулканотерригенных пород колеблется от 5 до 80%. Весьма существенна роль вулканического материала в гальках конгломератов средневерхнедевонских отложений. В Жаманконском прогибе основные породы составляют до 50%, кислые — 48%; в Жаксыконском прогибе — кислых пород от 20—40 до 65% (Мазарович, 1979).

В целом для рассматриваемого района характерно увеличение роли аркозовых, кварц-полевошпатовых песчаников вверх по разрезу среднего—верхнего девона.

### ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Позднепалеозойский вулканический пояс занимает большие площади Казахстана (см. фиг. 1). Участвующие в строении его вулканогенные формации также отражают орогенный режим развития и формировались преимущественно в континентальных обстановках.

В отличие от девонского позднепалеозойский пояс построен более сложно. Он состоит (согласно современным представлениям) по меньшей мере из восьми вулканогенных комплексов (Кошкин, 1971) или четырех циклов для Баканасского р-на (Мясников, 1976). Разрез Баканасского сегмента пояса распадается на ряд повторяющихся свит кислого и среднекислого состава. Каждый из комплексов построен также

сложно, объединяя вулканы разного состава от базальтов и андезитобазальтов до дацитов и липаритов. Вулканогенно-осадочные породы играют существенную роль в строении всех вулканогенных комплексов позднего палеозоя.

Каждая из выделяющихся в разрезе толщ обладает специфическими особенностями в разных частях пояса. Так, например, в нижней из толщ в районе гор Улькен — Каракуус резко преобладают вулканогенно-осадочные породы. К югу, в бассейне р. Жамши возрастает роль андезитов и андезито-базальтов, которые почти полностью вытесняют осадочные и вулканогенно-осадочные породы. К городу Каркаралинску и горам Кент осадочные породы также исчезают из разреза, однако толща представлена не только лавами, но и туфами, чередующимися с вулканогенно-осадочными накоплениями. Для верхневизейско-намюрских отложений разреза г. Актау вулканогенно-осадочные породы составляют 34% (Щербакова и др., 1977).

Для позднепалеозойского вулканического пояса характерен на определенных этапах (по современным представлениям в среднем — верхнем карбоне) эксплозивный вулканизм с образованием характерных кристаллокластических туфов, аналогичных тем, которые типичны для липаритовой формации вышеописанного девонского пояса. Толщи кристаллокластических туфов в позднепалеозойском поясе так же, как и в девонском, монотонны и, как правило, не заключают ни горизонтов, ни линз вулканогенно-осадочных пород. В других разрезах, где средневерхнекаменноугольные отложения представлены также кислым, но более сложно построенным комплексом эффузивов и туфов, вулканогенно-осадочные породы участвуют в строении разреза и слагают, как правило, базальные горизонты самой толщи, а также разделяют отдельные пачки, на которые комплекс распадается. (Опять аналогично тому, что отмечалось при характеристике липаритовой формации девонского пояса). Суммарно в таких разрезах вулканогенно-осадочные породы составляют до 10%.

Верхнекаменноугольные — пермские толщи (так называемые чубарайгырская, майтаская, шенгельбайская) образуют характерные для позднепалеозойского вулканического пояса округлые и овальные синклинали, многие из которых рассматривались как специфические вулканотектонические структуры. В целом для описываемых отложений характерно грубослоистое линзовидное строение, обусловленное чередованием лав, туфов и игнимбритов различного, но преимущественно кислого состава. Выделяемым толщам присущи резкие изменения мощностей, быстрое выклинивание даже в пределах одного вулканического массива. Интенсивная окраска пород в красных, лиловых и бурых тонах отличает эти толщи от более древних. Вулканогенно-осадочные породы широко представлены в таких структурах. Так, для нижнепермских отложений г. Жанет они составляют до 18%, для позднепермских отложений гор Дастар и Кызыладыр 25—44%, для самых молодых, также позднепермских образований г. Каракия их количество достигает 38%. Следует отметить, что вблизи устанавливаемых вулканических центров развиты грубообломочные туфы с прослоями туффитов, а в удалении от них — тефроиды и осадочные породы с примесью вулканического материала.

Еще в 60-х годах было обосновано представление об одновозрастности континентальных вулканических пород позднепалеозойского вулканического пояса и морских отложений, развитых в пределах **остаточного геосинклинального бассейна** — Саякской мульды (Кошкин, 1962). В Саякской зоне в основании разреза выделяется толща, сложенная преимущественно вулканотерригенными песчаниками — продуктами разрушения вулканических пород позднепалеозойского вулканического пояса. Мощность толщи 330 м. Вышележащая толща также представлена вул-

канотерригенными песчаниками, мощностью до 500 м, с пачкой туфов кислого состава в верхах разреза. Следующая толща мощностью до 1300—1400 м начинается конгломератами, сменяющимися выше песчаниками с отдельными горизонтами тонкозернистых туфов кислого состава. Венчает разрез толща песчаников, алевролитов, туфов кислого состава, конгломератов. В целом нет сомнений в том, что описанная выше серия морских вулканогенных пород накапливалась одновременно с вулканическими извержениями позднепалеозойского вулканического пояса. Очевидно и то, что вулканический континент служил источником материала для отложений Саякского морского бассейна.

Итак, в разрезах рассматриваемой Саякской мульды в верхнем више—намюре вулканогенно-осадочные породы составляют 44%, намюре—среднем карбоне — 72%, кроме того, туфы этого времени составляют 7%. В среднем верхнем карбоне вулканогенно-осадочные и осадочные породы в сумме достигают 59%, туфы 41%; в верхнем карбоне—нижней перми вулканогенно-осадочные и осадочные породы слагают 90%, туфы — 10%. В разрезах рассматриваемого морского бассейна описано ритмичное переслаивание песчаников, туффитов и пепловых туфов.

Крупными позднепалеозойскими структурами, развивавшимися параллельно с рассматриваемым вулканическим поясом, являлись **Карагандинский бассейн, Тенизская и Джезказганская наложенные впадины**, расположенные с внешней стороны пояса. В строении Карагандинского бассейна принимают участие сложно построенные угленосные свиты (верхняя моласса срединного массива Центрального Казахстана). Здесь в строении среднекаменноугольной (так называемой долинской) и средне-верхнекаменноугольной (так называемой тентекской) свит известны горизонты туфов (выше  $D_{11}$  и  $T_{16}$ ). Туфы пепловые, залегают в виде маломощных (первые метры) горизонтов. В разрезе Джезказганской впадины на этом же уровне — в среднем карбоне, в верхах так называемой таскудукской свиты описаны пепловые кислые витрокластические туфы. В разрезах Тенизской впадины примерно на том же уровне в среднекаменноугольной кирейской свите и вернекаменноугольной владимировской свите описаны в ее нижней и верхней частях прослой кислых туфов. Присутствие в разрезах туфов точно фиксируют, вероятно, наиболее сильные пароксизмы вулканической деятельности позднепалеозойского пояса.

На основании всего вышеизложенного можно сделать следующие **выводы**:

1. Вулканические пояса не представляли собой однородные структуры. Различные участки поясов развивались по-разному, что скорее всего связано с гетерогенностью фундамента поясов. В составе разрезов поясов различна роль собственно вулканических, смешанных вулканогенно-осадочных и осадочных пород. В целом накопление вулканогенно-осадочных образований было существенно как для зоны девонского, так и позднепалеозойского пояса. Проявление вулканизма в поясах характеризовалось продольной и поперечной зональностью.

2. Позднепалеозойский пояс характеризовался более сложной общей картиной своего становления, отличался более интенсивными процессами накопления вулканогенно-осадочных пород.

3. Обрамляющие с внутренней части вулканических поясов морские бассейны испытывали серьезное воздействие вулканических процессов. В их разрезах существенна роль пирокластолитов, тейфроидов, вулканогенно-осадочных и вулканотерригенных пород. Во внутренних частях бассейнов накапливались лишь телепирокластические пепловые туфы и туффиты.

4. Развивающиеся параллельно с поясами наложенные впадины заполнялись в значительной степени материалом разрушающихся вулканических нагорий и соответственно выполнены преимущественно вулка-

нотерригенными породами. Пирокластолиты в разрезах этих впадин представлены только телепирокластическими разностями.

5. Сильное влияние вулканизма ощущается в пределах морских бассейнов и в меньшей степени в наложенных впадинах внешнего обрамления поясов. Особенно это относится к позднепалеозойскому вулканизму. Состав вулканотерригенной части осадочных толщ четко коррелируется с эволюцией состава соответствующих извержений.

6. Максимальное усиление вулканической деятельности в пределах девонского пояса приходится на зиген — поздний эмс; в пределах позднепалеозойского — на средний верхний карбон.

7. Внутри самих вулканических поясов и в пределах обрамляющих их тектонических зон формировались разные, свойственные каждой из зон парагенезы вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород.

8. В связи с тем что вулканические пояса располагались на краю континента и на краях древних массивов в составе обломочного материала наряду с вулканогенным существен материал местных источников — метаморфический, интрузивный, осадочный. Роль последнего максимальна на завершающей стадии становления поясов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Беляев О. Е., Кабанов Ю. Ф., Пославская И. А., Урываева А. П., Федоров Т. О., Четверикова Н. П., Щеголева Л. А. Геологическое строение и история развития окраин Карагандинского каменноугольного бассейна (в свете новых данных).— Бюл. МОИП, Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 5.
- Журавлев Б. Я. и др. Геология и металлогения восточной части Токрауской впадины и юго-западного Чингиза. Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. IX. Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Кошкин В. Я. Стратиграфия верхнего палеозоя герцинид северной части Джунгаро-Балхашской провинции. Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана (тез. докл.). Алма-Ата, 1971.
- Мазарович О. А. Геология девонских моласс. М., «Недра», 1979.
- Малеев Е. Ф., Петрова М. А., Фролов В. Т., Хворова И. В., Щербакова М. Н. Современные представления о классификации вулканокластических и смешанных вулканогенно-осадочных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 2.
- Малиновская С. П., Щербакова М. Н., Юрина А. Л. К стратиграфии девонских отложений северного крыла Оленты-Шиндертинской впадины (Центральный Казахстан).— Вестн. Моск. ун-та, 1977, № 3.
- Мясников А. К. Верхний палеозой Баканасского синклиория. Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1976.
- Пославская И. А., Мигдисов С. А. Вулканогенно-осадочные образования средне-верхнедевонского возраста района оз. Карасор. Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. X. Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Филиппова И. Б., Щербакова М. Н. Стратиграфия девонских отложений Верхнеатасуйского района (Центральный Казахстан).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1960, № 1.
- Четверикова Н. П., Урываева А. П., Федоров Т. О. Особенности строения магматического комплекса девонского краевого вулканического пояса.— Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. X. Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Щербакова М. Н. Девонский вулкан Мунглу (Центральный Казахстан).— Вестн. МГУ, 1961, № 4.
- Щербакова М. Н., Бахтеев М. К., Курчатов А. М., Михайлов А. Е., Положихина А. И., Шарпенко Л. Н., Щеголева Л. А. Верхний палеозой западных и северных частей Джунгаро-Балхашской геосинклинали.— В сб.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., «Наука», 1977.
- Кошкин В. Я. О стратиграфическом положении Саякской свиты.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 5.

МГУ, Москва  
Казахский ин-т минерального сырья,  
Южно-Казахстанское геологическое управление  
Алма-Ата

Дата поступления  
1.XI.1979

УДК 552.313(571.5)

## **КРАСНОЦВЕТНАЯ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ОМУЛЕВСКОГО ПОДНЯТИЯ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР**

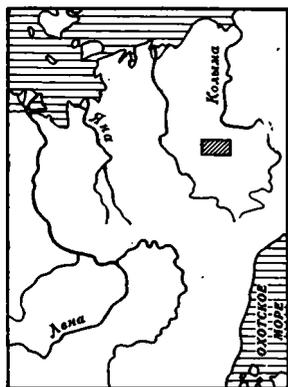
*М. Д. БУЛГАКОВА*

Красноцветная автохонная осадочно-вулканогенная формация среднепалеозойского возраста ( $S_2^2-D_1^1$ ) локализуется в пределах вулканической Арга-Тасской структурно-формационной зоны Омудевского поднятия. Определяющее значение в развитии красноцветной седиментации и создании преобладающей части петрофонда формации принадлежит вулканическим процессам. Красная окраска эффузивно-обломочных и вулканогенно-осадочных пород связана с высоким содержанием окисленной лавокластики, пигментированной тонкодисперсным гематитом. Формированию и сохранению красной окраски в морской обстановке способствовали мелководность бассейна и относительно высокая температура бассейновых вод, обусловленная аридным климатом и активным подводным вулканизмом.

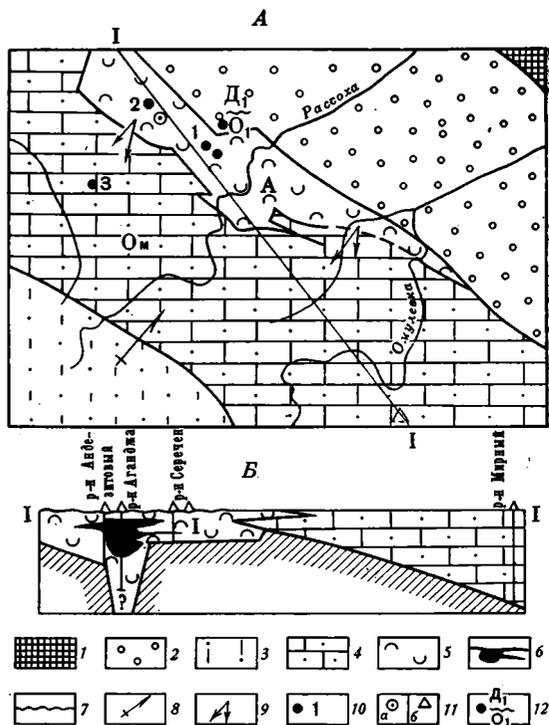
Среди различных красноцветных образований наименее изученной продолжает оставаться группа осадочно-вулканогенных формаций. Исследования разновозрастных красноцветных отложений Восточной Якутии показали, что их литогенетические признаки не всегда исчерпываются теми характерными особенностями, которые неоднократно подчеркивались для этой группы А. И. Анатольевой (1972, 1978). Значительным своеобразием отличается красноцветная осадочно-вулканогенная формация среднего палеозоя Омудевского поднятия (фиг. 1), которая локализуется в пределах Арга-Тасской (Рассошинской) структурно-формационной зоны (фиг. 2), выделяемой здесь В. М. Мерзляковым (1971), Г. А. Гринбергом и др. (1979). По нашим представлениям, несколько отличающимся от взглядов названных авторов, Арга-Тасская зона на протяжении всего раннего-среднего палеозоя представляла собой узкий прогиб рифтового типа, развивающийся на восточной окраине Верхоянской парагеосинклинали. Красноцветная формация по существу характеризует заключительную стадию нижнесреднепалеозойского цикла развития этой структуры.

### **ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИИ**

По объему красноцветная формация совпадает с мальминской свитой, верхнесилурийский возраст которой определяется по положению в разрезе между отложениями нижнего силура (бизонская свита) и нижнего девона (калгарская свита). Границы красноцветной формации с вмещающими сероцветными карбонатными толщами четкие: нижняя граница согласная, верхняя эрозионная, проводится в основании базального горизонта валунно-галечных конгломератов. Вверх по разрезу эти конгломераты постепенно, через пачку переслаивания красноцветных песчаников и доломитов, сменяются толщей коралловых известняков



Фиг. 1



Фиг. 2

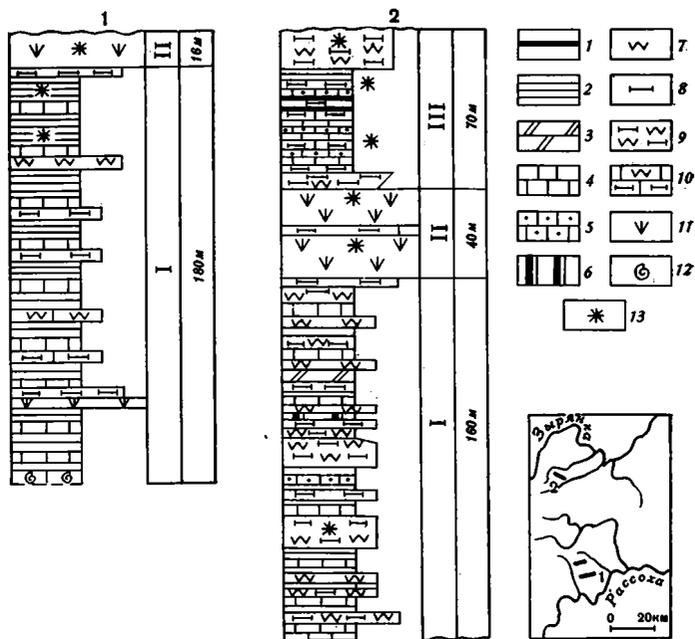
Фиг. 1. Положение изученного района

Фиг. 2. Схема размещения, красноцветной вулканогенно-осадочной формации Омuleвского поднятия

А — структурное положение, Б — структурно-формационный профиль по линии I—I: 1 — структуры Колымского массива (область сокращенной седиментации); 2 — окраинное поднятие нижнего палеозоя; 3 — карбонатно-терригенная (предполагаемая) формация; 4 — терригенно-карбонатная (в верхней части красноцветная) формация; 5 — красноцветная осадочно-вулканогенная формация; 6 — положение лав в разрезах красноцветной осадочно-вулканогенной формации; 7 — поверхность размыва; 8 — направление сноса терригенного материала; 9 — направление сноса лаволаститового материала; 10 — изученные разрезы (1, 2 — Арга-Тасская зона; 3 — Омuleвская зона, р. Ильин-Юрях); 11 — использованные данные (а — А. А. Сурнина, б — А. А. Николаева, 1970); 12 — разрез на левобережье р. Булкут с эрозионным контактом отложений нижнего девона и нижнего ордовика. Структурно-формационные зоны (знаки на карте): Ом — Омuleвская; А — Арга-Тасская

нижнего девона. Характер латеральных границ различный (см. фиг. 2). На востоке область распространения формации ограничивается валлообразным поднятием, сложным, по всей видимости, нижнепалеозойскими породами. Это доказывается отсутствием верхнего силура к востоку от Арга-Тасской зоны и трансгрессивным налеганием (правобережье р. Булкут) нижнедевонских отложений на глинисто-карбонатные породы нижнего палеозоя. На западе вулканогенно-осадочная формация по разлому Удахан смыкается с терригенно-карбонатной формацией Омuleвской структурно-формационной зоны, в верхней части которой также содержатся пачки красноцветных терригенных пород. Таким образом в современном эрозионном срезе вулканогенно-карбонатная формация представляется как узкое асимметричное трапециевидное тело, толщина которого 180—700 м, ширина 15—5 км и длина не более 100 км.

Типовые разрезы формации, изученные в северной части Арга-Тасской зоны, представляют собой грубое чередование лав и пачек вулканокласто-осадочных пород мощностью от 20—40 до 200 м. Примером



Фиг. 3. Разрезы красноцветной осадочно-вулканогенной формации (положение разрезов (1, 2) см. также фиг. 2, А)

1 — гематит; 2 — аргиллиты; 3 — доломиты; 4 — микрозернистые известняки; 5 — песчанистые и алевритистые известняки; 6 — гипс; 7 — туфы «зеленые», гиалокластиты; 8 — лавокластиты; 9 — лаво-гиалокластиты; 10 — известняки с примесью лаво-гиалокластитового материала; 11 — лавы; 12 — органические остатки; 13 — красноцветность; (1, 2, 8, 9, 10 — красноцветные породы)

такого разреза может служить разрез в верховьях руч. Андезитовый (фиг. 3), в котором выделяются (снизу) следующие пачки.

Пачка I (160 м) — чередование серых, кремевых, желтоватых микрозернистых известняков, доломитов, зеленых, вишнево-красных туфогенных аргиллитов, алевритовых туфов, лавокластитов, лаво-гиалокластитов. Мощность слоев изменяется от 1—2 до 20 м. В нижней половине пачки среди карбонатных пород отмечаются тонкие прослои и линзы гипса.

Пачка II (40 м) состоит из двух сложных покровов трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов, мощностью 18 и 20 м, разделенных пластом вишнево-красных псефитов, псаммитовых лавокластитов мощностью 1,5 м. Цвет эффузивных пород вишнево-красный, сиреневатый, зеленый.

Пачка III (70 м) в основании и кровле содержит красноцветные псаммитовые породы — шлаковые лавокластиты, гиалокластиты и туффиты. Мощность их в основании 5—6 м, в кровле 20—40 м. Средняя часть пачки, вскрытая очень плохо, представлена главным образом тонкозернистыми тонкослоистыми пестроцветными карбонатно-глинистыми породами, заключающими прослои плотного тонкозернистого гематита. Пачка III с размывом покрывается базальными конгломератами нижнего девона.

Мощность описанного разреза изменяется по простиранию структур от 180 до 500—700 м, достигая максимальных значений в бассейне р. Аганджа. Здесь же наиболее развиты эффузивные образования и связанные с ними грубообломочные разности красноцветных лавокластитов. Несмотря на разную мощность и полноту наблюдавшихся разрезов (см. фиг. 3), они повсеместно обнаруживают отчетливый регрессивный

тип строения, что выражается прежде всего в общем погрубении верхних частей разреза и сокращении в этом направлении роли карбонатного материала. Внутренняя стратификация осадочных и вулканогенно-обломочных пород невыразительная: преобладают пачки пород неяснослоистых; на отдельных интервалах наблюдается разномасштабная горизонтальная слоистость, элементы отсортированной слоистости, признаки сейсмостектонического нарушения слоистости: взмучивание, оползание, брекчирование слабо литифицированных осадков. Органические остатки практически отсутствуют, за исключением крупных неопределимых гастропод, обнаруженных Г. С. Гусевым в основании разреза на правом берегу р. Серечен.

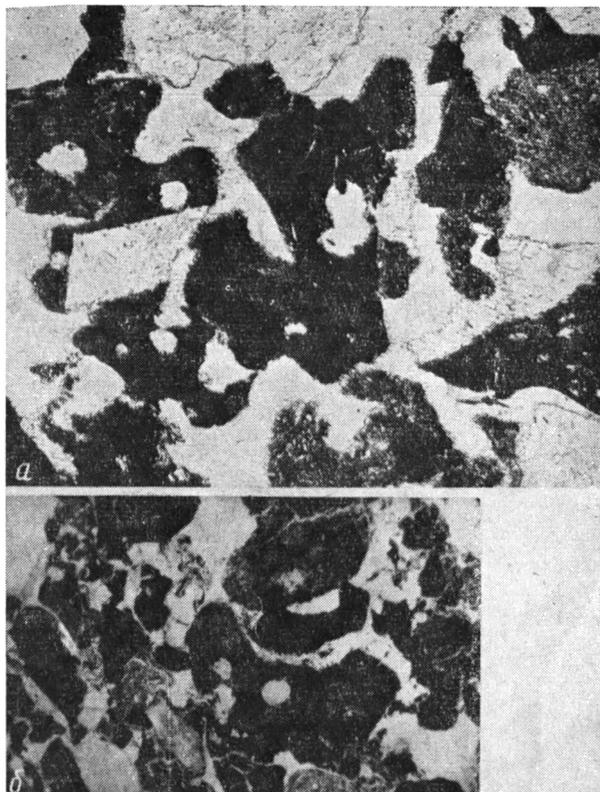
### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Разрезы красноцветной формации сложены эффузивными, эффузивно-обломочными, вулканокластическими и осадочными породами. Формациеобразующее значение имеют красноцветные породы: лавы, лавокластиты, лаво-гиалокластиты, тонкозернистые известково-глинистые туффы. Второстепенными компонентами формации являются зеленоцветные и слабостроцветные породы, локализующиеся в нижней половине разрезов: гиалокластиты, алевритовые туфы андезито-базальтов, известняки, доломиты, аргиллиты.

**Эффузивные породы** представлены трахиандезитами и трахибазальтами вишнево-красной, фиолетовой, реже зеленой окраски. Преобладают крупнопорфировые миндалекаменные разности. Миндалины до 2—5 мм выполнены хлоритом, альбитом, кальцитом. Порфировые вкрапленники в вишнево-красных лавах содержат широкотаблитчатые зерна относительно свежих плагиоклазов, основная масса имеет гиалопилитовую структуру и насыщена тонкодисперсным гематитом. В зеленых трахиандезитах крупнотаблитчатые порфировые вкрапленники полевых шпатов полностью замещены агрегатом бурого пренита и серицита. Основная масса раскristаллизована более полно, имеет трахитовую структуру, содержит обильную вкрапленность мелкокристаллического магнетита. Общей петрохимической особенностью лав является их повышенная щелочность (см. таблицу).

**Эффузивно-обломочные породы** представлены всеми гранулометрическими разновидностями от псефитов до мелких алевритов. В обломочном материале преобладают две генетические группы обломков: шлаковый окисленный детрит и сидеромелановая гиалокластика; характерно отсутствие «сиалического материала (кварца, кварцсодержащих кристаллических пород). В соответствии с особенностями вещественного состава выделяются три разновидности эффузивно-обломочных пород: лавокластиты (фиг. 4), гиалокластиты и породы смешанного состава — лаво-гиалокластиты (фиг. 5—7). Являясь генетически сходными образованиями, связанными друг с другом постепенными переходами, лаво- и гиалокластиты тем не менее в чистом своем проявлении различаются и по внешнему виду, и по структурным особенностям, и по характеру вторичных изменений. В целом выделение этих разновидностей в данном конкретном случае полностью подчиняется тем критериям, которые были отмечены для подобных образований Е. Ф. Малеевым (1977, с. 60): «...в лавокластитах состав, текстура и структура слагающих их обломков аналогичны или близки к лаве, в то время как в гиалокластитах обломочный материал представлен стеклом, причем в процессе дробления сильно гидратизированным...».

**Лавокластиты** (фиг. 4) — своеобразные красноцветы псефитовой и псаммитовой размерности, слагают слои мощностью 1,5—5 м. Пространственно и генетически лавокластиты тесно связаны с эффузивами и залегают непосредственно на поверхности лавовых покровов (псефиты) или



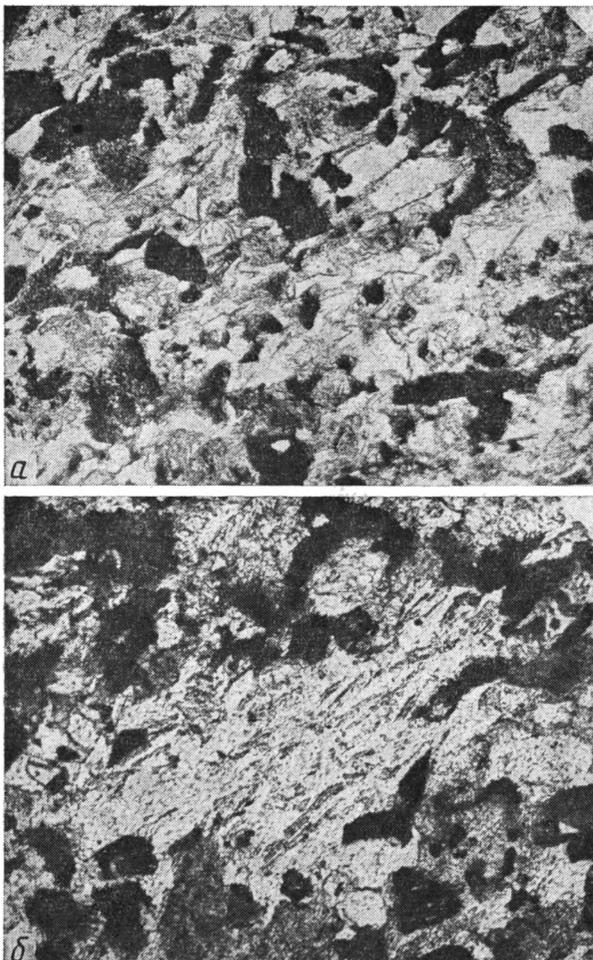
Фиг. 4. Лавокластиты. Ник. I, увел. 45 (а 4) и увел. 100 (б 5)

на их продолжении. Состав псефитового материала очень однороден и полностью соответствует подстилающим лавам, крупная галька (диаметром 5—10 см) хорошо окатана. Псаммитовые лавокластиты по струк-

Химический состав пород красноцветной вулканогенно-осадочной формации, %

Окисел	I		II				III
	1	2	3*	4*	5*	6	7*
SiO <sub>2</sub>	52,00	46,65	42,22	54,90	55,07	51,00	51,04
TiO <sub>2</sub>	0,89	1,42	0,93	0,81	0,85	0,97	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,38	15,93	16,44	15,99	16,42	16,49	12,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,85	3,72	5,28	7,33	5,14	3,51	3,92
FeO	3,35	5,63	1,71	2,22	2,88	3,45	1,29
MnO	0,03	0,14	0,04	0,02	0,01	—	0,08
MgO	4,12	9,21	4,61	4,16	4,90	6,83	5,40
CaO	4,17	7,87	5,01	1,30	1,58	3,52	7,86
Na <sub>2</sub> O	3,01	2,11	0,45	4,36	3,49	1,00	0,69
K <sub>2</sub> O	5,38	5,06	9,93	4,89	5,05	5,23	5,67
H <sub>2</sub> O	3,23	3,86	3,24	2,59	3,21	4,68	2,56
CO <sub>2</sub>	2,07	0,14	3,31	0,41	0,83	2,21	8,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,39	0,17	0,35	0,41	0,46	0,38	0,24
S <sub>общ</sub>	0,01	0,27	0,01	0,02	0,03	0,17	0,04
Сумма	99,88	100,18	100,53	99,41	99,92	99,44	99,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : FeO	1,15	0,66	3,09	3,30	1,78	1,02	3,04

Примечание. I — лавы (1 — трахиандезиты, 2 — трахибазальт); II — вулканогенно-обломочные породы (3—5 — красноцветные псаммитовые лавокластиты; 6 — «зеленый» псаммитовый туф); III — вулканогенно-осадочные породы (7 — известковый туфит). Звездочкой помечены красноцветные породы.



Фиг. 5. Лаво-гиалокластиты. Видны два типа литокластов — сидеромелановое стекло (светлое) и окисленный шлаковый детрит (черное). Ник. I, увел. 100

туре и форме обломков очень сходны со шлаковыми туфами. Главными компонентами обломочного материала псаммитовых лавокластитов являются также продукты дезинтеграции пористых красноцветных лав: округлые обломки широкотаблитчатых плагиоклазов, соизмеримых с порфиrowыми вкрапленниками лав, обломки основной массы трахиандезитов и трахибазальтов и обильный шлаковый детрит. Шлаковые обломки, образующиеся при разрушении высокопористых лав, имеют самые различные размеры, угловатые или фестончатые ограничения, практически непрозрачны, обильно пигментированы тонкодисперсным гематитом. Изредка в них наблюдаются элементы микролитовых структур (см. фиг. 4). Цемент скудный (10—15%), практически бескарбонатный, сложен главным образом бледно-зеленым хлоритом. Только в южных разрезах формации (кл. Горельшневa), где лавокластиты нередко переходят в лавокластогенные песчаники и алевролиты, отличающиеся лучшей окатанностью и сортировкой обломков, в составе цемента в значительном количестве появляются карбонаты и гематит, который в виде тонких пленок оконтуривает обломочные зерна и иногда выполняет поровые промежутки. Но и в этом случае роль главного красящего пигмента при-

надлежит шлаковому материалу. По химическому составу лавокластиты сходны с лавами и соответствуют трахиандезитам, трахиандезитобазальтам, трахитам, в целом характеризуюсь повышенной щелочностью с калинатовым или калиевым уклоном (см. таблицу).

*Гиалокластиты* диагностируются менее четко, и, возможно, поэтому складывается впечатление о их подчиненной роли в разрезе формации. Это зеленоцветные мелкообломочные породы, псаммитовой и алевритовой размерности, главным пороодообразующим компонентом которых являются обломки измененного сидеромеланового стекла. Гиалокласты обычно деформированы, удлинненной неправильной формы, в более крупных обломках они сохраняют типичные для стекла фестончатые ограничения, содержат мелкие пустоты. Характерно активное замещение сидеромелановых гиалокластов палагонитоподобным минералом. По периферии обломков этот минерал более раскристаллизован, имеет тонкочешуйчатое строение, более высокие белые, желтоватые цвета интерференции, тогда как в центральных частях обломков он сохраняет характерную тонкоагрегатную поляризацию в серых тонах. В разных количествах в гиалокластитах содержится примесь шлакового детрита, обломков плагиоклазов. Главный минерал цемента — хлорит. При более глубоких изменениях в гиалокластитах развиваются структуры дифференциального скольжения, появляется сланцеватость, контуры гиалокластов становятся расплывчатыми, сливаются с цементирующим хлоритом и порода по существу теряет свои характерные диагностические признаки, превращаясь в зеленые аргиллиты, сланцы и т. д.

**Вулканокластические породы**, представленные мелкообломочными алевритовыми туфами, развиты очень в нижней части формации, где они слагают прослой мощностью 0,5—2,0 м. Эти породы отличаются яркой зеленой окраской, плотным массивным сложением, хорошей сортировкой обломочного материала, в составе которого преобладают кристаллы плагиоклаза. Редки обломки основной массы трахитов, трахиандезитов, фигурные обломки непрозрачных шлаков, пузыристого стекла, замещенного палагонитом, спорадически отмечаются единичные зернышки кварца, апатита, турмалина. Для «зеленых туфов» характерен обильный цемент (30—50%), состоящий из бледно-зеленого хлорита, гидрослюд и палагонитоподобного материала. Примесь карбонатов, если они присутствуют, в очень незначительном количестве (4—6%). По химическому составу «зеленые туфы» близки к красноцветным лавокластитам, отличаясь от них меньшими значениями  $Fe_2O_3/FeO$  и более высоким содержанием  $MgO$  и  $H_2O$ .

**Осадочные породы** в составе красноцветной формации представлены исключительно тонкозернистыми разностями — известняками, доломитами, аргиллитами и гипсами.

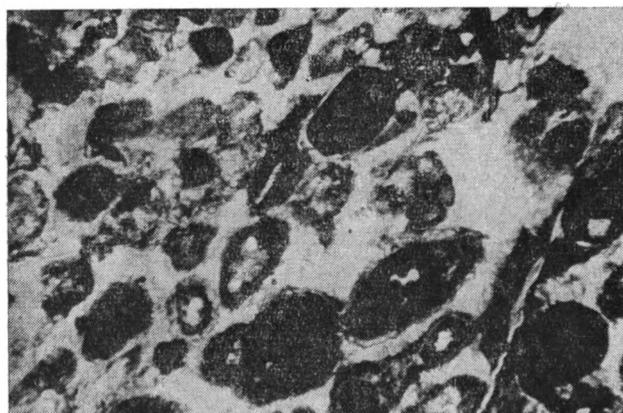
**Известняки** локализуются в нижней половине разреза, где они образуют прослой мощностью 2—4 см среди вулканокластических пород. Окраска их чаще светло-серая, желтоватая и зеленоватая. Породы массивные, неяснослоистые, микрозернистые; до 20—30% составляет примесь силикатного материала (н. о.) — шлаки, редкие и мелкие зернышки кварца и вулканокластики. В отдельных прослоях содержится существенная примесь (до 25%) доломита. Обособленные прослои доломитов, розовых мелкозернистых, распространены в южных разрезах формации, где они часто переслаиваются с лавокластитам.

**Аргиллиты** отмечаются в виде очень тонких (1—2 мм) прослоек среди известняков. Состоят из тонкочешуйчатого агрегата — хлорита и гидрослюды, обычно содержат мелкоалевритовые зернышки кварца, чешуйки мусковита. Описанные выше «чистые» разновидности осадочных пород, зеленых туфов, гиалокластитов в разрезе формации играют подчиненную роль. Обычно эти породы содержат значительную примесь тонкого шлакового детрита, рассеянных гидроокислов железа и приоб-

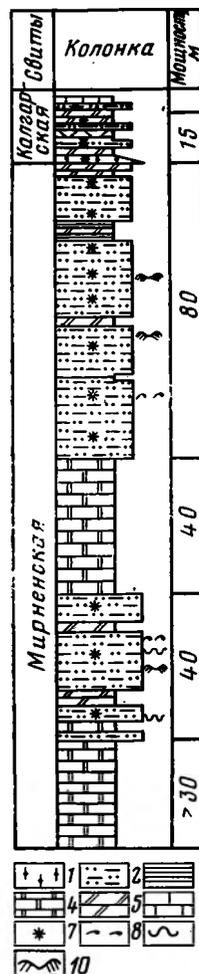
Фиг. 6. Доломит с гематитовыми оолитами.  
Ник. I, увел. 45

Фиг. 7. Разрез верхней красноцветной части  
мирненской свиты на р. Илинъ-Юрях (см.  
фиг. 2)

1 — граувакки; 2 — кварцевые алевролиты;  
3 — аргиллиты; 4 — перекристаллизованные  
мелкокристаллические доломиты; 5 — тон-  
козернистые доломиты; 6 — известняки; 7 —  
красноцветность; 8 — следы взмучивания  
осадков; 9 — косоволнистая слоистость;  
10 — размыты



Фиг. 6



Фиг. 7

ретают ярко-красную окраску. Такие породы смешанного состава характерны для центральных частей вулканогенно-осадочных пачек, разделяющих лавовые покровы. Очень редкими, но весьма специфическими элементами вулканогенно-осадочной формации являются гипс и гематит.

*Гипс* — белые рыхлые прослои 1—20 см среди карбонатных пород пачки I на кл. Андезитовом. В известняках гипсоносных пачек присутствуют гнезда и тонкие прожилки мелкозернистого гипса.

Минеральные обособления *гематита* наблюдались в виде тонких (1—2 мм) прослоев среди аргиллитов на кл. Андезитовом и оолитовых образований среди доломитов на кл. Горелышнева (фиг. 6).

### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Красноцветная осадочно-вулканогенная формация, заключенная среди сероцветных морских карбонатных толщ, представлена отложениями морского бассейна, находящегося на стадии обмеления. Если учесть, что к концу силура Арга-Тасский прогиб заполняется осадками и становится сушей, то можно полагать, что максимальная глубина прогиба к началу формирования красноцветной формации не превышала 500—700 м. Определяющее значение в развитии красноцветной седиментации и соз-

дании преобладающей части ее петрофонда принадлежит вулканическим процессам. Намечающаяся латеральная и вертикальная зональность в размещении гранулометрических типов красноцветных лавокластитов относительно эффузивов позволяет связывать их образование с дроблением внешних шлаковых корок лавовых потоков. Большой объем шлакового материала указывает на значительную мощность разрушившихся шлаковых зон и мелководный характер подводных излияний субщелочных лав. Грубообломочная часть шлакового детрита оставалась на месте, перекрывая лавовые покровы, а более тонкий материал разносился течениями, испытывая обычную гранулометрическую дифференциацию. Обилие тонкодисперсного гематита в лавах и высокая степень окисленности шлакового материала, определяющие красноцветность мальминской свиты, связаны с окислительной обстановкой в зоне отложения и диагенетического изменения лавового и лавокластического материала. Появление на отдельных интервалах значительного количества сидеромелановой гиалокластики, в соответствии с существующими представлениями о ее формировании (Хворова и др., 1978; Гептнер, 1977 и др.), вероятнее всего, связано с подводным фонтанированием базальтового расплава. Не исключены также и гидроэксплозионные выбросы витрокластики. Появление «зеленых туфов» позволяет предполагать спорадическое поступление в бассейн аллохтонной телепирокластики андезит-базальтового состава.

Собственно седиментационным процессом в это время являлось хомогенное карбонатакопление, спорадически и локально создавались благоприятные условия для садки эвапоритов. На отдельных участках могли происходить эксгаляционные выделения окислов железа в виде слоев и отдельных оолитов гематита. Ничтожное содержание в составе обломочного материала сиалической кластики, встречающейся в виде мелкоалевритовой примеси в тонкозернистых и, как правило, сероцветных и зеленоцветных породах, свидетельствует о малой роли материковой суши в формировании осадочно-вулканогенной формации. Эта особенность ее петрофонда четко проявляется при сравнении с вещественным составом синхронной терригенно-карбонатной формации соседней Омuleвской структурно-формационной зоны (см. фиг. 2). На протяжении всего раннего — среднего палеозоя эта зона являлась частью обширного Верхоянского парагеосинклинального бассейна с устойчивым режимом карбонатакопления. Стратиграфическим эквивалентом терригенно-карбонатной формации здесь является мирненская свита позднесилурийского возраста. Нижняя часть этой свиты сложена серыми доломитами, а в кровле региональное распространение получает пачка красноцветных мелкообломочных пород. Литология красноцветной пачки разреза изучена на р. Илинь-Юрях (фиг. 7), в 20 км западнее Арга-Таской зоны. Здесь она имеет следующее строение (снизу вверх):

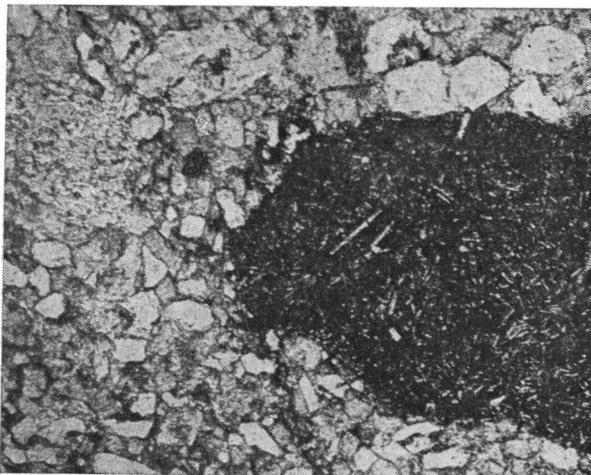
Мощность, м

- |   |    |
|---|----|
| 1. Алевролиты неравнозернистые вишнево- и сургучно-красные плотные с прослоями (10—15 см) розовых, розовато-серых доломитов . . . . . | 40 |
| 2. Доломиты мелкозернистые серые и темно-серые массивные с желтыми и красноватыми налетами по трещинам отдельности . . . . .          | 40 |
| 3. Алевролиты вишнево- и кирпично-красные, с редкими маломощными (0,1—1,5 м) прослоями серых и розовато-зеленых доломитов . . . . .   | 80 |

Вверх по разрезу красноцветные алевролиты через 15-метровую переходную пачку сменяются темно-серыми известняками нижнего девона (калгарская свита).

Красноцветные породы мирненской свиты очень однообразны по облику и составу. Это плотные массивные алевролиты вишнево- и сур-

гучно-красные со знаками волновой ряби на поверхностях напластования, следами размыва и взмучивания осадков. Для них характерна микститовая структура, обильная (40—60%) связующая масса, слабая сортировка обломочного материала и неравномерное распределение его в породе, постоянное присутствие относительно крупных (1—2 мм), уплотненных включений аргиллитов, мергелей. Размеры обломков изменяются от 0,01 до 0,25 мм. Преобладает мелкоалевритовая фракция (до 65%), постоянно присутствует песчаный материал (10—15%), около 30% приходится на долю крупного алеврита. Наиболее крупные размеры, не считая включений местных пород, имеют обломки субщелочных лимонитизированных эффузивов (фиг. 8).



Фиг. 8. Обломки вишнево-красного базальта с тонкой микролитовой структурой в кварцевом алевролите мирненской свиты. Ник. I, увел. 100

В псаммитовой и алевритовой фракциях преобладает кварц с волнистым и мозаичным угасанием; в подчиненном количестве, но постоянно присутствуют полевые шпаты, мелкозернистые кварциты, кварцитосланцы, метаалевролиты и метапесчаники, слюды. Отдельные прослои отличаются высоким содержанием обломочного доломита. Цемент в красноватых алевролитах составляет 40—60%, состоит из тонкомелкозернистого доломита, пропитанного бурыми гидроокислами железа. Концентрация последних возрастает на участках тонкозернистого сложения. Гидроокислы железа, кроме того, образуют пленки вокруг обломочных зерен. Высокая концентрация гидроокиси железа в цементе, а также присутствие окисленных лимонитизированных обломков эффузивов обуславливают красную окраску терригенных пород мирненской свиты. С уменьшением содержания этих компонентов, например в алевритистых доломитах окраска пород становится более светлой, иногда сохраняется только розоватый оттенок.

Доломитовый состав большей части разреза мирненской свиты указывает на очень небольшую глубину бассейна и аридный климат. Две генетические группы обломков (без учета эдафогенного материала) свидетельствуют о разных источниках поступления обломочного материала. Кислая метаморфогенная кластика, локализуемая в наиболее тонких фракциях, испытала дальний перенос и поступала с юго-запада — с Охотской суши. Разнос этого материала ограничивался практически только Омuleвской зоной.

Обломки красноцветных эффузивов аналогичны разновозрастным эффузивно-обломочным образованиям мальминской свиты, связаны с поступлением лавокластитового материала из Арга-Тасской зоны. Не исключено, что отсюда же поступала и значительная часть тонкой железистой взвеси. Об этом может свидетельствовать приуроченность красноцветных отложений к верхам мирненской свиты, формировавшейся в тот период, когда морфологические и фациальные различия Арга-Тасской и Омuleвской зон были сnivelированы, а продукты вулканической деятельности из Арга-Тасской зоны получили более широкий площадной разнос.

В заключение интересно отметить, что появление в Омuleвских горах на рубеже позднего силура — раннего девона красноцветной осадочно-вулканогенной формации по времени близко совпадает с одним из наиболее известных (нижний, отчасти средний девон) уровней регионального распространения осадочно-вулканогенных красноцветных отложений (Анатольева, 1978). Более того, для нее присущи все стандартные признаки типовых осадочно-вулканогенных формаций этого возраста: приуроченность к локальным структурам, регрессивное строение разреза, аридный тип литогенеза, тесный парагенез вулканогенных, вулканогенно-обломочных и карбонатных пород, узкий спектр фациальных обстановок, отсутствие органических остатков. Развитию «красноцветной седиментации» в морской обстановке немало способствовали следующие факторы: мелководность бассейна, относительно высокая температура бассейновых вод, обусловленная аридным климатом и активным подводным вулканизмом; быстрая литификация карбонатных осадков, препятствующая постседиментационному изменению красной окраски. Специфику морской красноцветной формации Омuleвского поднятия составляет автохонный характер ее петрофонда в целом и красящего пигмента в частности. Логично предположить, что и ее геохимические особенности обусловлены главным образом синхронным внутрибассейновым вулканизмом. Здесь имеется ввиду повышенная гематитовая минерализация, устанавливаемая даже визуальными наблюдениями: тонкие прослои плотного тонкозернистого гематита и редкие его оолиты, частые прослои намытого гематит-магнетитового шлиха в верхних частях разреза и перекрывающих отложениях нижнего девона. Эти внешние признаки повышенной железистости красноцветных отложений, а также известные данные о парагенетической связи с красноцветными формациями медистого оруденения определяют практическую целесообразность более детального литолого-геохимического изучения красноцветной осадочно-вулканогенной формации на всей территории Арга-Тасской структурно-формационной зоны.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Анатольева А. И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск, «Наука», 1972.
- Анатольева А. И. Главные рубежи красноцветных формаций. Новосибирск, «Наука», 1978.
- Гептнер А. Р. Палагонит и процессы палагонитизации.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 5.
- Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Мокшанцев К. Б. Тектоника, формирование континентальной коры и полезные ископ. Верхояно-Чукотской складчатой области.— В кн.: Тектоника территории СССР. М., «Наука», 1979.
- Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М., «Недра», 1977.
- Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омuleвского поднятия (Северо-Восток СССР). М., «Наука», 1971.
- Николаев А. А. Силурийская система.— В кн.: Геология СССР, т. XXX, кн. I. М., «Недра», 1970.
- Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Золотарев Б. П., Ильинская М. Н., Руженцев С. В. Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал). М., «Наука», 1978.

УДК 551.86(438)

**ЛИТОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ  
ВЕРХНЕГО КРАСНОГО ЛЕЖНЯ (САКСОНА)  
ПОЛЬСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В СВЯЗИ  
С ПЕРСПЕКТИВАМИ ГАЗОНОСНОСТИ**

***О. В. СНЕГИРЕВА, З. КОРАБ, П. В. АНЦУПОВ, Н. Н. БАКУН,  
И. БОЯРСКАЯ, Е. ГЛОВАЦКИЙ, Л. П. ПОЛКАНОВА***

На основе изучения и обобщения данных бурения советскими и польскими исследователями разработана схема литостратиграфии терригенных отложений верхнего красного лежня (саксона), проведен фациальный анализ и реконструкция палеогеографических условий, что позволило научно обосновать перспективы и направление поисков залежей газа в красном лежне на этой территории.

В последние годы на территории Польской низменности пробурено значительное количество глубоких скважин, вскрывающих отложения нижней перми, которые залегают на глубинах от 1000 до 5000 м. Изучение новых материалов, а также обобщение всех ранее полученных данных по нижнепермским образованиям, проведенные советскими и польскими исследователями в 1977—1978 гг., позволили дополнить, а в некоторых случаях по-новому осветить литологические и фациальные особенности этих отложений.

Раннепермский седиментационный бассейн на территории Польской низменности являлся восточной частью бассейна, занимавшего центральную часть Западной Европы. В пределах ПНР северная граница нижнепермского бассейна фиксируется зоной глубинных разломов (линия Тейссейре — Торнквиста), ограничивающих древнюю докембрийскую платформу. Его южная граница среди варисцийских орогенных сооружений весьма извилиста.

Согласно принятому в Польше, как и в Западной Европе, делению (Pokorski, Wagner, 1972), нижнепермские отложения — красный лежень подразделяются на две толщи: а) нижний красный лежень (отэн), представленный вулканогенными и красноцветными осадочными образованиями, и б) верхний красный лежень (саксон), практически лишенный вулканитов и сложный терригенными красноцветными породами. В формационном отношении нижнепермские отложения представляют собой молассу (Бубнов, 1960). На территории Польши они рассматриваются как поздняя внешняя моласса (Лютцнер и др., 1977).

Нижняя граница красного лежня в известной мере условна. В южной части бассейна (Судеты), в районах развития красноцветных (стефанских) образований, граница проводится над «первым горизонтом антракозиевых сланцев», так как в последнем установлены растительные остатки стефанского яруса карбона (Budowa geologiczna Polski, 1968).

В остальных частях бассейна, где присутствие отложений стефанского яруса не подтверждено остатками фауны и флоры, граница красного лежня с допермскими красноцветами определяется условно на основе различий в степени вторичных изменений и дислоцированности пород. В случаях залегания красного лежня на дислоцированных сероцветных отложениях его нижняя граница проводится в основании красноцветной толщи.

Верхняя граница нижнепермских отложений на территории Польской низменности также проводится не однозначно. Почти повсеместно в верхней части красного лежня (а в районах его отсутствия — на более древних породах) под медистыми сланцами залегает пачка светлоокрашенных пород различного литологического состава и мощности. Эта пачка в исследуемом районе выделяется под различными названиями: «белый» или «серый» лежень, «конгломерат цехштейна» и т. д. — и относится к «переходным слоям» (Людвиг, 1977), к красному лежню (Рокоски, 1976) или цехштейну, как считают большинство исследователей и авторы данной работы, условно связывая начало трансгрессии с позднепермским временем.

Отложения белого лежня залегают трансгрессивно на более древних пермских и допермских образованиях, в его основании для ряда районов наблюдается поверхность размыва, а также признаки образования в морском бассейне (обломки морской фауны, глауконит, обилие микрокристаллического доломита). Однако иногда его нижняя граница может быть замаскирована постепенным переходом от серой окраски к красной. Мощность белого лежня составляет обычно несколько метров. В присводовой части палеоподнятия Рокетница и несколько южнее мощность белого лежня увеличивается до 40 м и в песчаниках отмечена крупная косяя слоистость барового типа (Бук-10, Рокетница-1).

Литологическая характеристика белого лежня обнаруживает связь с особенностями подстилающих пород. При залегании на допермских отложениях он сложен в основном грубобломочными разностями от гравелитов до конгломератов, на песчаниках красного лежня — песчаниками, отражающими в своем минералогическом составе особенности состава подстилающих песчаников, а в случае залегания на красно-бурых аргиллитах (центральная часть бассейна) белый лежень представлен зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами.

Нижний красный лежень (отэн — вулканогенная и терригенная пачки) и верхний красный лежень (саксон) образуют соответственно два мегацикла. Их мощность колеблется от десятков до 1000 м. По градации обломочного материала в них могут быть выделены и более мелкие циклы. Терригенные отложения нижнего красного лежня обычно состоят преимущественно глинистыми и в подчиненном количестве песчаными, реже грубобломочными эффузивно-осадочными образованиями. Они сменяются грубобломочными, а затем песчаными и алеврито-глинистыми отложениями верхнего красного лежня (саксона), которые залегают на эффузивных или осадочных отложениях отэна чаще всего без видимого несогласия или на допермских образованиях несогласно.

Детальное изучение закономерностей смены полимиктовых (граувакковых) разностей песчаников и алевролитов, развитых в отэне, на существенно кварцевые в верхнем саксоне (так называемое вызревание песчаников) позволили разработать литостратиграфическую схему терригенных отложений красного лежня на территории Польской низменности. За основу при корреляции разрезов принят кварцевый коэффициент — содержание обломочного кварца в процентах от терригенной части, который изменяется закономерно от 30—50% в отэне до 83—85% в верхнем саксоне. Дополнительным, в отдельных случаях очень важным показателем являлось содержание полевых шпатов (свежих и выветрелых) и обломков пород (чаще вулканических). Учитывалось также

систематическое присутствие или отсутствие в цементе глинисто-изотропного материала, микрокристаллического карбоната, ангидрита и иногда новообразований регенерационного кварца.

В результате проведенных петрографических исследований отложений красного лежня выделены и прослежены на большей части территории бассейна четкие различия минералогического состава терригенной части пород отэна, саксона и белого лежня. В разрезе саксона выделены две пачки — нижняя и верхняя.

Наибольший интерес с точки зрения перспектив газоносности представляет саксон, описание которого приводится более подробно, с выделением типов разреза.

### НИЖНИЙ КРАСНЫЙ ЛЕЖЕНЬ (ОТЭН)

Толща отэна складывается вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. По вещественному составу (преобладают кислые разновидности), условиям залегания, приуроченности к орогенному этапу развития вулканогенные породы отэна относятся к типу варисийского субсеквентного наземного вулканизма (Буш, Кирюхин, 1971; Бенек и др., 1977). Наиболее полные и мощные разрезы этих отложений известны в западной части Польской низменности. Отэнские вулканиды приурочены здесь к восточному окончанию двух вулканических поясов Западной Европы: южного — «субварисийского» и северного «Фемарн-Узедом» (Буш, Кирюхин, 1974). Возможно, что по линии разлома Одера (т. е. вдоль западной границы ПНР) эти пояса сливаются воедино, образуя покров долготного простираения.

В западных и северо-западных районах рассматриваемого региона ПНР наиболее полные разрезы отложений отэна представлены тремя толщами и в этих случаях довольно легко расчленяются и коррелируются. Нижняя толща (подвулканогенная) мощностью до 80 м сложена обычно красно-фиолетовыми аргиллитами с прослоями туфов, туффитов и полимиктовых песчаников того же цвета и реже с маломощными прослоями зеленовато-серых аргиллитов и известняков (Нивиска-1, Лугово-2 и др.). Средняя толща (вулканогенная), преимущественно эффузивных пород кислого, а также среднего и основного состава и связанных с ними пирокластических образований, имеет невыдержанную мощность, от полного их отсутствия до более 700 м. Вулканогенные породы полностью отсутствуют на поднятиях, существовавших, вероятно, в начале отэна (некоторые участки Вольштынского палеовала, поднятие периклинали Жар, Рокетницкое, Львувекское, на севере Госцинского палеоподнятия в пределах Колобжегской перемычки и др.). Верхняя толща (надвулканогенная) характеризуется резко различной мощностью (от 10 до 350 м) и сложена в нижней части песчаниками с прослоями брекчий и конгломератов, преимущественно из обломков вулканогенных пород, а вверху — аргиллитами с прослоями доломитов. Содержание кварца в составе терригенной части надвулканогенной толщи отэна не превышает 30—50%. С запада на восток роль эффузивных пород в разрезах отэна закономерно уменьшается, и расчленение разрезов сильно затрудняется. Только в южной части Познанско-Яроцинского района (Донатово), в зоне пересечения наиболее крупных разломов северо-западного и меридионального направлений, мощность вулканогенных пород снова увеличивается до 170 м, однако надвулканогенная толща здесь не прослеживается. В центральной и восточной частях района отэн представлен нерасчлененной толщей терригенных красноцветных пород со значительной примесью вулканогенного материала и с прослоями туфов и туффитов, вскрытой мощностью от 40 до 265 м.

Толща саксона складывается терригенными красноцветными породами. По строению разрезов, соотношению грубообломочных и мелкозернистых разностей пород, характеру сортировки и окатанности обломочного материала выделяется пять типов разрезов саксона, отвечающих основным палеогеографическим зонам раннепермского бассейна.

Первый — «зеленогурский» тип развит в пределах современного Зеленогурского прогиба и Остшешувского поднятия. Наиболее характерными особенностями его являются неоднородность строения и большое количество грубообломочных разностей пород. Песчаные породы отличаются плохой сортировкой и окатанностью обломочного материала. Глинистые минералы в аргиллитах представлены в основном гидрослюдами и хлоритом со значительной примесью каолинита. Наблюдаются прослойки доломитов и ангидритов.

В разрезе саксона «зеленогурского» типа четко выделяются нижняя (кварцевый коэффициент 50—72%) и верхняя (коэффициент 72—83%) пачки. Конгломераты, приуроченные к нижней пачке, подразделяются на три разновидности. Первая, наиболее широко распространенная, представлена мелкогалечными и гравийно-мелкогалечными конгломератами, в составе которых преобладают допермские осадочные породы, иногда граниты (Контна-1), примесь обломков вулканогенных пород достигает 50%. Окатанность галек слабая до хорошей. Конгломераты этого типа иногда слагают весь разрез (Контна-1) и являются отложениями временных потоков в пределах крупных конусов выноса. Иногда аналогичные конгломераты развиты в основании разрезов (Грабово-3, Нивиска-1 и др.), но прослеживаются в виде широких полос, приуроченных к осевым частям эрозионных палеодолин, и образовались в начальную фазу их заполнения и накопления аллювиальных отложений.

Менее распространена вторая разновидность — плохо отсортированные конгломераты, сложенные остроугольными обломками, в основном допермских пород, которые прослеживаются полосой вдоль Судет. Среди конгломератов встречаются прослойки красных аргиллитов с включениями плохо окатанных галек (Дролтовице-1). Это в основном пролювиальные отложения у подножия горных сооружений.

Третью разновидность представляют конгломерато-брекчии вулканических пород. Они развиты на отэнских вулканических плато (Осьно ИГ-1 и др.) и являются продуктами разрушения вулканических построек, образуя обычно маломощные делювиально-пролювиальные покровы и шлейфы.

Для песчаников нижней пачки характерны красно-бурые, реже розовые цвета, кварцево-полевошпатовый состав, примесь измененного вулканического стекла и обломков порфиритов (Жарки Велки-1). Цемент песчаников каолинитовый и гидрослюдистый. Намечается некоторое уменьшение размерности материала снизу вверх по разрезу, но преобладающее значение всюду имеют мелкозернистые неотсортированные разности, состоящие в основном из двух резко различных фракций — алеврито-мелкопесчаной и грубопесчаной, при этом первая составляет до 60—85% (Жухлун-1, Поморско-1, Пруснице-1). Иногда наблюдается ритмичное строение толщи (Радзяндз-5, Равич-1). В основании ритмов залегают грубосреднезернистые песчаники, кверху сменяющиеся горизонтально-слоистыми алевролитами. В верхней части ритмов встречаются прослойки мелкозернистых отсортированных песчаников. Песчаники «зеленогурского» типа являются флювиальными (аллювиальными и пролювиальными) отложениями. Наиболее отсортированные их разности, по-видимому, обусловлены золовой переработкой.

Отложения верхней пачки саксона в «зеленогурском» типе разреза имеют не повсеместное распространение. Наибольшая их мощность

(200—400 м) наблюдается в западной части Зеленогурского прогиба (скважины Пяски-1, Поморско-1, Яны-1) и меньшая (70—100 м) в юго-восточной части моноклинали Варта (Хрусты-1, Кличкув-1).

На некоторых участках Остшешувского поднятия (Антонин-4) и в центральных частях рассматриваемого района (Пирвошув-1) они отсутствуют. В целом состав отложений верхней пачки характеризуется преобладанием относительно мелкозернистых разностей терригенных пород, содержащих прослой доломитов (Пяски-1), известняков (Равич-1), серых аргиллитов (Заленче-4 и -12а) и красных аргиллитов с включениями и линзами ангидритов (Яны-1). Грубообломочные разности (гравелиты) играют здесь меньшую роль, чем в нижней пачке, образуя прослой в основании разрезов (Кленица-1). В районах сокращенных мощностей верхней пачки песчаники отличаются лучшей сортировкой и малым количеством гидрослюдистожелезистого цемента (Прусице-1).

Генетически отложения верхней пачки саксона «зеленогурского» типа представляют собой в основном аллювиальные и пролювиальные отложения, на отдельных участках подвергавшиеся эоловой переработке, а также, вероятно, отложения временных озер.

Второй, «познанский» тип разреза саксона развит в Познанско-Яроцинском районе, где эти образования (мощностью до 900 м) представлены в основном песчаниками, относительно хорошо отсортированными с подчиненными прослоями конгломератов. Последние распространены вдоль северного склона Вольштынского палеовала. В составе саксона здесь также выделены нижняя и верхняя пачки, различающиеся аналогично «зеленогурскому» типу по кварцевому коэффициенту.

Строение и состав нижней пачки в различных участках территории неодинаковы. Двучленное строение пачки четко наблюдается вдоль Вольштынского палеовала, где в нижних частях ее выделяется толща гравелитов и конгломератов мощностью около 300 м (Уязд-3, Гродзиск-1, 4). Последние образуют линзы, прислоненные к северному борту Вольштынского палеовала, иногда гравелиты встречаются в виде прослоев среди песчаников (Калее-4, Польвица-1, Кшикозы-1). Верхняя часть пачки либо отсутствует (Уязд-3), либо сложена песчаниками. С удалением от Вольштынского вала к северу строение пачки меняется. Преобладающую роль начинают играть красно-бурые песчаники, слагающие весь разрез (Бук-2, Стеншев ИГ-1, Курник-1). Еще севернее в краевой части центральной депрессионной зоны бассейна, в разрезе пачки появляются мелкозернистые и глинистые разности пород, приуроченные к верхним ее частям (Курник-1, Сброда-3, Секерки-3).

Грубообломочные породы нижней пачки представлены гравелитами и среднегалечными конгломератами, которые состоят из плохо окатанных обломков кварцитов, кремнистых и эффузивных пород, кварца и т. д. Некоторые прослой конгломератов содержат до 70—75% обломков вулканических пород (Польвица-1).

Песчаники, слагающие нижнюю пачку, среднезернистые, реже грубо- и мелкозернистые, часто косослоистые. Иногда наблюдается чередование прослоев горизонтально- и косослоистых пород. Слоистость чаще всего обусловлена чередованием более грубозернистых прослоев с мелкозернистыми глинистыми. Иногда присутствуют линзы гравелитов до 0,7—1 м (Калее-6). По составу песчаники являются полевошпатово-кварцевыми, с прослоями туфогенных (внизу разреза), цемент железистоглинистый.

Верхняя пачка распространена повсеместно, за исключением южной части района. Она характеризуется более постоянным составом. Грубообломочный материал присутствует в низах пачки на востоке Познанско-Яроцинского района (Калее-2, 4, 6; Польвица-1), он представлен прослоем гравелитов, сложенных обломками осадочных и вулканических

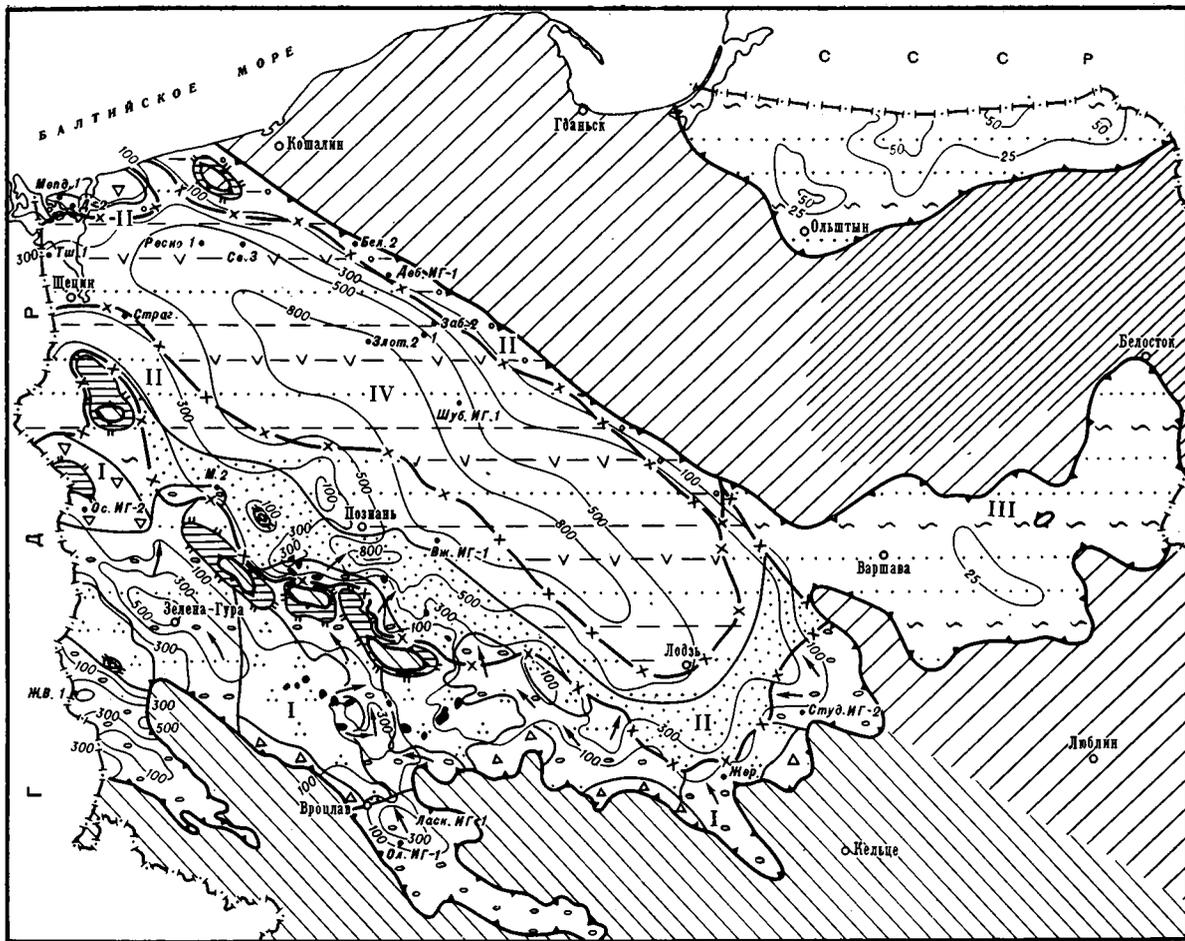
пород. На западе (скважина Мендзыхуд-2) в основании разреза залегают конгломераты мощностью 10 м, а выше они подчеркивают ритмичность верхней пачки, слагая нижние члены ритмов. Разрезы сложены в основном песчаниками. Песчаники кирпично-красные кварцевые с примесью полевых шпатов и обломков пород. Для них характерны косо- и горизонтально-слоистые текстуры. В нижней части пачки (Калее-2, 4, 6 и Польвица-1) присутствуют прослои полевошпатово-кварцевых песчаников с примесью витрокластики. Мощность увеличивается в северном направлении, однако в Познанском районе она характеризуется относительной выдержанностью. Увеличение мощности отложений сопровождается уменьшением размерности обломочного материала. Песчаники становятся более глинистыми, на разных уровнях пачки появляются прослои алевролитов и аргиллитов.

Описанные терригенные отложения нижней и верхней пачек саксона представляют собой сочетание различных фациальных типов пород, в совокупности представляющих образования аллювиально-дельтовой равнины, где большую роль играли процессы золотой переработки песчаного материала.

Третий, «шубинский» тип разреза саксона развит в центральной части описываемого района. Он также имеет двучленное строение, но преимущественно глинистый состав верхней пачки. Нижняя пачка мощностью от 46 до 250 м, которая наиболее четко выделяется в разрезе скважины Шубин ИГ-1, слагается переслаиванием песчаников розовых и бурых кварцево-полевошпатовых с карбонатным и гипсовым цементом, гравелитов и конгломератов мелкогалечных, состоящих из обломков кварцево-серицитовых сланцев, и аргиллитов алевритистых буро-коричневых с трещинами усыхания. Эта пачка коррелируется с нижней пачкой саксона «познанского» типа разреза. В разрезе скважины Злотув-2 наблюдается уменьшение размера обломочного материала в нижней пачке, разрез которой представлен алевролитами (75%), аргиллитами (20%), мелкозернистыми песчаниками (5%). Алевролиты — темно-коричневые массивные с горизонтальной, косой и иногда перекрестной слоистостью, с гнездами ангидритов и иногда трещинами усыхания. Среди них наблюдаются прослои (до 1—2 см) песчаников светло-коричневых с карбонатным цементом и неправильной косой и перекрестной слоистостью. В составе терригенных пород преобладает кварц, отмечается примесь карбонатных, вулканогенных и других пород. Такой состав аналогичен составу конгломератов нижней пачки в разрезах скважины Шубин ИГ-1. На северо-востоке (Забартово-1) она представлена конгломератами с обломками девонских известняков, переслаивающимися с полимиктовыми песчаниками, с прослоями алевролитов и ожелезненных туфов. На юго-западе, в районе Старгарда, эта пачка сложена ритмичным переслаиванием гравелитов, конгломератов мелкогалечных и песчаников грубозернистых полимиктовых, реже мелкозернистых неясно косослоистых, реже ритм заканчивается аргиллитами.

Севернее, в скважинах Реско-1 и Свидвин-3 роль грубообломочного материала в разрезах нижней пачки снижается. В ее нижней части залегают полимиктовые красные песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов, местами обогащенных обломками порфиринов. Ее верхняя часть сложена алевролитами, темно-коричневыми с прослоями аргиллитов.

Верхняя пачка саксона в центральных районах имеет мощность 400—500 м и включает алевролиты и аргиллиты, обычно шоколадно-коричневого цвета, иногда с косоволнистой и горизонтально-слоистой текстурой. Чаще аргиллиты массивны, в них встречаются гнезда и прослои ангидритов (Забартово-1, Злотув-2, Реско-1), реже песчанистых и микрокристаллических известняков и доломитов (Злотув-2), а также тонкие прослойки грубозернистых песчаников с гравийной примесью из облом-



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25

ков эффузивных, кремнистых и карбонатных пород и аргиллитов. Иногда наблюдаются следы взмучивания осадков, трещины усыхания и знаки ряби.

В «шубинском» типе для нижней части разреза характерны в основном дельтовые отложения, представленные песчаниками, конгломератами и аргиллитами, для верхней части — преимущественно отложения бассейна, иногда с признаками засоления — переслаивание алевролитов и аргиллитов с включениями ангидрита. Скудность сведений не позволяет с одинаковой степенью детальности воссоздать условия осадконакопления для такой обширной территории, какой является центральная часть Пермского бассейна, и для ее восточной части они даны схематично (фигура) <sup>1</sup>.

В четвертом типе разреза, который выделен в северо-западных районах Пермского региона, четко выраженного двучленного деления, как в вышеописанных трех типах разрезов, не наблюдается, но тем не менее нижняя часть характеризуется грубообломочным составом отложений, а верхняя — более тонким. Нижняя гравелитово-конгломератовая часть условно сопоставляется с нижней пачкой саксона южных районов. Она представлена (скважины Даргобондз-2, Свиноустье-1) мелкогалечными конгломератами с песчаным заполнителем и с редкими маломощными прослоями (до 10 см) плохо отсортированных песчаников. Обломочный материал содержит вулканиты (кварцевые порфиры, андезитовые порфиры, туфолавы) и реже обломки осадочных пород. На отдельных участках развиты конгломерато-брекчии, состоящие из неокатанных обломков вулканитов. Они аналогичны подобным породам «зеленогурского» типа разреза и условно относятся к нижней пачке саксона. Возможно, эти отложения связаны с разрушением отэнских вулканических построек. Конгломерато-брекчии перекрыты терригенными породами не-

---

Литолого-фациальная и палеогеографическая карта терригенных отложений красного лежня (саксона) Польской низменности. *Фациальные и генетические типы отложений областей аккумуляции*: 1 — конгломераты, песчаники с гравием — головные части конусов выноса; 2 — конгломераты (внизу), песчаники, алевролиты и карбонатно-ангидритовые породы (вверху) — аллювиальные отложения в пределах зоны подгорно-верного пояса; 3 — песчаники, алевролиты и аргиллиты — пролювиальные отложения в межрусловых участках, частично с золотой переработкой; 4 — конгломераты, песчаники и аргиллиты — делювий и пролювий на склонах и у окраин зон денудации; 5 — конгломерато-брекчии из обломков вулканогенных пород — делювий и пролювий склонов вулканических массивов; 6 — преимущественно отсортированные песчаники субаэральные частей аллювиально-дельтовой равнины, иногда со следами золотой переработки; 7 — песчаники с прослоями аргиллитов; терригенный материал окатан, цемент глинисто-карбонатный; субаквальные части дельт; внизу песчаники с прослоями конгломератов конуса выноса в обрамлении палеоподнятий; 8 — песчаники и глинистые алевролиты; генетически разные отложения (в том числе кора выветривания), переработанные цехштейновой трансгрессией; 9 — конгломераты, песчаники и аргиллиты (внизу) конуса выноса, алевролиты и аргиллиты с ангидритом (вверху) фронтальных частей конусов выноса и периодически существовавшего мелководного бассейна; 10 — песчаники и алевролиты с прослоями гравелитов. Отложения северной зоны аллювиально-дельтовой равнины. *Области денудации*: 11 — равнина плосковолнистая, слабо расчлененная с куесто-грядовым рельефом по южной окраине: а) низкая; б) возвышенная; 12 — низкоегорье и среднегорье, расчлененные в начале и пенепленизированные в конце ранней перми; 13 — денудационная равнина, развитая на отложениях отэна. *Палеогеографические зоны*: 14 — подгорно-верный пояс (аллювиально-пролювиальная равнина); 15 — аллювиально-дельтовая (аккумулятивная субаэральная и субаквальная) равнина; 16 — наземная равнина с реликтами коры выветривания; 17 — наземная равнина с периодически существовавшими озерами в начале саксона в мелководный неустойчивый бассейн в позднем саксоне. *Границы распространения*: 18 — отложений красного лежня; 19 — отложений саксона; 20 — палеогеографических зон; 21 — фациальных типов отложений саксона; 22 — изопакиты саксона, 23 — залежи газа; 24 — направление переноса обломочного материала; 25 — основные скважины, вскрывшие отложения красного лежня

---

<sup>1</sup> В составлении карты кроме авторов принимали участие В. П. Акаева, З. Грегосевич, К. Рыдзевская.

большой мощности, относимыми к верхней пачке саксона. Последняя в самых северо-западных участках (скважины Даргобондз-1, Пшитур-1 и др.) представлена песчаниками, кварцевыми средне- и мелкозернистыми, плохо отсортированными, иногда с гравийной примесью пермских вулканогенных и допермских пород мощностью около 30 м.

В полосе, примыкающей к разрывным нарушениям линии Тейссе-ре — Горнквиста, распространены сильноглинистые, прослоями хорошо отсортированные песчаники, переслаивающиеся с тонкослоистыми аргиллитами, с трещинами усыхания и гнездами ангидрита. В песчаниках отмечается косая перекрестная слоистость и примесь гравия из вулканических пород. Окраска всех пород красно-бурая, мощность отложений, относимых нами к прибрежным бассейновым, составляет 20—30 м. В зоне выклинивания красного лежня (Белице-2, Дебно ИГ-1) он является, по-видимому, аналогами верхней пачки саксона. Южнее, в скважине Забартово-2, в основании относительно маломощного разреза «шубинского» типа линзовидно залегает аналогичный комплекс отложений, включающий хорошо отсортированные песчаники с прослоями конгломератов из обломков карбонатных допермских пород. Вероятно, эта часть разреза является аналогом нижней пачки саксона и фиксирует положение раннесаксонской краевой части седиментационного бассейна.

Пятый тип разреза прослежен в Подлясской впадине. Нерасчлененная маломощная (до 50 м) красноцветная толща песчано-глинистых отложений представляет собой аналоги саксона. Накопление этих отложений осуществлялось, вероятно, в пределах низменной аккумулятивной равнины.

#### ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Фациальный анализ терригенных отложений красного лежня позволяет выделить на территории Польской низменности для саксонского времени четыре палеогеографические зоны (см. фигуру). Три из них расположены в южной, восточной и северо-восточной частях седиментационного бассейна в области развития преимущественно континентальных и прибрежных отложений. Четвертая характеризуется накоплением отложений в области наземной равнины в раннем саксоне и мелководном морском бассейне, существовавшем, вероятно, периодически в центральной части изучаемой территории в конце саксона.

Самая южная зона территориально соответствует современному Зеленогурскому прогибу, Остпешувскому поднятию и частично юго-восточной части моноклинали Варта. Эта зона представляла собой относительно широкую наклонную к северу пролювиально-аллювиальную равнину (подгорно-верный пояс). На юге и востоке она примыкала к горным варисцийским сооружениям Палеосудет и Свентокшиских гор, с севера ограничена цепью останцов, сложенных также досаксонскими породами (Вольштынский палеовал и поднятие Ивановице).

В пределах подгорно-верного пояса выделяется несколько фациальных и литогенетических типов отложений саксона, сменяющихся закономерно по разрезу и площади и описанных выше как «зеленогурский» тип разреза. Особенности их пространственного размещения обуславливались несколькими факторами: а) эрозивно-тектоническим рельефом; б) неравномерностью тектонического погружения области аккумуляции; в) неравномерностью и своеобразием динамики поступления и накопления обломочного материала, формирующими неровности рельефа подгорных наклонных равнин.

Вдоль подножий горных сооружений варисцид располагается полоса изменчивой ширины до 20 км, где распространены плохо отсортированные конгломераты, неравномерно чередующиеся с неотсортированными песчаниками и аргиллитами красной и бурой окрасок мощностью 20—30 м. В некоторых разрезах наблюдаются прослои с галькой, ори-

ентированной вдоль намечающейся слоистости. Генетически они представляют собой пролювиальные отложения вершинных частей конусов выноса, образованных постоянными и временными водотоками, которые имели различную длину и крутизну продольного профиля и обладали разной транспортирующей способностью. В паводки водотоки могли приобретать характер селей.

К северу, ниже по течению водотоков, грубообломочные и песчаные породы сменяются в разной степени, но в целом лучше отсортированными мелкообломочными терригенными, а также глинистыми породами, которые являются отложениями «веерных» частей конусов выноса, сливающихся на равнине в единую полосу площадного развития «красноцветного мелкозема». Неровности рельефа, а также неравномерное поступление обломочного материала обуславливали особенности распространения фациальных типов в пределах этой полосы. На приподнятых участках, к которым часто приурочиваются межконусные площади или периферические зоны крупных конусов выноса, среди в целом плохо отсортированных терригенных пород наблюдаются прослой относительно хорошо отсортированных мелкозернистых красно-бурых песчаников с небольшим количеством цемента и имеющих, вероятно, эоловое происхождение (скважины Антонин, Жухлув-1, Пруснице-1). Следует отметить, что процесс эоловой переработки в зоне подгорно-веерного пояса, как это отмечается и для других районов развития моласс (Попов и др., 1963), играет в целом подчиненную роль.

В бессточных или полубессточных понижениях рельефа (плейясы), в межконусных западинах или перед поднятиями происходило накопление еще более тонкозернистых, но также неоднородных осадков с прослоями ангидрита (разрез скважин Яны-1, Поморско-1), особенно характерных для отложений верхней пачки. Для терригенных пород характерен сульфатный ангидритовый и карбонатный цемент.

Кроме пролювиальных отложений временных потоков, преобладающих особенно в первой половине саксона в зоне подгорно-веерного пояса, широко развиты аллювиальные отложения рек с постоянным водотоком. Последние пересекали описываемую палеогеографическую зону, а также Вольштынский палеовал с юга на север, образуя ущелья (антецедентные долины), раскрывающиеся к северу, в сторону зоны аллювиально-дельтовой равнины.

Наиболее четко выражена эрозивно-тектоническая речная долина, проходящая в субмеридиональном направлении (Вроцлав — Косцьян) через центральную часть подгорно-веерного пояса. Существование крупного постоянного водотока четко фиксируется полосовым расположением русловых отложений, которые близ горных сооружений (скважины Олава ИГ-1, Ласковице ИГ-1) представлены красно-бурыми гравелитами и конгломератами. Вниз по течению реки, по мере удаления от гор (и вверх по разрезу), грубообломочные отложения последовательно сменяются относительно мелкообломочными породами (Контна-1, Грабково-1). Русловые песчаники плохо отсортированы, но обломочные зерна характеризуются заметной окатанностью. На некоторых участках перед поднятиями при подпруживании и миграции русла образовывались застойные озера, где накапливались сероцветные глинистые и алевролитово-песчаные осадки. Иногда в разрезах можно проследить аллювиальную цикличность (Контна-1). Река, очевидно, существовала в течение всего позднего красного лежня. В раннем саксоне в четко выраженной эрозивной долине, приуроченной к субмеридиональной разломной зоне, пересекающей Зеленогурской прогиб, отлагался наиболее грубый обломочный материал, который, кроме того, транспортировался через Вольштынский вал по ущельям (антецедентным долинам), образуя внешние конусы вдоль северного склона вала (Уязд, Лагевники). Опускание Зеленогурского прогиба в позднем саксоне способствовало быстрому за-

полнению эрозионно-тектонической долины и перекрытию ее отложениями внутренней наземной дельты, которая сливалась с конусами выноса более мелких водотоков. Отдельные рукава реки пересекали существенно снизившийся Вольштынский вал, выполняя преимущественно песчаным материалом врезы долин на его северном склоне (Воля Яблонская).

В западной части подгорно-веерного пояса в пределах Зеленогурского прогиба также намечается зона распространения аллювиальных отложений менее крупных палеорек (Нивиска-1, Хиже-1). Здесь на юге вдоль горных сооружений расположены два значительных конуса выноса. По-видимому, реки даже в раннем саксоне не имели на этом участке четко выраженных эрозионных долин. Они формировали крупные конусы выноса и разделялись ниже по течению на несколько рукавов, имеющих субширотное и субмеридиональное направления. Последние пересекали Вольштынский палеовал (Лагув-1), образуя внешние (вторичные) конусы выноса на его северном склоне. В частности, такой конус предполагается в районе скважины Мендзыхуд-2.

В восточной части выделена третья эрозионно-тектоническая долина (Бесец, Голухув). На участке скважин Кличкув-1 — Собесенки-1 четко фиксируется ее правый берег, а левый располагался в районе скважин Кузница Загж-1 — Острів Калиш-1. Вероятно, здесь река дробилась на несколько потоков, которые намечаются по зонам распространения конгломератов и гравелитов (Бяла-1, 4 и др.). Восточнее также можно отметить речную долину, которая раскрывалась в пределах аллювиально-дельтовой зоны в районе скважины Нехмирув-2. На этих участках в разрезах имеет место переслаивание различных генетических типов отложений. Например, в скважине Станиславув-1 среди в целом плохо отсортированных песчаных и гравелитовых аллювиальных отложений присутствуют прослои хорошо отсортированных песчинок, имеющих, вероятно, золотое происхождение, в которых обломочные зерна окатаны.

Выяснение закономерностей в строении отложений подгорно-веерного пояса, установленных на примере относительно хорошо разбуренного Зеленогурского района, позволяет реконструировать подобные условия осадконакопления и в более восточных районах, где фактического материала недостаточно. Исходя из палеогеоморфологических построений, а также общегеологических предпосылок, аллювиально-пролювиальная равнина выделяется и вдоль Свентокшиских горных сооружений на юго-востоке и востоке пермского бассейна. Здесь также намечены зоны палеодолин и конусов выноса, разделенные приподнятыми зонами, где могут быть развиты золотые образования.

Зона подгорно-веерного пояса — пролювиально-аллювиальной равнины сменяется к северу зоной аллювиально-дельтовой равнины. В юго-западной части седиментационного бассейна их разделяет Вольштынский палеовал и палеоподнятия Ивановице. Вольштынский вал к концу саксона представлял собой субширотно вытянутый невысокий (десятки метров) увал, прорезанный эрозионными долинами.

Детальный фациальный анализ отложений зоны аллювиально-дельтовой равнины проведен для Познанско-Яроцинского района, где имеется достаточное количество фактического материала. В этой зоне обломочные отложения пролювиального типа играли подчиненную роль и локализовались в основном вдоль северного склона вала и у активно развивающихся в раннем саксоне палеоподнятий (Рокетница и др.), образуя при выходе рек на равнину внешние конусы выноса, так называемые «головные веера выноса» (Попов и др., 1963) или выполняя наибольшие долины (Вычислово ИГ-1 — Кшикозы). В целом зона представляла собой слабонаклонную равнину, в пределах которой происходило накопление преимущественно песчаных аллювиальных, а севернее — дельтовых отложений с участием также золотых образований.

Последние образуют значительно большие по мощности прослои среди песчаников других типов, чем в зоне подгорно-веерного пояса.

Внешние конусы выноса выделяются в районе скважин Уязд-3, Менд-зыхуд-2, Нехмирув-2. Наиболее хорошо изучен конус в районе разведочных площадей Уязд — скважины 3, 8 и Гродзиск-2, 4, где он образован нижней пачкой саксона. Вблизи склона вала выделяется мощная линза красноцветных конгломератов и разнозернистых песчаников различного типа со слабой окатанностью и сортировкой обломочных зерен (Уязд-3,8), прислоненная к северному борту вала. По направлению к северу (Гродзиск-2,4) проявляется гранулометрическая дифференциация обломочного материала и появляются отдельные прослои песчаников и алевролитов с коричневой окраской. Здесь конгломераты обособляются в виде отдельных пачек, чередуясь с песчаниками. В последних зерна более окатаны, чем в Уязде-3, но сортировка остается слабой. В верхней части разрез сложен в основном аллювиальными отложениями — красными песчаниками с косой слоистостью, средней окатанностью и сортировкой обломочных зерен, с глинистостью 8—18%. Севернее площади Гродзиск отложения нижнего саксона сокращаются в мощности до 60 м (в скважине Бук-3) и сложены однородными красными песчаниками, а затем их мощность снова увеличивается и они выполняют небольшую депрессию перед поднятием Рокетница (Бук-2).

Такое же последовательное изменение гранулометрического состава пород наблюдается и на линии разрезов скважин Лагевники-1, Рогалин-1, Курник-1, Вжесня ИГ-1, где предполагается основное направление транспортировки обломочного материала. Грубообломочные породы скважины Лагевники-1 представляют второй аналогичный Уязду конус, фиксирующий основной водоток. В скважине Курник-1 наблюдается резкое увеличение мощности песчаных отложений пачки. Это связано, вероятно, как с интенсивностью погружения этой депрессии, так и с возникновением следующего вниз по течению реки аллювиального веерообразного конуса, который образовался после сужения долины при пересечении Бук-Стеншев-Сьремского поднятия. Такое последовательное тектонически обусловленное расположение «вееров выноса» весьма характерно для зон наземных аллювиально-дельтовых равнин, формируемых крупной рекой, которая многократно образует «веера выноса», после каждого сужения долины.

В этой зоне на сводах палеоподнятий отложения нижнего саксона либо полностью отсутствуют (свод поднятия Львувек), либо имеют резко сокращенную мощность. Палеоподнятия фиксируются отсутствием отэнских лав. Например, на своде Рокетницкого палеоподнятия, ранее предполагавшегося Ю. Соколовским и З. Кшиштофовичем, а затем подтвержденного при бурении, отложения нижней пачки отсутствуют. На северном его склоне, в скважине Обжицко-3, нижняя пачка саксона имеет мощность всего 9 м, и в ее составе заметную роль играют грубообломочные разности пород. Вероятно, Рокетницкое палеоподнятия в раннем саксоне являлось областью денудации, которая поставляла обломочный материал различной размерности, концентрировавшийся в виде пролювия и «вееров выноса» вокруг поднятия и разносившийся по наземной равнине, занимавшей в раннем саксоне центральную часть пермского региона.

Такое распространение фациальных типов пород в пределах наземной аллювиально-дельтовой равнины характерно для первой половины саксона. В позднем саксоне, во время накопления пород верхней пачки, характер распространения фациальных типов меняется. Это связано, во-первых, с общим выравниванием рельефа, а во-вторых, вероятно, с изменением базиса эрозии. Река из-за нагромождения обломочного материала в «головном конусе», а также в других последовательно расположенных конусах меняла русло, огибала их и блуждала среди своих

же наносов. Поэтому в скважинах Уязд-3, Гродзиск-2,4 вышележащая пачка пород отсутствует или имеет резко сокращенную мощность и распространена только севернее (скважина Бук-2,3), а также к западу, в районе палеодолины Воли Яблоновской. В нижних частях верхней пачки здесь развиты аллювиальные красноцветные косослоистые песчаники с прослоями хорошо отсортированных разностей с малым количеством цемента, которые, вероятно, имеют эоловое происхождение. Севернее (Млодаско-4) резко увеличивается мощность верхней пачки — до 350 м. Она представлена мелкозернистыми коричневыми и красными песчаниками, сильноглинистыми по отдельным прослоям. Вероятно, эти отложения являются образованиями дельты или «вееров выноса». В районе скважины Познань ИГ-1 в конце саксонского времени, при формировании пород верхней пачки, отлагались мелкозернистые коричневые песчаники с окатанным и отсортированным обломочным материалом, содержащие глауконит и сверху карбонатный цемент, мощностью 212 м. Еще севернее (Обжицко-3), на склоне существовавшего в раннем саксоне Рокетницкого палеоподнятия мощность этих отложений уменьшается до 80 м и представлены они коричневыми глинистыми песчаниками и алевролитами (также с глауконитом), а в верхней части пачки — аргиллитами. Генетически эти отложения являются образованиями подводных частей дельты, а в самом верху, вероятно, и бассейновыми.

На примере описанной модели строения наземной аллювиально-дельтовой равнины Познанско-Яроцинского района можно представить себе строение западных и восточных участков этой зоны, для которых пока нет достаточного количества фактического материала. Это положение весьма важно, поскольку в этом случае распространение песчаных отложений с хорошими коллекторскими свойствами можно прогнозировать по всей зоне аллювиально-дельтовой равнины и особенно на тектонически приподнятых ее участках, где чаще всего наблюдается присутствие эоловых отложений. На востоке наиболее интересные участки такого типа предполагаются нами в районах Рава-Мазовецкого поднятия. Здесь палеореки, начинавшиеся в Свентокшиской горной стране, должны были выносить на прилегающую равнину большое количество терригенного, в том числе и песчаного материала.

В северной части Польской низменности аллювиально-дельтовая зона имела ограниченное развитие и намечается в виде узкой полосы. Только на северо-западе (Свиноустье-1, Пшитур-1, 2) и северо-востоке возможно наличие конусов выноса. В районе скважины Петрикозы-1, в верхней части разреза, залегают гравелиты, хорошая окатанность зерен которых может свидетельствовать о прибрежных (пляжевых) условиях образования. В большинстве же районов вблизи области денудации происходило накопление глинистых пород. На востоке рассматриваемого района (Подлясская впадина) располагалась зона аккумулятивной наземной равнины, где накапливались песчаные, реже грубообломочные отложения мощностью в пределах десятков метров. В основании разрезов наблюдаются реликты коры выветривания, содержащие каолинит.

В центральной части Польской низменности, занимающей большую часть его территории, выделяется палеогеографическая зона плоской наземной равнины с периодически существовавшими озерами в раннем саксоне и мелководным морским бассейном в конце его. По имеющимся для саксона данным (единичные скважины с малым количеством керна), здесь выделяются два фациальных типа отложений. Один из них распространен непосредственно к северу от зоны аллювиально-дельтовых отложений Познанско-Яроцинской наземной равнины и является как бы ее естественным продолжением. Второй примыкает к северной зоне денудации. Первый изучен по скважинам Шубин ИГ-1 и Старгард-1 и характеризуется наличием в нижней половине разреза

толщи переслаивания конгломератов, песчаников, алевролитов, и только верхняя часть разреза складывается преимущественно аргиллитами с гнездами ангидрита. Как уже указывалось, в первую половину саксона снос обломочного материала, кроме сооружений, находящихся на месте современных Судет, происходил, вероятно, и с менее значительных по высоте поднятий, которые располагались в виде валов и гряд по всей области варисцид. Поэтому во время отложения пород нижней пачки (ранний саксон) в южных частях центральной зоны, где такие поднятия были более контрастными, присутствуют в значительных количествах грубообломочные породы и песчаники полимиктового состава с карбонатным цементом. Они являются, вероятно, пролювиально-аллювиальными и дельтовыми отложениями, так как севернее располагалась бессточная впадина с периодически существующими озерами, куда выносился более тонкий материал.

Не исключено, что прогнозируемые в центральных частях бассейна погребенные палеоподнятия также являлись местными источниками обломочного материала, и на их склонах можно ожидать развитие терригенных пород-коллекторов.

Во второй половине саксонского времени палеоподнятия, кроме Вольштынского палеовала, Львовекского и Иванивицкого поднятий, были погребены. Грубообломочный материал в это время концентрировался в основном на юге («сухая дельта» в районе Вроцлава). В центральную область поступал только глинистый и алевроитистый материал. Площади, занятые периодически существовавшими озерами, здесь становятся более широкими. В конце саксона уже, вероятно, осуществлялась связь с морским бассейном, располагавшимся на западе. Об этом свидетельствует однообразие фациальных типов отложений в верхней половине саксона во всех скважинах, в том числе на западе у границ с ГДР (Тшебеж-1), на севере (Реско-1, Свидвин-3) и в центральных частях бассейна (Шубин ИГ-1 и Забартово-2). Они представлены красно-коричневыми аргиллитами и алевролитами с прослоями ангидритов и доломитов. Периодически, вероятно, происходило обмеление и даже высыхание многих участков бассейна. Об этом свидетельствуют встречающиеся на поверхностях наслоения пород трещины усыхания, знаки ряби.

Распространение и соотношение палеогеографических зон в саксонском седиментационном бассейне ПНР показывает его резкую асимметрию, особенно для времени позднего саксона.

Формирование красноцветных терригенных отложений происходило, очевидно, в обстановке аридного климата. Гематит и гидроокислы железа составляют в породах, как правило, несколько процентов. Окисные соединения железа могли поступать в осадки в виде обломочной части тонкой взвеси, коллоидов или растворов. Для отложений аридного климата характерно распространение карбонатных разновидностей пород, присутствие ангидритового и карбонатного цемента в песчаных и значительное количество свежих обломков полевых шпатов. Пестрый состав глинистых минералов, в частности наличие в большом количестве гидрослюда и хлорита, свидетельствует о неоднородности областей питания, включающих как коры выветривания, так и участки, слабо затронутые процессами химического разрушения, что также типично для областей аридного климата.

На примере относительно хорошо изученного и разбуренного Познанско-Яроцинского района, к которому приурочены основные месторождения газа в красном лежне, построена модель осадконакопления, которая показала, что наиболее благоприятным для поисков газа фациальным типом являются отсортированные песчаники с небольшим количеством цемента. Их формирование происходило в основном на периферии веерных конусов выноса, которые располагались при выходе

рек из зоны подгорно-веерного пояса в пределы аллювиально-дельтовой равнины. Веерные конусы формировались вдоль северного склона Вольштынского палеовала. В настоящее время они установлены на участках Мендзыхуд, Уязд, Лагевники, Вычислово, Нехмирув. Конусы выноса предполагаются и восточнее, в районе Жерехова и Студзианы, а также района Рава-Мазовецкого поднятия. На этих участках поиски залежей газа следует проводить не только на структурных, но также и на неантиклинальных ловушках. Такого типа месторождения уже известны в этом районе (Уязд). Наиболее благоприятные условия для развития неантиклинальных ловушек существуют, вероятно, на участках эрозийных палеодолин (Воля Яблоновская), выполненных песчаными отложениями верхнего саксона. Кроме этого, распространение благоприятных для поисков газа фациальных комплексов предполагается на склонах палеоподнятий, намечающихся как в пределах зоны аллювиально-дельтовой равнины (поднятие Рокетница и др.), так и в центральных частях пермского бассейна.

В пределах зоны подгорно-веерного пояса наиболее благоприятные условия для формирования пород-коллекторов существовали в зонах междуречий, а также на периферии крупных конусов выноса на конседиментационно развивавшихся поднятиях.

Рассмотренные особенности условий осадконакопления терригенных отложений красного лежня и формирования в них благоприятных коллекторов позволяют более обоснованно и эффективно направлять дальнейшие газопоисковые работы в пермском регионе ПНР.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бенек Р., Катцунг Г., Рёллинг Г. Тектоническое положение варисцийского субсеквентного вулканизма на территории ГДР.— В кн.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., «Наука», 1977.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.
- Буш В. А., Кирюхин Л. Г. О положении субсеквентных эффузивов верхнего палеозоя в структуре Средней Европы.— Сов. геология, 1971, № 3.
- Людвиг А. О границе орогенного (морфогенного) и платформенного этапов в варисцидах Средней Европы (эйслебенские слои).— В кн.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., «Наука», 1977.
- Лютцнер Г., Грумбт Э., Элленберг Ю., Фальк Ф. Варисцийские молассы Средней Европы.— В кн.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., «Наука», 1977.
- Попов В. И., Макарова С. Л., Станкевич Ю. Ф., Филиппов А. А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методики фациально-палеогеографического картирования. Л., 1963.
- Budowa geologiczna Polski, 1. Stratygrafia czasc 1, 1968.
- Pokorski J., Wagner R. Stratygrafia i paleogeografia permu.— Biul. Inst. Geol. 252, Warszawa, 1972.
- Pokorski J. The Rotliegende of the Polish lowlands Przegl.— Geol., Warszawa, No. 7. 1976.

ВНИГНИ,  
Москва

Дата поступления:  
13.VIII.1979

УДК 553.9 : 551.71/72 (477)

## **УГЛЕРОДИСТАЯ ФОРМАЦИЯ ДОКЕМБРИЯ ПРИАЗОВСКОГО БЛОКА УКРАИНСКОГО ШИТА**

**В. Е. ЗАКРУТКИН**

Приведена характеристика разрезов центральноприазовской серии, анализируется положение в них углеродсодержащих толщ. На основе использования комплекса методов реставрирована первичная природа и исходный минеральный состав метаморфических пород. Восстановлены палеотектонические и палеогеографические условия формирования углеродсодержащих толщ, определена их формационная принадлежность.

### **ВВЕДЕНИЕ**

За последние 10—15 лет достигнуты большие успехи в области осадочной геологии докембрия. Стало очевидным, что в строении докембрийского фундамента платформ главенствующая роль принадлежит породам первично-осадочного и вулканогенного происхождения, а интрузивные образования имеют сугубо подчиненное значение. Использование сформулированного акад. А. В. Сидоренко (1970) принципа единства экзогенных геологических процессов относительно хорошо изученного фанерозоя и менее изученного докембрия открыло новые возможности для познания на правильной методологической основе наиболее длительного по времени и наибольшего по объемам отложений интервала геологической истории Земли. В частности, как подчеркнул А. В. Сидоренко, литологические исследования осадочно-метаморфических комплексов должны базироваться на традиционных методах литолого-фациального и формационного анализов и сравнительно-литологическом методе, который принят на вооружение советскими литологами.

Формационный анализ метаморфических комплексов является одной из наиболее спорных проблем осадочной геологии докембрия. По этому поводу существует по крайней мере три точки зрения. Так, один из основоположников формационного анализа Н. П. Херасков (1963) считал нецелесообразным применение самого термина «формация» к метаморфическим породам, поскольку в них первичные ассоциации пород сочетаются с вновь возникшими в процессе метаморфизма. Близких взглядов придерживается Ю. Ир. Половинкина (1970), предложившая классификацию геологических формаций, в которой собственно метаморфические комплексы отсутствовали. По ее мнению, определение формационной принадлежности метаморфических пород возможно только после реконструкции их первичной природы, т. е. «снятия» метаморфизма и перевода в дометаморфические эквиваленты. Таким образом, следует выделять формации первично-осадочных, или магматических пород.

Сторонники другого направления (Великославинский и др., 1970; Добрецов и др., 1972; Лазько, 1971) полагают, что при выделении докембрийских формаций за основу должны быть взяты природные парагене-

тические ассоциации пород, возникшие в различных геотектонических условиях и при разнообразных параметрах метаморфизма.

Наконец, сторонниками физико-химического направления за основу выделения и классификации формаций принят либо принцип метаморфических фаций (Маракушев, 1965), либо тип метаморфического процесса (Хорева, 1967.)

С нашей точки зрения единственно правильной исходной позицией является позиция генетическая, и, следовательно, выделению формаций среди докембрийских толщ должна предшествовать реконструкция первичной природы и исходного минерального состава метаморфических пород, предусматривающая использование целого ряда специальных методов исследования (геологических, литологических, минералогических, петрогеохимических и др.).

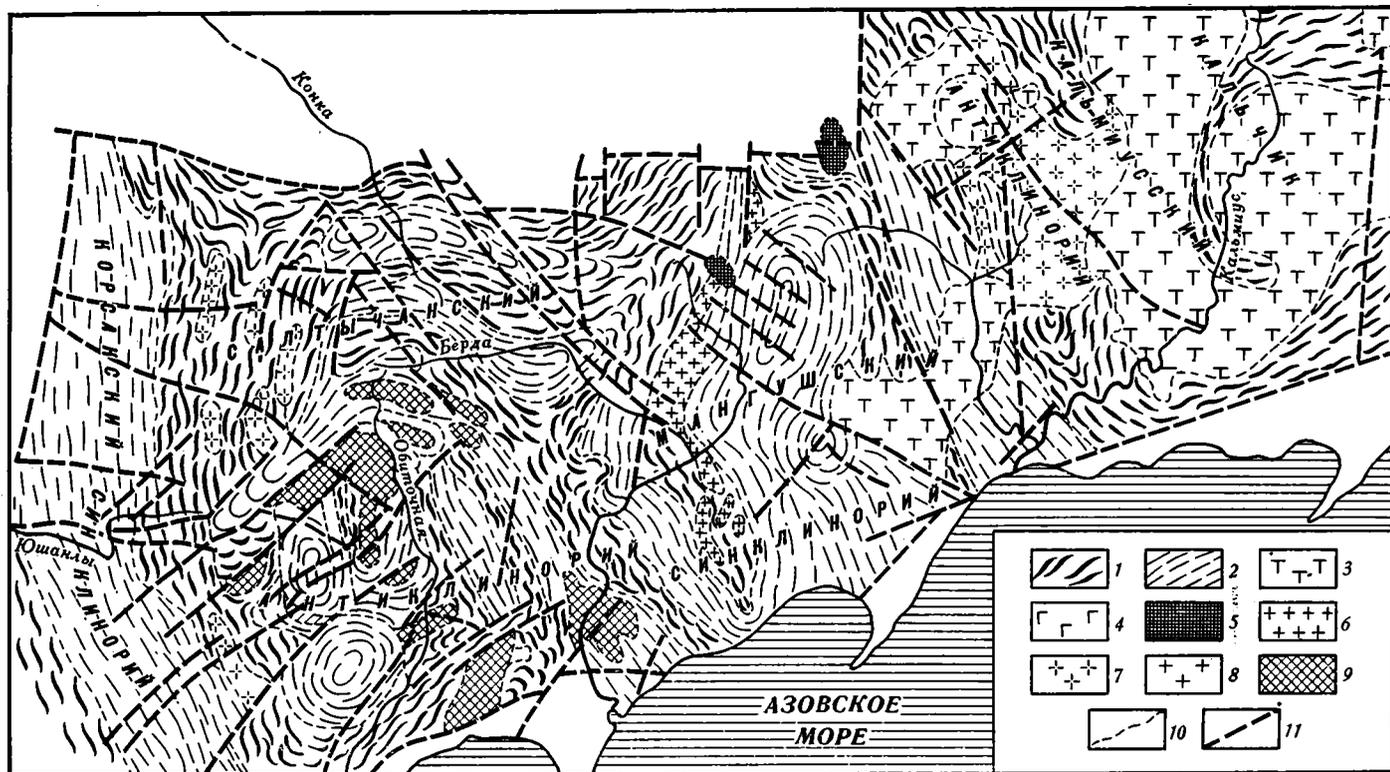
Подобный подход, хотя и является методически правильным, однако еще недостаточен для выделения и типизации формаций. Следующим звеном в формационном анализе докембрийских осадочно-метаморфических комплексов, по мнению автора, служит восстановление условий осадконакопления в дометаморфические эпохи, базирующееся на детальных литолого-фациальных и фациально-геохимических исследованиях с учетом конкретных палеотектонических особенностей строения и развития тех или иных структурных элементов земной коры. Такой подход дает основание для выяснения более общих связей между фациальными типами осадков, обстановками осадконакопления, различными палеоструктурными элементами земной коры и типами геотектонических режимов седиментации (Тимофеев, 1979).

Таким образом, существование докембрийских формаций может быть признано только в том случае, когда они выделены в результате логически завершенного комплексного исследования, базирующегося на широкой генетической основе.

Совершенно очевидно, что для выяснения генезиса докембрийских толщ прежде всего необходимы определенные сведения о геологическом положении данного региона, и в частности его стратиграфии. Необходимость такой основы диктуется тем, что физико-географические условия формирования любых отложений являются лишь одним звеном в общей истории развития региона (Крашенинников, 1962). Поэтому первый раздел настоящей статьи посвящен стратиграфии Приазовского блока Украинского щита и анализу положения в разрезах углеродсодержащих толщ.

#### **СТРАТИГРАФИЯ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ТОЛЩ И ПОЛОЖЕНИЕ ИХ В РАЗРЕЗАХ**

Приазовский блок расположен в крайней юго-восточной части Украинского щита. В геологическом отношении он представляет собой докембрийское складчатое сооружение, сложенное пестрыми по составу, интенсивно дислоцированными пара- и ортометаморфическими породами и более поздними интрузивными комплексами. В пределах блока выделяются четыре структуры первого порядка (с запада на восток): Корсакский синклинорий, Салтычанский антиклинорий, Мангушский синклинорий, Кальчик-Кальмиусский антиклинорий (фиг. 1). Изучение опорных разрезов докембрия в разных районах Приазовского блока показало, что метаморфические толщи, слагающие антиклинорные и синклинорные структуры, различаются характером складчатых деформаций (Жуков, 1971), типом разрезов и целым рядом петрографических, петрохимических и геохимических особенностей (Полуновский, 1969; Жуков, 1971; Усенко и др., 1971; Каныгин, 1973, и др.). Антиклинорные структуры сложены, как правило, глубокометаморфизованными первично-вулканогенными и осадочно-вулканогенными образованиями (пироксен- и амфибол-



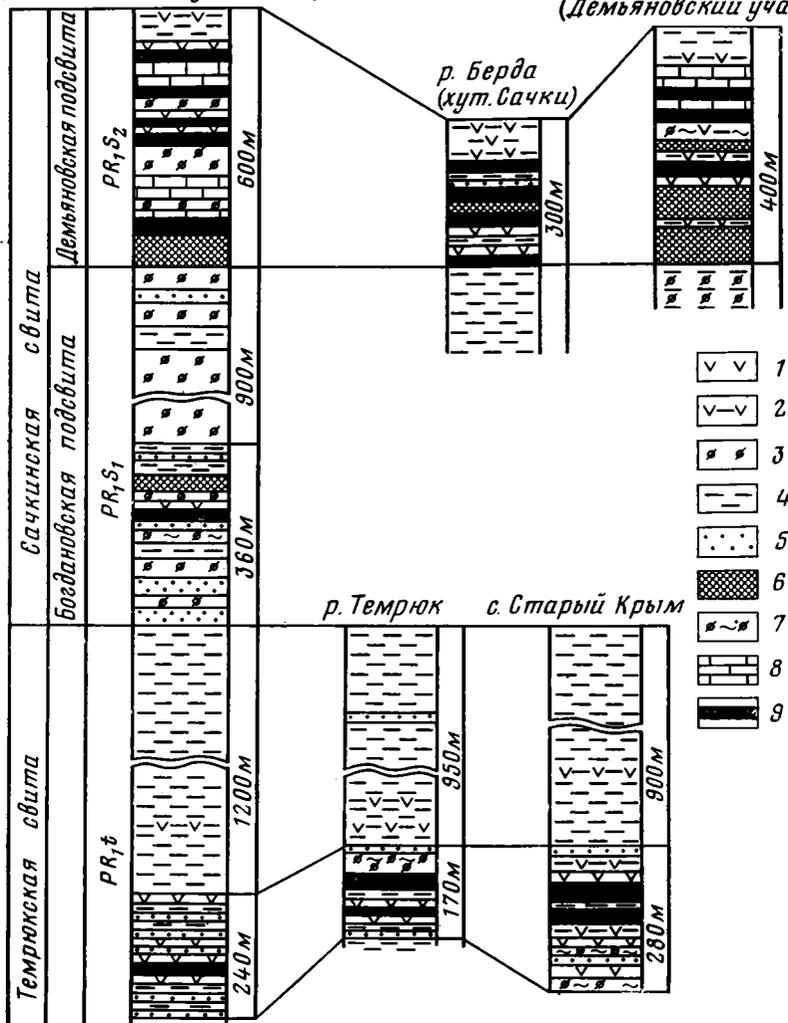
Фиг. 1. Схема геологического строения Приазовского блока Украинского щита (по И. С. Усенко, К. Е. Есипчуку, В. А. Цуканову, 1971)

1 — участки распространения пород западноприазовской серии; 2 — участки распространения пород центральноприазовской серии; 3 — породы восточноприазовского граносиенитового комплекса; 4 — щелочные породы; 5 — граниты Каменной Мо-

гили; 6 — плагнограниты; 7 — граниты анадольского типа; 8 — граниты салтычанского типа; 9 — диориты и гранодиориты; 10 — геологические границы; 11 — линии разрывных нарушений

р. Берда  
(с. Николаевка-хут. Глодово)

маршупольское м-ние  
(Демьяновский участок)



Фиг. 2. Корреляция разрезов центральноприазовской серии

1 — амфиболиты и пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы; 2 — амфибол- и пироксенсодержащие гнейсы; 3 — гранатые и биотит-гранатые гнейсы; 4 — биотитовые гнейсы; 5 — кварциты и кварцито-гнейсы; 6 — магнетитовые кварциты; 7 — силлиманит-гранатые гнейсы; 8 — мраморы и кальцифиры; 9 — графитовые гнейсы

содержащими гнейсами и кристаллическими сланцами, амфиболитами, метаультрабазами, анатектическими гранодиоритами и диоритами) западноприазовской серии. В пределах синклинорных структур преобладают породы определенно осадочного происхождения: биотитовые гнейсы, высокоглиноземистые и графитовые гнейсы и сланцы, мраморы и кальцифиры, слюдяные, полевошпатовые и пироксен-магнетитовые кварциты центральноприазовской серии. С точки зрения насыщенности углеродистым веществом западноприазовская серия прямого интереса для нас не представляет. Все известные в Приазовье месторождения графита связаны с центральноприазовской серией в пределах Мангушского синклиория.

Центральноприазовская серия с угловым несогласием залегает на породах западноприазовской серии и подразделяется на четыре свиты (снизу вверх): темрюкскую, сачкинскую, каратышскую и осипенковскую (Полуновский, Каныгин, 1975). Выделение каратышской свиты оспаривается И. С. Усенко, К. Е. Есипчуком и В. А. Цукановым (1971). Анализ структурного и стратиграфического положений пород этой свиты показывает, что они представляют в основном продукты гранитизации метаморфических пород темрюкской и сачкинской свит.

*Темрюкская свита* слагает крылья Мангушского синклинория. Разрезы свиты особенно хорошо сохранились на его западном крыле в бассейнах рек Берды и Темрюка. В пределах восточного крыла синклинория фрагменты разреза темрюкской свиты встречены в обнажениях по р. Кальчик (с. Старый Крым), в балках Полковой, Чумацкой и Қалмыцкой. В темрюкской свите выделяются две пачки: нижняя, пестрая по составу и верхняя — однородная (фиг. 2). В составе нижней пачки темрюкской свиты на западном крыле Мангушского синклинория существенную роль играют графитосодержащие гнейсы (10—40%), меньше развиты амфиболовые гнейсы, амфиболиты и пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы (10—35%), а также полевошпатовые кварциты (12—32%) и биотитовые гнейсы (12—23%). Биотит-гранатовые и силлиманит-биотит-гранатовые гнейсы в сумме составляют около 15% общего количества метаморфических пород в разрезах. Карбонатные отложения встречаются спорадически в виде маломощных прослоев кальцифиров. В целом состав пачки углеродистый амфиболито-кварцито-гнейсовый, а мощность ее 170—240 м. На восточном крыле синклинория разрез пестрой пачки по сути дела представляет собой переслой (чередование) пироксеновых амфиболитов и амфиболит- и пироксенсодержащих гнейсов (в сумме составляют 83%), включающих сравнительно маломощные (2—3 м) прослои графитовых (9%), высокоглиноземистых (5%) и биотитовых гнейсов (3%); мощность его 280 м.

Таким образом, породы, слагающие пеструю пачку темрюкской свиты, в общем сохраняют особенности своего состава на обоих крыльях синклинория. Это прежде всего интересующие нас графитосодержащие гнейсы, которые в отдельных случаях, как, например, у с. Троицкого, имеют мощность порядка 100 м, вмещающие их пачки амфиболитов и амфиболовых гнейсов, наконец, полевошпатовые кварцы и высокоглиноземистые гнейсы, нередко парагенетически связанные друг с другом и поэтому служащие надежным опорным горизонтом (Полуновский, 1969). Наблюдаемые в составе конкретных разрезов различия, видимо, закономерны и обусловлены скорее всего структурно-фациальными условиями формирования и метаморфизма пород. Мощность пестрой пачки темрюкской свиты составляет 170—280 м.

Что касается верхней пачки этой свиты, то она повсеместно представлена главным образом биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами с подчиненными им прослоями амфиболитов, т. е. довольно однообразна в литологическом отношении (см. фиг. 2). Мощность ее изменяется в пределах 900—1200 м. Таким образом, общая мощность темрюкской свиты порядка 1100—1400 м, что согласуется с данными других исследователей.

Стратиграфически выше темрюкской свиты расположена *сачкинская свита*, которая подразделяется на две подсвиты: нижнюю — богдановскую и верхнюю — демьяновскую. Каждая из них в свою очередь также делится на две пачки: нижнюю, пеструю по составу, и верхнюю — однородную. Такое деление особенно отчетливо наблюдается в разрезах западного склона Мангушского синклинория.

Богдановская подсвита достаточно полно прослеживается в обнажениях по рекам Берде, Темрюку, Каратюку и вскрыта многими скважинами в центральной части синклинория. В составе ее нижней пестрой

пачки (см. фиг. 2) существенную роль играют полевошпатовые, силлиманитовые кварциты и кварцитогнейсы (40%), биотит-гранатовые и силлиманит-биотит-гранатовые гнейсы (28%), биотитовые гнейсы (13%), магнетитовые кварциты и магнетитсодержащие кристаллические сланцы (9%), графитсодержащие гнейсы (8%) и амфиболиты (2%). Карбонатные породы на западном склоне Мангушского синклинория в пределах нижней пачки не обнаружены. Они установлены в осевой части синклинория, где образуют два пласта субмеридионального простирания мощностью 500 (западный) и 200 м (южный), которые прослеживаются на расстоянии 20 км от Демьяновского участка на севере Мариупольского рудного поля до Ялтинского — на юге (Карбонатные породы, 1975). Таким образом, состав нижней пестрой пачки богдановской подсветы отличается от одноименной пачки темрюкской свиты большей распространенностью широкой гаммы кварцитов, появлением новой их разновидности — магнетитовых кварцитов и практически полным отсутствием амфиболитов и амфиболовых гнейсов. Верхняя часть подсветы представлена однородной пачкой биотитовых и (или) гранат-биотитовых, часто сильно мигматизированных гнейсов мощностью 700—900 м. Общая мощность богдановской подсветы около 1300 м.

Демьяновская подсвета венчает разрез сачкинской свиты. В основании ее залегают два пласта пироксен-магнетитовых кварцитов, нижний из которых имеет мощность от 4—30 м на западном крыле синклинория до 105 м в его осевой части (Полуновский, Белевцева, 1971). Поскольку магнетитовые кварциты являются объектом интенсивной разведки, разрез данной подсветы изучен более детально, чем богдановской. Типичный разрез демьяновской подсветы вскрыт скважинами в осевой части синклинория на Демьяновском участке развития магнетитовых кварцитов (см. фиг. 2). Основание подсветы представлено ритмичным переслаиванием пироксен-магнетитовых кварцитов с амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми и гранат-пироксен-амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Выше по разрезу появляются графитовые и силлиманитовые гнейсы, а затем карбонатные породы (кальцифиры). Мощность подсветы 400 м. Соотношение в ней различных типов пород следующее: 39% пироксен-магнетитовых кварцитов, 30% амфиболовых и пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев, 13% графитсодержащих гнейсов, 12% кальцифиров, 6% биотит-гранатовых и силлиманитовых гнейсов.

Не менее представительный разрез демьяновской подсветы изучен нами на западном склоне Мангушского синклинория в среднем течении р. Берды у совхоза им. Кирова. Здесь он представлен биотит-гранатовыми гнейсами (49%), мраморами и кальцифирами (13%), графитсодержащими гнейсами (12%), амфиболитами (11%), полевошпатовыми (10%) и магнетитовыми (5%) кварцитами. Сравнивая разрезы демьяновской подсветы в пределах западного склона Мангушского синклинория и в его осевой части, следует отметить устойчивость парагенезиса слагающих их пород, хотя распространенность последних иногда заметно отличается. Так, в первом из охарактеризованных разрезов значительно чаще встречаются магнетитовые кварциты и ассоциирующие с ними амфиболовые и пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы; во втором — явно доминируют биотит-гранатовые гнейсы, которые в первом разрезе выступают в качестве второстепенных членов парагенезиса. В целом для Мангушского синклинория соотношение пород в демьяновской подсвете выглядит так: 27% биотит-гранатовых гнейсов, 22% магнетитовых кварцитов, 20% амфиболовых и пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев, 13% мраморов и кальцифиров, 13% графитсодержащих гнейсов и 5% полевых кварцитов. Следовательно, состав подсветы углеродистый карбонатно-железсрудно-гнейсовый; мощность ее 400—600 м.

Количественные соотношения пород в темрюкской и сачкинской свитах, %

Тип пород	Темрюкская свита		Сачкинская свита		
	пестрая пачка	однородная пачка	богдановская подсвита		демьяновская подсвита
			пестрая пачка	однородная пачка	
Полевошпатовые кварциты	15	—	40	—	5
Бiotитовые гнейсы	13	62	13	54	—
Бiotит-гранатовые гнейсы	7	—	22	42	27
Высокоглиноземистые гнейсы	2	—	6	—	0,5
Графитовые гнейсы	19	—	8	2	13
Амфиболиты, амфиболовые и пироксеновые гнейсы	43	38	2	3	20
Мраморы и кальцифиры	1	—	—	—	13
Магнетитовые кварциты	—	—	9	—	22

Заканчивая характеристику темрюкской и сачкинской свит — основной части разреза центральноприазовской серии, подведем некоторые итоги.

1. Серия в рамках темрюкской и сачкинской свит обладает циклическим строением. В ней выделяются два полных цикла, соответствующие темрюкской свите и богдановской подсвите сачкинской свиты, и один, по-видимому, незавершенный, адекватный демьяновской подсвите. Нижняя часть циклов представлена пестрыми в литологическом отношении пачками, верхняя — однородными. Мощность пестрых пачек последовательно увеличивается снизу вверх по разрезу, однородных — уменьшается.

2. Состав пестрых пачек довольно близок. Соотношение же в них отдельных типов пород существенно различно (табл. 1). В пестрой пачке темрюкской свиты преобладают амфибол- и пироксенсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы. Широко распространены графитсодержащие породы и полевошпатовые кварциты, не характерны карбонатные породы и совершенно отсутствуют магнетитовые кварциты. Пестрая пачка богдановской подсвиты изобилует полевошпатовыми кварцами. Демьяновская подсвита в основном железорудная, амфиболитовая и карбонатная.

3. Графитсодержащие гнейсы приурочены к пестрым пачкам и тесно связаны с амфиболсодержащими породами. В табл. 1 отчетливо видна прямая связь в распространенности графитсодержащих гнейсов, с одной стороны, и амфиболитов — с другой.

Завершает разрез центральноприазовской серии осипенковская свита, представляющая ритмично построенной толщей биотитовых, мусковитовых, двуслюдяных, гранат-биотитовых, графитовых и других сланцев, амфиболитов и метаультрабазитов, а также слабометаморфизованных грубообломочных пород — гравелитов и конгломератов (Лавриненко и др., 1973).

Вопрос о возрасте центральноприазовской серии до сих пор окончательно не решен. Из-за недостатка данных она не имеет четкого стратиграфического положения и в унифицированной региональной стратиграфической схеме (Бабков, 1970) относится к нерасчлененным архей-нижнепротерозойским комплексам. Однако исходя из сопоставления разрезов Центрального и Западного Приазовья (К. Е. Есипчук, Г. В. Жуков, Р. М. Полуновский, И. С. Усенко и др.) и данных абсолютного возраста можно с некоторой долей условности принять возраст центральноприазовской серии как нижнепротерозойский. Абсолютный возраст слагающих ее пород не более 2400 млн. лет (Ивантишин, Куц, 1965). Более древние, архейские, образования присутствуют, по-видимому, в Запад-

ном Приазовье. Здесь для амфиболитов западноприазовской серии получены максимальные значения абсолютного возраста — 2600—2860 млн. лет.

### ТИПЫ ПОРОД

Центральноприазовская серия отличается большим разнообразием слагающих ее пород, среди которых нами выделено более 30 разновидностей. Эти разновидности объединены в восемь групп: 1) амфиболиты, 2) амфиболовые и пироксеновые гнейсы, 3) биотитовые гнейсы, 4) высокоглиноземистые гнейсы, 5) кварциты и кварцитогнейсы, 6) биотит-гранатовые гнейсы, 7) карбонатные породы и 8) графитовые гнейсы. Сюда не вошли некоторые редкие разновидности метаморфических пород, а также интрузии поздних гранитоидов. Выделенная в качестве самостоятельной группа графитовых гнейсов является в значительной степени сборной, так как в нее помимо гнейсовых образований входят представители некоторых других групп.

*Амфиболиты* образуют обособленные пачки мощностью от 0,1—0,4 м до нескольких десятков метров среди различных по составу гнейсов, карбонатных пород и кварцитов. По составу довольно четко выделяются амфиболиты и пироксеновые амфиболиты, в которых присутствует моноклинный пироксен (салит) в количестве до 30%. За исключением присутствия салита, две указанные разновидности амфиболитов практически ничем не различаются между собой. В большинстве своем это темно-серые, почти черные мелко- или среднезернистые породы с размером зерен не более 1 мм, обладающие тонкополосчатой текстурой, обусловленной чередованием мелано- и лейкократовых слоев. Структура амфиболитов грано-, немаглобластовая, реже лепидограно- и пойкилобластовая. Главные породообразующие минералы — роговая обманка, плагиоклаз и моноклинный пироксен; второстепенные — гранат, кварц, микроклин, биотит; акцессорные — магнетит, сфен и окатанный циркон. Средний химический состав амфиболитов и других пород приведен в табл. 2.

*Амфиболовые и пироксеновые гнейсы* слагают пачки различной мощности среди биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов и мигматитов в составе темрюкской и частично сачкинской свит. Гнейсы серые или темно-серые, средне- и мелкозернистые, обычно с хорошо выраженной гнейсовой или массивной текстурой, часто полосчатые. Структура их грано- и гетеробластовая, реже — порфири- и лепидогранобластовая. Обычный состав — плагиоклаз (30—50%), кварц (15—40%), амфибол (10—30%), пироксен (5—30%), биотит (2—15%), гранат (2—5%). Иногда в незначительных количествах (до 12%) присутствует микроклин. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, сфен (иногда до 3%), и окатанный циркон.

*Биотитовые гнейсы* — наиболее распространенная группа пород, особенно в разрезах темрюкской свиты (до 59%). Они хорошо выделяются светло-серой или розовато-серой окраской. Гнейсы среднезернистые, отчетливо гнейсовидные, иногда слоистые или полосчатые, линзовидно-полосчатые. Полосчатость их обусловлена чередованием прослоев, обогащенных или обедненных биотитом. Среди биотитовых гнейсов, не содержащих калиевого полевого шпата (или содержащих его в ограниченных количествах), наиболее распространены мезократовые разновидности, состоящие из плагиоклаза (40—60%), кварца (до 35%) и биотита (10—20%). В сравнительно редких меланократовых разновидностях содержание биотита повышается до 30%, а кварца снижается до 15%. Гнейсы с аномально-высоким содержанием калиевого полевого шпата имеют пониженное количество биотита. В качестве акцессорных минералов присутствуют апатит, окатанный циркон и магнетит. Структура биотитовых гнейсов чаще всего лепидо- и гетеробластовая.

Таблица 2

## Средний химический состав метаморфических пород центральноприазовской серии, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	48,38	62,57	67,32	57,76	79,26	60,36	62,10	12,39	60,23
TiO <sub>2</sub>	1,09	0,83	0,42	0,96	0,18	0,16	1,00	0,23	0,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,62	12,67	15,27	23,98	10,04	0,98	16,10	3,93	16,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,57	3,86	0,94	3,44	0,59	11,30	1,44	0,62	3,32
FeO	9,81	4,05	2,59	3,02	2,30	22,30	5,57	0,74	4,06
MnO	0,23	0,17	0,05	0,06	0,08	0,05	0,08	0,02	0,14
MgO	8,84	3,47	1,83	0,65	0,71	2,07	3,00	11,60	2,35
CaO	10,29	6,19	3,90	2,12	0,62	1,53	2,71	33,12	2,18
Na <sub>2</sub> O	2,07	3,12	4,05	0,94	2,38	0,17	3,91	0,38	1,67
K <sub>2</sub> O	0,56	1,18	2,28	1,85	2,24	0,03	2,18	0,77	2,38
S	0,20	0,02	0,02	0,02	0,05	0,03	0,04	0,07	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,25	0,14	0,08	0,12	0,09	0,24	0,03	0,12
CO <sub>2</sub>	0,13	1,01	0,09	0,33	0,41	0,11	0,21	30,95	0,66
C <sub>орг</sub>	0,01	—	0,21	3,64	0,17	—	0,14	1,57	4,64
H <sub>2</sub> O	0,20	0,29	0,18	0,28	0,31	0,08	0,33	0,61	0,48
П. п. п.	1,71	0,74	0,58	0,62	0,44	0,50	0,81	3,19	1,23
Сумма	99,73	100,42	99,87	99,79	99,80	99,76	99,84	100,22	100,21

Примечания. Типы пород: 1 — амфиболит (количество проб — 19), 2 — амфиболовые и пироксеновые гнейсы (4), 3 — биотитовые гнейсы (12), 4 — высокоглиноземистые гнейсы (4), 5 — безрудные кварциты и кварцитогайсы (5), 6 — магнетитовые кварциты (4), 7 — биотит-гранатовые гнейсы (2), 8 — мраморы и кальцифилы (6), 9 — графитовые гнейсы (26). Анализы выполнены в Институте геохимии и физики минералов АН УССР, аналитики Ж. В. Бабарина, В. П. Гончарук, А. С. Кушнир, Н. С. Миклашевская, Л. Д. Смирнова, Г. А. Скрынник, А. А. Стрыгина.

К высокоглиноземистым гнейсам отнесены породы, содержащие около 25% глинозема, при незначительном (не более 5%) количестве щелочей и щелочных земель (Головенко, 1977). Высокоглиноземистые гнейсы встречаются в составе темрюкской и нижней части сачкинской свит, где слагают пачки мощностью до 40—50 м и простираются на расстояние до 2 км. Гнейсы серые или розовато-серые, мелко- и среднезернистые с гнейсовой или полосчатой текстурой. Структура их лепидограно-, фибро-, реже порфиробластовая. Минеральный состав крайне непостоянен: плагиоклаз (20—58%), микроклин (5—15%), кварц (10—40%), биотит (4—20%), гранат (2—20%), силлиманит (5—35%), кордиерит (5—15%). Весь набор перечисленных породообразующих минералов одновременно встречается редко. К числу аксессуаров можно отнести циркон, апатит, монацит, шпинель. В зависимости от минерального состава среди высокоглиноземистых гнейсов выделяются следующие разновидности: биотит-силлиманитовые, биотит-гранат-силлиманитовые, биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовые и биотит-силлиманит-кордиеритовые. Высокоглиноземистые гнейсы обычно содержат повышенные (5—10%) количества графита.

Кварциты и кварцитогайсы в составе центральноприазовской серии играют подчиненную роль. Однако встречаются они повсеместно и в некоторых случаях определяют облик разреза. Мономинеральные кварциты встречаются редко в виде маломощных (0,1—3 м) прослоев и линз в кварцитогайсах. Переходы их во вмещающие породы постепенные на расстоянии 3—4 см. Кварциты, как правило, массивные, реже неяснополосчатые, grano-, гетеро- и лепидобластовой структуры. Сочленения зерен кварца простые либо с сутурными очертаниями. Зерна часто имеют мозаичное угасание и несут следы катаклаза. Размер зерен колеблется в пределах 1—7 мм. Кроме кварца изредка встречаются окатанные и полуокатанные апатит и циркон. Обычно для кварцитов характерны разнобразные минералы — примеси в количестве до 15%, по которым нами выделены следующие разновидности: полевошпатовые, силлиманитовые, биотитовые, магнетитовые и графитовые.

Полевошпатовые кварциты широко распространены в разрезах темрюкской свиты. Они массивные, реже полосчатые, средне- и крупнозернистые, grano-, лепидограно- или порфиروبластовой структуры. Зерна микроклина и плагиоклаза, как правило, занимают межзерновые пространства, иногда образуют в кварце включения округлой формы.

Силлиманитовые кварциты характерны для верхней части темрюкской свиты, где ассоциируют с мономинеральными и полевошпатовыми кварцитами, а также с силлиманитсодержащими гнейсами, образуя в них маломощные (0,5—4 см) линзы и пропластки. Текстура кварцитов слоистая, структура grano-, лепидо- и немаглобластовая. Силлиманит образует удлинённые иглы и призмы, реже фибролитовые скопления, которые концентрируются в основном по плоскостям сланцеватости.

Биотитовые кварциты залегают в виде отдельных линз и пластов различной мощности, переслаиваясь с другими кварцитами. Цвет их светлосерый, текстура полосчатая, структура лепидо- либо granoбластовая. Биотит образует чешуйки и пластинки удлинённой формы размером 1—3 мм. Зерна его почти всегда располагаются субпараллельно друг другу и общей полосчатости породы. Только отдельные очень мелкие чешуйки в виде включений в кварце не всегда выдерживают общую ориентировку. Содержание биотита обычно колеблется в пределах 1—5%, но иногда достигает 10%.

Железистые кварциты приурочены в основном к сачкинской свите где являются одним из наиболее характерных опорных горизонтов. По внешнему виду они серые, темно-серые, иногда зеленовато-серые, мелко- или среднезернистые, слоистые очень редко массивные. Структура их grano-, лепидограно-, реже немаглобластовая. Породообразующие минералы — кварц, пироксен и амфибол, второстепенные — плагиоклаз, биотит, гранат, хлорит; последний является продуктом выветривания.

Графитовые кварциты наиболее редки и встречаются в виде маломощных (0,2—0,8 м) пропластков и линз, тяготеющих к высокоглиноземистым породам верхних горизонтов темрюкской свиты. Кварциты светло-серые, слегка дымчатые, тонкополосчатые с лепидограно- или granoбластовой структурой. Первая обусловлена расположением чешуек графита субпараллельно слоистости, вторая отмечается в массивных разностях, где чешуйки и пластинки графита отличаются свободной ориентировкой. Графит присутствует как в виде самостоятельных зерен, так и в виде агрегатов, расположенных между зёрнами кварца, а также в виде включений в последнем. Содержание его эпизодически достигает 10%.

Кварцитогнейсы залегают в виде отдельных пластов, образуя стратиграфически выдержанные горизонты в нижних и верхних частях темрюкской свиты и в средней части сачкинской, где переслаиваются с биотитовыми, графитовыми и гранатовыми гнейсами. Кварцитогнейсы кремового, молочно-белого и зеленовато-серого цвета со слоистой (нередко косослоистой) и гнейсовой текстурой. Структура их grano- и лепидогранобластовая. Минеральный состав, как правило, аналогичен составу полиминеральных кварцитов.

*Биотит-гранатовые гнейсы* слагают разной мощности пачки и прослои среди биотитовых гнейсов, с которыми связаны постепенными переходами. Среди гранатсодержащих гнейсов наиболее широко распространены лейкократовые разновидности, в состав которых входят: 5—20% граната, 2—15% биотита, 40—60% плагиоклаза и 15—40% кварца. В меланократовых разновидностях за счет увеличения до 30% биотита снижается содержание остальных минералов, в первую очередь кварца до 3—5% и граната (до единичных зерен). Структура гнейсов лепидограно- либо порфиروبластовая с порфиробластами граната.

*Карбонатные породы* по содержанию в них силикатного материала можно разделить на мраморы (содержат не более 10—15% силикатных

минералов) и кальцифиры (содержат их выше 15%). Мраморы белые или серые, плотные, массивные, средне- и крупнозернистые, grano- (с элементами гломеробластовой) и пойкилобластовой структуры. Породообразующие минералы — кальцит (5—70%), доломит (20—90%) диопсид (5—10%), форстерит (0,5—1%), шпинель (до 1%), серпентин (0—1%); иногда присутствуют хлорит, сфен, кварц и полевые шпаты.

*Кальцифиры* — наиболее распространенная группа карбонатных пород. Их пласты перемежаются в основном с мраморами, графитосодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами в пределах сачкинской свиты. Кальцифиры серые, серо-зеленые, неравномерно-зернистые (размер зерен 0,3—2 мм), полосчатые. Полосчатость обусловлена чередованием прослоев, обогащенных в различной степени силикатными минералами. Структура их grano-, лепидограно- и гетеробластовая; состав — кальцит (35—80%), доломит (0—30%), форстерит (0—40%), диопсид (0—30%), флогопит (0—25%), серпентин (до 30%); реже встречаются амфибол, плагиоклаз, хлорит.

*Графитовые гнейсы.* Довольно часто отдельные пласты и пачки биотитовых, биотит-гранатовых, биотит-силлиманитовых, биотит-силлиманит-гранатовых, реже амфибол-биотитовых и биотит-амфибол-пироксеновых гнейсов содержат от 1 до 30% графита. Все эти разновидности пород рассматриваются под названием «графитовые гнейсы». Последние широко представлены в темрюкской свите, где слагают Троицкое (р. Берестовая), Сачкинское (р. Берда), Каратюкское (р. Каратюк), Темрюкское и Старокрымское месторождения графита, а также ряд рудопоявлений. Мощность отдельных пластов и пачек графитовых гнейсов колеблется от первых метров до 40—50 м, а иногда (Троицкое и Старокрымское месторождения) достигает 100 м. Составы и мощности пачек графитовых гнейсов хорошо выдерживаются по простиранию на десятки километров, что делает их надежным опорным горизонтом. В сачкинской свите пачки графитовых гнейсов также выдержаны по простиранию, но мощности их обычно невелики (2—10 м).

Контакты графитовых гнейсов с вмещающими толщами различны: с биотитовыми гнейсами, кальцифирами и кварцитами постепенные на расстоянии 5—10 см, через тонкое взаимное переслаивание, с амфиболитами — резкие и постепенные. Текстура графитовых гнейсов слоистая, реже массивная. Слоистость обусловлена чередованием лейко- и меланократовых слоек мощностью 0,4—1 см. Одной из наиболее широко распространенных текстур графитосодержащих толщ является ритмичная слоистость, отражающая ритмичность осадконакопления.

Графит в гнейсах встречается в виде мелких чешуек длиной 0,1—0,9 мм, приуроченных к прослоям, обогащенным биотитом и силлиманитом, реже амфиболом и пироксеном. В основном графит ассоциирует с цветными минералами, хотя в амфиболовых гнейсах, напротив, нередко бывает более или менее равномерно рассеян в кварц-полевошпатовой массе. С возрастанием в гнейсах количества полевых шпатов содержание графита падает с одновременным увеличением размеров его зерен. Аналогичная связь наблюдается также между графитом и гранатом, что характерно и для других графитоносных районов (Солоненко, 1951; Болтыров, Паняк, 1974).

## ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Восстановление первичной природы метаморфических пород является одним из важнейших этапов литологических исследований супра-крупных комплексов докембрия. От того, насколько правильно реставрирована первичная природа метаморфических пород, во многом зависит достоверность последующих реконструкций условий их седиментации и формационной принадлежности.

Важнейшими критериями при реконструкции первичной природы метаморфических образований, как известно, служат: 1) геологические условия их залегания и парагенетические ассоциации, 2) текстурно-структурные особенности, 3) реликтовые акцессорные минералы пород и 4) химизм. Каждый из названных критериев позволяет восстанавливать те или иные особенности исходных образований, подвергшихся метаморфизму, но в большинстве случаев только сумма всех геологических данных с учетом химического состава и комплекса акцессорных минералов может дать достоверные доказательства генезиса метаморфических пород (Сидоренко и др., 1972; Хильтова, Савельев, 1972).

Анализ условий залегания и литологических особенностей метаморфических пород центральноприазовской серии, проведенный в предыдущем разделе, позволяет с уверенностью говорить об их осадочном либо вулканогенно-осадочном происхождении. И действительно, для всех выделенных разновидностей метаморфических пород характерны, во-первых, пластовое залегание и согласные контакты с вмещающими породами, выдержанность мощностей и состава по простиранию; во-вторых, переслаивание (нередко тонкое) с кварцитами, мраморами и высокоглиноземистыми гнейсами, т. е. с породами заведомо осадочного происхождения; в-третьих, закономерное положение отдельных метаморфических пород в осадочных ритмах и, наконец, практически повсеместная сохранность реликтовых слонистых текстур, а также наличие окатанных акцессорных минералов. Все эти данные, как известно, служат надежными критериями седиментогенной (по механизму образования) природы исходных пород метаморфических образований.

Дальнейшая реконструкция первичной природы метаморфических пород велась с помощью петро- и геохимических критериев. При этом использовались методы различных авторов (Niggli, 1936; Simonen, 1953; Schaw, Kudo, 1965; Предовский, 1970; Горбачев, 1975).

В процессе анализа всей совокупности сведений о генезисе метаморфических образований мы столкнулись с парадоксальными на первый взгляд случаями в окончательных выводах. Так, например, нередко весь комплекс геолого-структурных и минералогических данных со всей очевидностью указывает на осадочную природу метаморфических пород, а петро- и геохимические методы свидетельствуют о его ортоприроде. По-видимому, подобное противоречие является лишь кажущимся, если учесть, что осадочно-вулканогенные породы представляют собой породы смешанные — магматические по источнику вещества и осадочные — по механизму образования. В этой связи метаморфические породы, определенные петро- и геохимическими методами как магматические, а геолого-структурными и минералогическими — как осадочные, мы расценивали в качестве вулканогенно-осадочных.

Таким образом, в результате использования комплекса методов нами выделены три типа метаморфических пород: первично-изверженный, первично-осадочный и смешанный вулканогенно-осадочный. Соотношение названных генетических типов для каждой петрографической группы пород приведено в табл. 3. Как видно из приведенных данных, к нормально-осадочным образованиям относятся биотитовые и высокоглиноземистые гнейсы, в том числе графитсодержащие, а также, естественно, разнообразные кварциты и карбонатные породы. К ортопородам отнесены единичные представители группы амфиболитов, пироксен- и амфиболсодержащих гнейсов, а к смешанным вулканогенно-осадочным — большинство амфиболитов, пироксеновых и амфиболовых гнейсов и их графитсодержащих разновидностей.

При реконструкции исходного минерального состава осадочно-метаморфических пород широко применяется разработанный О. М. Розеном (1970) метод литохимического пересчета. Однако в его использовании встречается ряд затруднений, связанных в первую очередь с выбором тех

Соотношение исходных генетических типов пород в пределах разных групп метаморфических образований, % от числа образцов

Группа метаморфических пород	Типы исходных пород		
	вулканогенный	осадочный	вулканогенно-осадочный
Амфиболиты (19)	5,3	10,5	84,2
Амфиболовые и пироксеновые гнейсы (4)	25	—	75
Биотитовые гнейсы (12)	—	100	—
Высокоглиноземистые и биотит-гранатовые гнейсы (6)	—	100	—
Кварциты и кварцитогнейсы (9)	—	100	—
Карбонатные породы (6)	—	100	—
Графитовые гнейсы (26)	—	69,2	30,8

Примечание. В скобках указано число образцов.

Таблица 4

Соотношение разных групп осадочных пород в пределах групп параметаморфических пород, в % от числа образцов

Осадочные породы	Параметаморфические породы					
	амфиболиты (2)	биотитовые гнейсы (12)	высокоглиноземистые и биотит-гранатовые гнейсы (6)	кварциты и кварцитогнейсы, в том числе магнетитовые (9)	карбонатные породы (6)	графитовые гнейсы (18)
Глины известковисто-песчанистые	100	—	—	—	—	—
Глины песчанистые	—	—	50,0	—	—	44,4
Глины песчаные	—	—	33,3	—	—	27,8
Песчаники	—	33,3	—	33,4	—	5,6
Песчаники глинистые	—	66,7	16,7	22,2	—	22,2
Карбонатные породы (известняки, доломиты, песчано-глинистые мергели)	—	—	—	—	100	—
Железисто-кремнистые породы	—	—	—	44,4	—	—

Примечание. В скобках указано число образцов.

компонентов, на которые рассчитывается химический состав метаморфических пород, предложенный нами (Закруткин, Закруткин, 1977) графический метод реконструкции исходного минерального состава первично-осадочных пород позволяет установить тот набор минералов, которые следует использовать при расчете анализа метаморфической породы, что дает возможность избавиться от многозначности решений при литохимическом пересчете.

Все химические анализы первично-осадочных пород пересчитаны на исходные минеральные компоненты с предварительным использованием графического метода. Анализ полученных результатов позволил выделить восемь групп осадочных пород, из которых образовались метаморфические породы центральноприазовской серии (табл. 4). Ниже приведена краткая характеристика каждой из этих групп.

*Глины известковисто-песчанистые* в процессе регионального метаморфизма трансформированы в амфиболиты. Глинистая фракция их каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовая (табл. 5). Карбонатная составляющая существенно доломитовая, в обломочной — доминирует

Таблица 5

## Средние минеральные составы разных типов исходных осадочных пород, %

Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8
Гидрослюда	20	68	48	1	10	1	12	2
Монтмориллонит	33	6	—	1	8	—	—	1
Каолинит	11	5	10	—	—	—	14	2
Кальцит	4	—	—	—	1	44	14	—
Доломит	10	—	2	—	1	47	27	3
Магнезит	—	1	2	1	2	—	7	1
Гидроокислы железа	7	—	2	1	3	1	1	34
Плагиоклаз	6	—	20	35	39	3	5	1
Микроклин	—	—	1	15	13	2	6	—
Кварц	9	20	15	46	23	2	11	57

Примечание. Типы исходных осадочных пород: 1 — глины известковисто-песчанистые, 2 — глины песчанистые, 3 — глины песчаные, 4 — песчаники, 5 — песчаники глинистые, 6 — известняки и доломиты, 7 — мергели песчано-глинистые, 8 — железисто-кремнистые породы.

Таблица 6

## Средние химические составы разных типов исходных осадочных пород, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	50,49	61,12	60,62	76,58	65,05	4,88	27,42	60,36
TiO <sub>2</sub>	1,09	0,84	0,58	0,19	0,66	0,08	0,55	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,95	17,38	15,98	11,68	15,45	1,18	9,42	0,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,98	3,82	2,67	1,44	1,22	1,89	1,57	11,30
FeO	6,68	3,41	5,83	0,90	4,52	0,70	0,79	22,30
MnO	0,16	0,03	0,05	0,02	0,07	0,02	0,03	0,05
MgO	5,21	2,65	3,18	0,49	2,15	10,89	13,01	2,07
CaO	8,78	0,48	1,84	1,52	2,50	39,41	18,52	1,53
Na <sub>2</sub> O	1,86	0,56	2,17	3,10	3,68	0,25	0,63	0,17
K <sub>2</sub> O	0,96	3,70	3,26	2,55	2,67	0,27	1,78	0,03
C <sub>орг</sub>	0,78	0,99	1,43	0,17	0,51	0,25	3,47	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Na <sub>2</sub> O	8,6	29,2	7,4	3,8	4,2	4,7	14,9	5,8

Примечание. Приведены только главные компоненты; обозначения цифр 1—8 те же, что и в табл. 5.

кварц. В химическом составе (табл. 6) следует отметить преобладание натрия над калием, а также низкий индекс зрелости глин (8,57), определяемый по величине отношения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O (Pettijohn, 1957).

*Глины песчанистые* при метаморфизме трансформированы в высокоглиноземистые и графит-биотитовые гнейсы. Исходный минеральный состав пород кварц-гидрослюдистый. По химическому составу они существенно отличаются от предыдущих значительно более высоким индексом зрелости (29,3) и обратным соотношением щелочей.

*Глины песчаные* превращены в биотит-гранатовые, биотит-силлиманит-гранатовые и биотит-гранат-графитовые гнейсы. В глинистой фракции их присутствуют только гидрослюда и каолинит, а в обломочной преобладают полевые шпаты. Карбонатные минералы (доломит и магнезит) в сумме составляют около 3%.

*Песчаники* в зависимости от своего минерального состава трансформируются в полевошпатовые кварциты и биотитовые гнейсы. Выделяется два типа песчаников: полевошпатово-кварцевые и аркозовые. Полевошпатово-кварцевые песчаники (аналоги полевошпатовых кварцитов) отличаются полным отсутствием глинистой и карбонатной фракций. Обломочная составляющая этих пород состоит из кварца и небольшого (10—15%) количества полевых шпатов. Аркозовые песчаники содержат в обломочной фракции примерно равные количества кварца и полевых

шпатов. В разрезе центральноприазовской серии они явно доминируют.

*Песчаники глинистые* в результате метаморфизма дают четыре типа метаморфических пород: биотитовые гнейсы, силлиманитсодержащие гнейсы, кварцитогнейсы и различные графитсодержащие гнейсы. Как видно из табл. 5, глинистая фракция этих пород монтмориллонит-гидрослюдистого состава. Ее содержание варьирует в пределах 6—30%, составляя в среднем 18%. В обломочной фракции доминируют полевые шпаты, а среди них — плагиоклаз. Следовательно, рассматриваемая группа пород представляла собой слабодифференцированные осадки.

*Железисто-кремнистые породы* — довольно своеобразная группа. При региональном метаморфизме они трансформируются в железистые кварциты, иногда с пироксеном и амфиболом. Весьма показательно, что ни в одном из образцов этих пород не обнаружены терригенные акцессорные минералы, что позволяет отнести их к хемогенно-осадочным образованиям. В минеральном составе железисто-кремнистых пород, как и следовало ожидать, доминировали кремнезем и гидроокислы железа (в сумме составляют 90%). Оставшиеся 10% приходятся на карбонаты и глинистые минералы. Отсутствие в железисто-кремнистых породах явно обломочных минералов (полевых шпатов) и весьма низкие содержания  $TiO_2$  (0,16, см. табл. 6) подтверждают их хемогенно-осадочный генезис.

*Карбонатные породы* (известняки, доломиты и песчано-глинистые мергели). Известняки и доломиты в процессе регионального метаморфизма превратились в кальцитовые, доломитовые и смешанного состава мраморы. По химическому и минеральному составам эта группа пород, как и предыдущая, однообразна и представлена в основном доломитом и кальцитом, содержащимися примерно в равных количествах.

Песчано-глинистые мергели — доминирующая разновидность карбонатов. При метаморфизме они превращаются в кальцифиры. Состав глинистой фракции каолинит-гидрослюдистый. В карбонатной составляющей преобладает доломит, обломочная фракция представлена полевыми шпатами и кварцем.

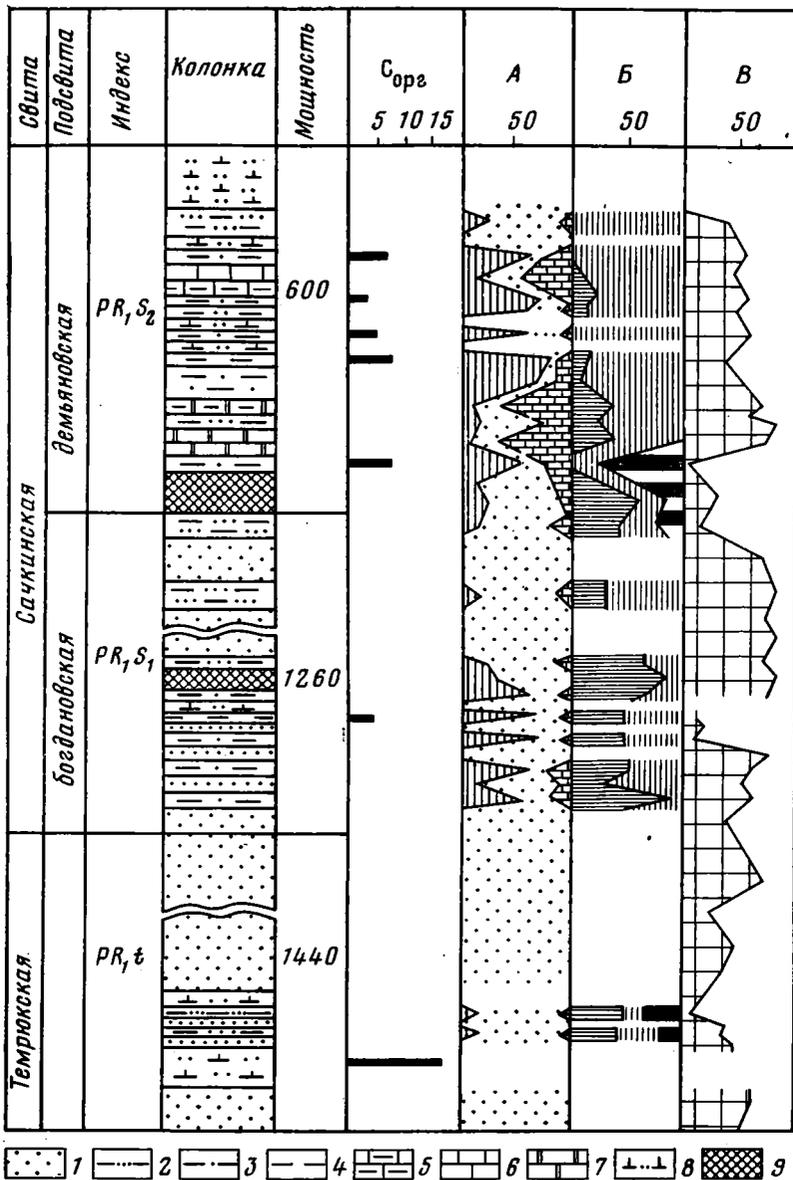
Подводя итог характеристике исходного минерального состава первично-осадочных пород, необходимо отметить два основных момента.

1. Среди исходных пород изученных параметаморфических образований отсутствует какие-либо экзотические разности, не известные в отложениях более поздних геологических эпох. Это лишний раз подтверждает известное положение, высказанное А. В. Сидоренко, о том, что даже раннедокембрийские процессы отличаются от фанерозойских так же, «как и отдельные более ранние и более поздние этапы единого эволюционного процесса развития Земли» (Сидоренко, 1967, стр. 12).

2. Графитсодержащие породы имеют аналоги среди различных по составу осадочных пород. Но предпочтение в этом плане следует отдать первично-глинистым породам, которые практически всегда содержат графит и притом в повышенных количествах (до 30%).

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОССТАНОВЛЕННОГО РАЗРЕЗА

Анализ строения восстановленного разреза центральноприазовской серии (фиг. 3) позволяет выделить в нем два мегацикла: первый, соответствующий темрюкской свите и нижней половине богдановской подсвиты, и второй, адекватный верхней половине богдановской подсвиты и демьяновской подсвите. В целом же разрез представлен преимущественно песчаниковым комплексом. Кроме песчаников в нем присутствуют глины, карбонатные, железисто-кремнистые и вулканогенно-осадочные породы (туфы и туффиты), которые хотя и составляют значительно меньший объем разреза, однако придают ему особые черты строения, позволяющие назвать его флишоидным.



Фиг. 3. Восстановленный разрез углеродистой формации Приазовского блока

1 — песчаники; 2 — глинистые песчаники; 3 — песчаные глины; 4 — глины; 5 — мергели; 6 — известняки; 7 — доломиты; 8 — вулканогенно-осадочные породы с пирокластическим материалом основного состава; 9 — железисто-кремнистые породы. А — соотношение глинистой (вертикальная штриховка), песчаной (точки) и карбонатной фракций в породах; Б — соотношение гидрослюда (горизонтальная штриховка), монтмориллонита (вертикальная штриховка) и каолинита (жирные линии) в глинистой фракции пород; В — соотношение полевых шпатов (поле в клетку) и кварца (поле без штриховки) в песчаной фракции

В первом мегацикле мощностью около 1800 м выделяются две части: нижняя и верхняя. Нижняя часть в основном песчаниковая (песчаники составляют до 90% объема), лишь на отдельных участках с прослоями вулканогенно-осадочных пород и глин. Для нее характерен существенно полевошпатовый состав обломков в породах, весьма неотчетливая рит-

мичность, заключающаяся в появлении в некоторых слоистых пачках прослоев вулканогенно-осадочных пород и глин между горизонтами песчаников. Верхняя часть мегацикла представлена толщей ритмичного переслаивания песчаников и глин; мощность ее около 400 м. Ритмы, как правило, крупные двухкомпонентные, из которых первый элемент ритма — песчаник, второй глина. Однако иногда между песчаником и глиной вклинивается порода промежуточного состава, песчаная глина или глинистый песчаник. При этом возникают трехкомпонентные ритмы. В кровле мегацикла характер ритмичности изменяется. Здесь чередуются пакеты мелких ритмов, представленных тонким переслоем железисто-кремнистых осадков и глин с крупными ритмами мощностью до 20—40 м. Такое сочетание крупных ритмов и пакетов мелких ритмов создает впечатление полиритмичности. В целом верхней части первого мегацикла свойственна ритмичность прогрессивного типа.

Второй мегацикл сменяет первый в нормальной стратиграфической последовательности; мощность его составляет около 1500 м. Здесь также выделяются нижняя и верхняя части, которые различаются более отчетливо, чем в первом мегацикле. Нижняя половина мегацикла мощностью 800—900 м сложена кварц-полевошпатовыми песчаниками, содержащими редкие маломощные прослои песчаных глин. Верхняя половина его отличается от нижней большим содержанием глин, а также появлением в заметных количествах (20—30%) карбонатных пород. Основной части разреза верхней половины мегацикла свойственна четкая флишевая двухкомпонентная ритмичность, представленная чередованием глины (первый компонент ритма) и песчано-глинистого мергеля (второй компонент ритма). Мощность ритмов в основании ритмичной толщи обычно 40—60 см, вверх по разрезу последовательно возрастает до 3—5 м и более за счет увеличения мощности карбонатных пород. Границы между ритмами, как правило, резкие, а внутри его — резкие и постепенные. Это свидетельствует о том, что смена обстановки мелководного осадконакопления более глубоководной происходила сравнительно быстро, т. е. скорости трансгрессий были выше оптимальных для формирования трансгрессивного ряда осадков. Поэтому ритмы глинисто-карбонатных отложений в большинстве своем регрессивные (Чалышев, Сорвачев, 1977).

Таким образом, для основной части разреза центральноприазовской серии характерно двучленное циклическое строение. В основании мегациклов залегают сравнительно однородные (возможно, с зачаточной крупной ритмичностью) песчаниковые толщи. Верхние половины мегациклов ритмично-слоистые. Причем ритмичность во втором мегацикле регрессивная, выражена лучше, чем в первом. Мощность ритмично-слоистых пачек закономерно увеличивается вверх по разрезу, а однородных — убывает. К ритмично-слоистым пачкам приурочены все породы с повышенным содержанием  $S_{org}$  (см. фиг. 3). Они в большинстве случаев тесно ассоциируют с вулканогенно-осадочными образованиями. Важной особенностью разреза является также постепенное увеличение снизу вверх доли карбонатного материала в породах вплоть до появления чистых известковых доломитов. В целом характер рассматриваемого разреза — трансгрессивно-регрессивный.

#### **РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ТОЛЩ**

Формирование отложений центральноприазовской серии началось с накопления мощной толщи кварц-полевошпатовых песчаников темрюкской свиты, для которых характерна плохая сортировка, отсутствие или незначительное содержание глинистой фракции, отсутствие градацион-

ной слоистости, однородное строение мощных пластов и резкие контакты с пластами пелитоморфных осадков. Все эти признаки отличают рассматриваемые пески как от типично мелководных, где частицы перемещаются волнами и придонными течениями, так и от глубоководных, переносимых турбидными потоками. Подобные осадки хорошо известны среди фанерозойских отложений и описаны многими авторами, в частности И. В. Хворовой и А. А. Гавриловым (1969) в яшмово-терригенном комплексе ордовика Северного Казахстана. По мнению авторов, изученные ими породы больше всего напоминают отложения песчаных потоков (флюксотурбидиты), каждый из которых создавал массивный клиновидный пласт. Мощная песчаная пачка, вероятно, образована несколькими пластами, границы между которыми неразличимы вследствие однородности материала. Предпосылкой для возникновения потоков, как полагают И. В. Хворова и А. А. Гаврилов, служило быстрое накопление песка в периферической полосе моря, особенно у нижней границы зоны взмучивания, что создавало относительно крутой склон поверхности осадка. При этом достаточно было сильного волнения или напыльва новых порций материала, чтобы началось оползание песчаной массы.

Распределение осадков в темрюкском бассейне контролировалось в первую очередь рельефом дна. Обширные песчаные валы представляли собой крупные отмели, где движения воды сортировали обломки по их размерам. Волны и течения перемывали и переотлагали обломочный материал, вымывая алевритовые и пелитовые частицы, которые садились в более глубоких участках. Учитывая бескарбонатность рассматриваемых отложений, можно полагать, что они формировались ниже критической глубины карбонатонакопления, которая в раннем докембрии в условиях повышенного парциального давления  $\text{CO}_2$  в атмосфере соответствовала нижней границе активного фотосинтеза, т. е. примерно 50 м (Закруткин, 1978). Однако глубины накопления этих осадков редко выходили за пределы базиса действия волн, т. е. за пределы 100—150 м.

Сачкинская свита представлена разнообразными песчаниками, песчано-глинистыми, железисто-кремнистыми и карбонатными отложениями, которые находятся в ритмичном чередовании. Характерной чертой сачкинского времени можно считать накопление карбонатных и железисто-кремнистых осадков, обусловивших образование Мангушского месторождения железистых кварцитов в южной части Мангушского синклиория. Особенности минерального и химического состава руд, наличие пирокластических и эффузивных разностей среди отложений, включающих рудные тела, позволяют предполагать вулканогенно-осадочный генезис железистых кварцитов (Жуков, 1971).

Особенности распределения пород, слагающих свиту, их состав, характер и взаимоотношения показывают, что в сачкинское время на территории Центрального Приазовья существовал морской бассейн, в котором происходило накопление флишоидных толщ. На юге он был, по-видимому, ограничен серией подводных архипелагов, часть из которых была представлена цепями вулканов, поставивших в бассейн кроме эффузивного и пирокластического материала соединения железа и кремния, совместное осаждение которых привело к образованию железисто-кремнистых осадков. Рельеф дна бассейна был пологим и слабо расчлененным, на что указывает отсутствие в отложениях свиты оползневых брекчий и других текстур, образующихся в условиях крутых подводных склонов. Хорошим критерием мелководности сачкинского бассейна являются широко распространенные здесь карбонатные отложения. Последние, как отмечалось, накапливались на глубине не более 50 м. Следовательно, глубины даже в центральной части сачкинского бассейна (учитывая пологий рельеф его дна) вряд ли превышали несколько десятков метров. О гидрохимическом режиме бассейна можно судить по хемогенному накоплению соединений железа и кремния, каль-

ция и магнезия, для осаждения которых, как известно (Краускопф, 1963; Страхов, 1965) благоприятны слабощелочные условия.

Таким образом, на территории Центрального Приазовья на протяжении длительного периода существовал морской бассейн, глубина и, по-видимому, площадь акватории которого последовательно сокращались во времени, что со всей очевидностью указывает на общую регрессивную направленность осадконакопления.

Формирование толщи осадков центральноприазовской серии сопровождалось периодическим поступлением обломочного вулканического материала, при захоронении которого образовались сравнительно мощные пачки вулканогенно-осадочных пород. К ним, как отмечалось, приурочена большая часть осадков, изначально обогащенных органическим веществом. Однако частая ассоциация углеродистого органического вещества с вулканическими продуктами отнюдь не свидетельствуют об эндогенном характере углерода, как полагают некоторые исследователи. С нашей точки зрения вулканизм, как один из мощных источников выносомой на поверхность углекислоты и других биофильных компонентов, стимулировал биопродуктивность водоемов, что в конечном счете выразилось в накоплении осадков, обогащенных органическим веществом. С другой стороны, спазматическое поступление большого количества рыхлого пирокластического материала содействовало быстрому захоронению органического вещества и, следовательно, его лучшей сохранности.

Большая редкость в составе темрюкской и сачкинской свит монаминальных кварцевых песчаников, низкая степень зрелости вообще всех осадков, выражающаяся в широком развитии неустойчивых минералов в обломочной фракции (полевые шпаты) и в существенно монтмориллонит-гидрослюдистом характере глинистой фракции, а также в соответствующей их химической характеристике (низкие величины отношения  $Al_2O_3/Na_2O$ ), свидетельствуют о значительной расчлененности рельефа в областях сноса, об угнетенном здесь режиме химического выветривания, быстрых темпах денудации, переноса и захоронения терригенного материала. Такие условия наряду с регрессивным характером осадконакопления, как известно, типичны для поздней стадии развития подвижных участков земной коры, скорее всего миогеосинклинальных, судя по слабой выраженности сопряженного с осадконакоплением вулканизма. Миогеосинклинальная раннеорогенная природа рассматриваемых отложений подтверждается и минеральным составом песчаников, который остается в основном аркозовым или близким к нему на протяжении всего времени накопления осадков темрюкской и сачкинской свит (см. фиг. 3), что свидетельствует об отсутствии продуктов вулканизма в областях сноса. Эта точка зрения подтверждается и монтмориллонит-гидрослюдистым с небольшой примесью каолинита составом глинистой фракции. Все указанные признаки характеризуют источники питания как геологические провинции, сложенные преимущественно кислыми магматическими и осадочными породами, образующими земную кору сложного строения, но близкую к так называемому континентальному типу.

Проведенная в предыдущих разделах реконструкция первичной природы метаморфических пород, их исходного минерального состава и условий седиментации позволяет вплотную подойти к определению формационной принадлежности углеродсодержащих толщ. В соответствии с классификацией осадочных формаций, предложенной Н. М. Страховым (1960), охарактеризованные отложения ближе всего напоминают морские (внутриконтинентально-морские), молассовые (нижнемолассовые) формации фанерозоя. Их объединяет много общих черт, в частности большие мощности, измеряемые тысячами метров, тектонически обусловленная цикличность строения, крупно-среднепластовый в соче-

тании с мелкопластовым характером пластования, пестрый состав формациеобразующих пород при определяющей роли обломочных (псаммитовых), общая регрессивная направленность осадконакопления. Важная особенность этих формаций — широкая распространенность высокоуглеродистых отложений, с которыми в докембрии связаны крупнейшие месторождения графита и шунгита (Украинский щит, Карелия), а в фанерозое — богатейшие залежи угля, нефти и горючих сланцев.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бабков Ю. Б.* Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита.— Геол. ж., 1970, № 4.
- Болтыров В. Б., Паняк С. Г.* Явнокристаллический графит метаморфических комплексов Южного и Среднего Урала.— Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1974, вып. 108.
- Великославинский Д. А., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А.* Проблемы металлогении докембрия.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970.
- Головенко В. К.* Высокоглиноземистые формации докембрия. Л., «Наука», 1977.
- Горбачев О. В.* Геохимические особенности метаморфизованных карбонатно-глинистых пород в связи с условиями их седиментации (на примере параамфиболитов).— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4. М., «Недра», 1975.
- Добрецов Н. Л., Лапезин Г. Г., Соболев В. С. и др.* Принципы составления обзорных карт метаморфизма.— В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Тр. Всесоюзного симпозиума, т. 1. Новосибирск, 1972.
- Жуков Г. В.* Стратиграфия метаморфического комплекса Приазовского кристаллического массива.— Геол. ж., 1971, № 1.
- Закруткин В. В., Закруткин В. Е.* Графический метод определения исходного состава параметаморфитов.— В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977.
- Закруткин В. Е.* О роли живого вещества в формировании древнейших карбонатных пород.— В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов-на-Дону, 1978.
- Ивантишин М. Н., Куц В. П.* Геологические формации Приазовья.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Каныгин Л. И.* К вопросу о формационной принадлежности Мариупольского железорудного месторождения.— Геол. ж., 1973, № 2.
- Карбонатные породы Украинского щита.* Киев, «Наукова думка», 1975.
- Краускопф К. Б.* Геохимия кремнезема в среде осадконакопления.— В кн.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963.
- Крашенинников Г. Ф.* Некоторые вопросы современной методики палеогеографических исследований.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 6.
- Лазько Е. М.* Формационный анализ и его роль в изучении высокометаморфизованных толщ раннего докембрия.— В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Лавриненко Л. Ф., Лулева О. И., Полуновский Р. М.* Метаморфизованные обломочные породы в разрезах оспенковской свиты Приазовского кристаллического массива.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973.
- Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
- Половинкина Ю. Ир.* Существуют ли метаморфические формации?— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970.
- Полуновский Р. М.* Характеристика разрезов гнейсовой серии Центрального Приазовья и вопросы ее стратификации.— Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 6.
- Полуновский Р. М., Белевцева А. И.* Некоторые вопросы литологического изучения метаморфической толщи Центрального Приазовья.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 3. М., «Недра», 1971.
- Полуновский Р. М., Каныгин Л. И.* Первичная природа и условия накопления осадочно-метаморфической толщи Приазовья.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4. М., «Недра», 1975.
- Предовский А. А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970.
- Розен О. М.* Пересчет химических анализов седиментогенных кристаллических сланцев на компоненты осадочной породы.— Сов. геология, 1970, № 3.
- Сидоренко А. В.* Некоторые вопросы изучения докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., «Недра», 1967.
- Сидоренко А. В.* Очередные проблемы литологического изучения докембрия.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. 1. М., «Наука», 1970.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М. и др.* Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., «Наука», 1972.

- Солоненко В. П.* Геология месторождений графита Восточной Сибири и Дальнего Востока. М., Госгеолтехиздат, 1951.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М.* Типы накопления марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцевородного процесса.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 4.
- Тимофеев П. П.* Основные проблемы современной литологии.— В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М., 1979.
- Усенко И. С., Есипчук К. Е., Цуканов В. А.* Стратиграфия докембрийского гнейсово-мигматитового комплекса Приазовья.— Геол. ж., 1971, № 2.
- Хворова И. В., Гаврилов А. А.* Яшмово-терригенный комплекс ордовика Ишимской Луки и условия образования кремнистых осадков.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4.
- Херасков Н. П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 91, 1963.
- Хильтова В. Я., Савельев А. А.* Критерии расчленения орто- и парапород.— В кн.: Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Л., «Недра», 1972.
- Хорева Б. Я.* Принципы выделения и классификации метаморфических и плутоно-метаморфических формаций.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176.
- Чальшев В. И., Сорвачев Н. С.* Ритмичность карбонатных отложений. Л., «Наука», 1977.
- Niggli P.* Die Magmentypen.— Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitt., 1936, Bd 16, H. 2.
- Pettijohn F. J.* Sedimentary Rocks. New York, 1957.
- Schaw D. M., Kudo A. M.* A test of the discriminant function in the amphibolite problem.— Miner. Mag., 1965, v. 34.
- Simonen A.* Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic early archean supra-crustal rocks in South-Western Finland.— Bull. Comm. Geol. Finl., 1953, v. 160.

Ростовский госуниверситет  
Ростов-на-Дону

Дата поступления  
24.XII.1979

---

УДК 552.14 : 551.791 (470.2)

**О ПРИРОДЕ ДИСЛОКАЦИЙ  
В ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРА**

**И. Д. ДАНИЛОВ**

Рассматриваются преимущественно крупные дислокации, обычно принимаемые за результат воздействия плейстоценовых покровных ледников — гляциодислокации. На примере районов Севера Западной Сибири показана связь складчатых дислокаций с процессами, происходящими в донных грунтах в период их накопления, а также с криогенным преобразованием осадков при их промерзании.

Настоящая статья посвящена проблеме происхождения достаточно крупных пластических (в основном складчатых) нарушений в условиях залегания плейстоценовых отложений, слагающих равнины Севера. Системы этих нарушений измеряются десятками, сотнями метров, реже километрами по протяженности и многими, а иногда десятками и даже сотнями метров по вертикали.

Одним из районов наиболее широкого развития дислокаций рассматриваемого типа является Север Западной Сибири. Слагающие приморские равнины Карского моря водные, преимущественно слоистые осадки смяты в разнообразные по форме и размерам складки и образуют структуры внедрения одних пород в другие.

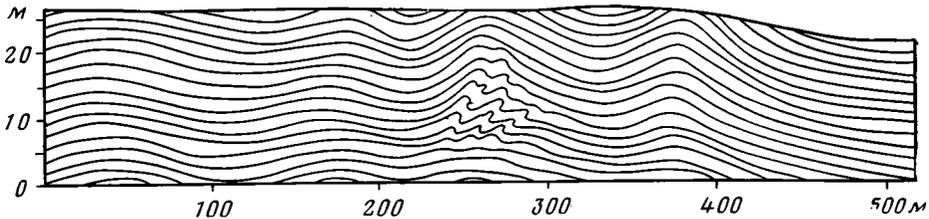
Небольшие по размерам дислокации, измеряемые метрами по протяженности и сантиметрами по вертикали, обычно связываются с процессами криогенного преобразования грунтов, главным образом с так называемыми криотурбациями деятельного слоя. Возникновение крупных дислокаций, как правило, приписывается динамическому или статическому воздействию предполагаемых плейстоценовых ледниковых покровов (Троицкий, 1975; Каплянская, Тарноградский, 1974; Астахов, 1977, и др.).

Предлагается несколько возможных схем образования дислокаций ледником. В одних случаях считается, что дислокации являются отражением текстуры мореносодержащего глетчерного льда и возникли во время его движения по надвигам и сколам. Из этого предположения вытекает, что дислоцированные осадки различного состава и генезиса являются по существу донной мореной бывшего ледника: чешуйчатая, надвиговая морена и т. д. по аналогии со строением мореносодержащего льда современных ледников (Лаврушин, 1976). Возникновение дислокаций связывается также с динамическим воздействием ледника на подстилавшие его породы — гляциодинамические структуры. Наконец, существуют представления, что дислокации могут возникать в подстилающих ледники рыхлых породах под действием мощной и неравномерной нагрузки льда на его ложе — гляциостатические дислокации.

Иные возможные причины возникновения дислокаций в водных бассейновых осадках в процессе их накопления или последующего диаге-

негического, в том числе и криогенного, преобразования (Данилов, 1973) обычно даже не рассматриваются.

Анализ морфологии и строения крупных дислокаций, широко распространенных на севере Западной Сибири и в Печорской низменности, показывает, что их происхождение отнюдь не однозначно можно связывать с предполагаемым воздействием былых покровных ледников. Природа дислокаций различна и в большинстве случаев объяснима с позиций процессов, происходящих в осадках при накоплении и последующем диагенетическом, включая и криодиагенетическое, их преобразовании.



Фиг. 1. Складчатые дислокации ленточно-слоистых алевритов в обрывах Марре-Сале на западном побережье Ямала

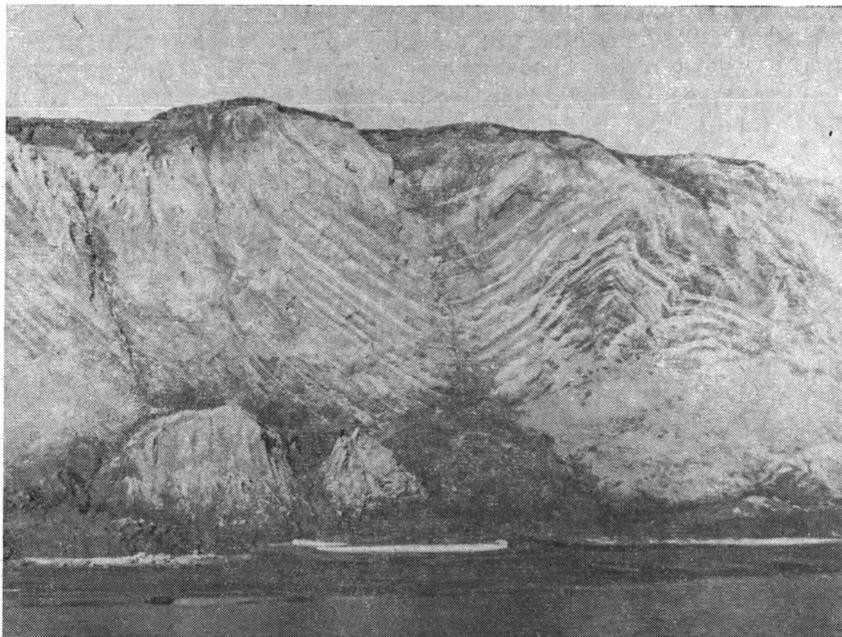
Иными словами, крупные дислокации плейстоценовых пород могут иметь литогенную или криогенную природу.

Рассматриваемая проблема представляет интерес не только при решении спорных вопросов четвертичной геологии, она имеет важное значение с позиций выяснения возможных причин складкообразования в осадочных породах в целом. Обратимся к конкретному геологическому материалу.

Одним из наиболее ярких и впечатляющих районов развития крупных складчатых деформаций является западное побережье Ямала в районе обрывов Марре-Сале (на выходе Байдарацкой губы в Карское море, близ  $70^\circ$  с. ш.). Обрывы почти отвесные, хорошо обнажены, имеют высоту 20—30 м и сложены горизонтально- и ленточно-слоистыми алевритами, дислокации в которых прекрасно видны (фиг. 1). Они представляют собой в целом пологие складки субширотного простирания длиной 100—200, иногда до 300 м. Крутизна складок на крыльях обычно от 5—10 до 15—20° и увеличивается нередко до 30—35°. В отдельных случаях степень дислоцированности пород возрастает и между крупными относительно крутыми синклиналильными складками располагаются антиклиналильные структуры типа диапировых внедрений (фиг. 2).

Дислоцированные слоистые алевриты слагают обрывы целиком сверху донизу, имея выдержанный литологический облик. В них присутствуют немногочисленные остатки микрофауны фораминифер, свидетельствующие о накоплении осадков в опресненном водоеме морского типа или осолоненном лагунно-эстуарном водоеме, связанном с морем. В горизонтальном направлении на расстоянии в несколько километров степень дислоцированности толщи алевритов неоднократно меняется, они фациально замещаются недислоцированными косослоистыми песками с линзами намытого торфа и остатками окатанной древесины — вероятно, дельтовые фации реки, впадавшей в водоем, где накапливались слоистые алевриты. Степень дислоцированности алевритов меняется не только на площади, но и по разрезу.

Поскольку водный генезис горизонтально- и ленточно-слоистых алевритов с остатками морской фауны очевиден, а накопление их происходило скорее всего в мелководном полуотчлененном от моря водоеме, образование дислокаций с гляциогенной точки зрения связывается с неравномерным давлением предполагаемого ледника на его ложе, они



Фиг. 2. Крутая синклиальная складка в ленточно-слоистых алевролитах с диопириковым внедрением на одном из крыльев. Обрывы Марре-Сале, западное побережье Ямала

считаются складками продольного сжатия (Троицкий, 1975). Не исключается также гляциодинамическая природа дислокаций.

Однако с гляциогенных позиций не получает сколько-нибудь убедительного толкования прежде всего факт неравномерной дислоцированности однообразной по составу и выдержанной толщи алевролитов как на площади (т. е. в пространстве), так и в разрезе (т. е. во времени).

Расстояние между участками с различной степенью дислоцированности пород и совсем не дислоцированными измеряются десятками, сотнями метров, первыми километрами. Они слишком малы, чтобы можно было объяснить различную степень дислоцированности пород неравномерным воздействием веса ледника на его ложе. Предполагается (Троицкий, 1975, и др.), что под колоссальной нагрузкой 2—3-километрового ледникового покрова рыхлые пластичные породы ложа должны выжиматься в горизонтальном направлении в ту сторону, где эта нагрузка уменьшается, т. е. к краевой зоне ледника, близ которой градиенты давления резко возрастают.

Таким образом, гляциогенная гипотеза рисует картину выжимания в горизонтальном направлении пластичных пород ложа ледника от его центра к периферии, т. е. речь идет о многих сотнях, если не тысячах километров. В обрывах Марре-Сале можно наблюдать, как дислоцированные породы сменяются в горизонтальном направлении недислоцированными на расстояние всего в несколько десятков метров.

Ледниковая гипотеза (как гляциостатическая, так и гляциодинамическая ее разновидность) совсем не в состоянии объяснить различную степень дислоцированности единой толщи алевролитов во времени. На примере некоторых синклинальных складок хорошо видно, как вверх по разрезу происходит постепенное выполаживание слоев и они приобретают почти горизонтальные условия залегания. Иными словами, отрицательные структуры выполняются теми же осадками, которые слагают сами структуры. Подобные соотношения в условиях залегания слоев

могли иметь место лишь в том случае, если дислокации периодически возникали в процессе накопления толщи ленточно-слоистых алевритов, а не после его завершения эпигенетическим путем под давлением льда сверху или под его динамическим воздействием, как это предполагает ледниковая гипотеза.

На поверхности, сложенной дислоцированными слоистыми алевритами, имеются пониженные зоны. Деформированные слои погружаются в их направлении, постепенно выходящаясь, а выше по разрезу происходит выполнение понижений горизонтально залегающими осадками (см. фиг. 1, правую часть), идентичными по литологическому облику дислоцированным. Совершенно очевидно, что захоронение более дислоцированных осадков менее дислоцированными, а тем более горизонтально залегающими, при их тождественности могло происходить только в условиях дна водного бассейна в процессе седиментации.

В достаточно крутых синклиналильных и антиклиналильных складках отчетливо прослеживается увеличение мощности слоев в вершинах антиклиналей и мульдах синклиналилей, достигающее по сравнению с крыльями складок величины 150—200%. Этот факт свидетельствует, что деформации слоев происходили в еще слабо уплотненном вязком грунте, способном к течению. В процессе деформирования осадки отжимались по слоям вниз к центру синклиналильных понижений или выжимались вверх в диапироподобных структурах. Если бы деформирование осуществлял гипотетический древний ледник, изгибанию подверглись уже уплотненные и обезвоженные (к тому же скорее всего мерзлые) породы, поэтому мощность прослоев не могла меняться на отдельных элементах складчатых структур, складки были бы конформные.

Дислоцированные слоистые алевриты слагают ровные плоские террасовидные уровни, поверхность которых срезает складчатые структуры (см. фиг. 1, 2). Они не перекрыты никакими иными типами отложений, в том числе и ледниковыми. Нет и следов размыва ледниковых отложений — скоплений грубообломочного материала: гальки, щебня или валунов. Предполагаемый ледниковый покров не оставил после себя никаких отложений и не создал никаких форм рельефа поверх кровли дислоцированных пород. Гипотеза о последнем ледниковом покрове на Ямале строится главным образом на факте существования приповерхностных дислоцированных пород, а их дислоцированность объясняется в свою очередь деятельностью ледника.

Полуостров Ямал представляет собой в целом выступ в рельефе, с трех сторон окруженный ложбинами Байдарацкой, Обской губ и котловиной Карского моря. В палеогеографических реконструкциях древних ледниковых покровов (Астахов, 1977, и др.) он попадает в их центр, где осуществляется обычно основная экзарационная работа льда. В этом случае вызывает удивление, что ледник только давил на породы ложа, а не содрал их вообще или по крайней мере частично, ибо представлены они слабо уплотненными рыхлыми алевритами, рыхлыми песками. Если предполагаемый ледник осуществил хотя бы частичную экзарацию рыхлых дислоцированных пород, сложенный ими рельеф не мог представлять собой ровные, почти идеально плоские террасовидные уровни.

Комплекс разнообразных геолого-геоморфологических данных показывает, что как бы ни было велико стремление некоторых исследователей объяснить дислоцированность рассмотренных плейстоценовых отложений воздействием бывшего ледникового покрова, оно неприемлемо по многим причинам. Собственно предположение о ледниковой природе дислокаций никак не аргументируется, оно постулируется исходя из другого предположения — о существовании после отложения слоистых алевритов огромного ледникового покрова.

Однако и сама концепция о возникновении ледникового покрова после накопления горизонтально- и ленточно-слоистых алевритов являет-

ся неприемлемой, о чем убедительно свидетельствуют результаты радиоуглеродного датирования позднеплейстоценово-голоценовых отложений севера Западной Сибири.

Согласно данным В. А. Зубакова, на западном побережье Ямала названная им третьей терраса, сложенная горизонтально-слоистыми алевритами, имеет два уровня абсолютной высотой 30—35 и 25—28 м. В погребенном торфянике в верхней части разреза нижнего уровня в устье р. Табъяха (обрывы Марре-Сале, 70° с. ш.) залегают стволы берез с берестой диаметром 7—9 см. Абсолютный возраст древесины берез, определенный по  $C^{14}$ , оказался равным  $16\,500 \pm 150$  лет (ЛГ-13). Таким образом, погребенный торфяник достаточно надежно фиксирует время окончания формирования ленточно- и горизонтально-слоистых (по В. А. Зубакову) алевритов. Поскольку сейчас граница лесотундры находится примерно на 100 км южнее, следует предположить, что во время окончания накопления алевритов и зарастания бассейна седиментации (16,5 тыс. лет назад) климатические условия были более благоприятными для произрастания древесной растительности, чем современные. Близ пос. Марре-Сале известна еще одна радиоуглеродная датировка абсолютного возраста торфяника —  $15\,500 \pm 180$  лет (ЛГ-76). Спорово-пыльцевые спектры торфа также свидетельствуют о существенном продвижении древесной растительности в это время на север (Бадинова и др., 1976). На прибрежных равнинах Карского моря имеются многочисленные более молодые датировки абсолютного возраста органогенного материала, они без перерыва охватывают интервал от 15—12 тыс. лет назад до настоящего времени.

Результаты радиоуглеродного датирования возраста позднеплейстоценовых и голоценовых отложений показывают, что после завершения накопления толщи горизонтально- и ленточно-слоистых алевритов на Ямале (15—16 тыс. лет назад) не было интервала времени, в который на крайнем севере Западно-Сибирской низменности не произрастала бы растительность и в который можно было бы предположить развитие здесь покровного оледенения. В этой связи еще раз отметим, что поверх дислоцированных пород на Ямале не залегают никакие иные толщи более молодых отложений, нет и ледниковых форм рельефа на абсолютно ровной и плоской поверхности, срезающей дислоцированные слои.

Достаточно представительные результаты радиоуглеродного анализа органогенных остатков автохтонных торфяников и древесины из них являются объективными данными, не зависящими от той или иной точки зрения исследователя. Они однозначно решают вопрос о том, что после накопления дислоцированных слоистых алевритов западного побережья Ямала на прибрежных равнинах Карского моря не могло существовать и не существовало покровное оледенение. Отсюда следует вывод, что оно не может рассматриваться и как возможная причина дислокаций.

Возвращаясь к проблеме выяснения условий и способа образования складчатых дислокаций в слоистых алевритах обрывов Марре-Сале, следует подчеркнуть, что определяющим обстоятельством в этом отношении является различная степень деформированности осадков на ограниченных по размерам площадях и особенно разрезу. Этот факт показывает, что деформации слоев неоднократно возникали именно в процессе накопления водных бассейновых слоистых алевритов, т. е. они сингенетичны дислоцированным осадкам, а не эпигенетичны по отношению к ним.

Все вышеизложенное позволяет сделать вывод, что рассмотренные дислокации образовались на дне бассейна седиментации во влагонасыщенных неуплотненных илах и связаны, вероятно, с пльвунными свойствами грунтов алевритового состава, находившихся к моменту их оплыwania в скрытотекущем состоянии. Вполне возможно, что стимулятором возникновения дислокаций во влагонасыщенных донных илах являлись.

тектонические факторы: рост локальных тектонических структур, движения по зонам разрывных нарушений, сейсмические колебания. Крайний север Западной Сибири, и в частности Ямал, является зоной достаточно активного проявления тектонических движений в новейшее время. Здесь прослеживаются четко выраженные линейные элементы, околнуривающие, например, акваторию современной Байдарской губы. К ним относятся в том числе спрятанные участки западного побережья Ямала.

Исследования современных донных осадков шельфа показывают, что оползневые структуры в них — явление весьма распространенное. В качестве примера можно сослаться на наблюдения в заливе Аляска близ ледника Маласпина (Carlson, 1978). Оползневые структуры наблюдались здесь на площади свыше 1000 км<sup>2</sup> при средних уклонах дна менее 0,5° на глубинах от 70 до 150 м. Протяженность оползневых структур достигала 0,5 км, перепад рельефа 2—5 м, грунты, слагающие их, представлены неуплотненными плохо сортированными глинистыми алевритами. Мощность слоя с оползневыми структурами составляет 35—50 м и охватывает отложения голоцена.

Не исключено, что возникновение дислокаций в плейстоценовых отложениях Ямала частично связано с процессами конвективной неустойчивости во влагонасыщенных песчано-алевритовых донных грунтах, подстилаемых обычно вязкими пластичными обогащенными органическим веществом глинами и глинистыми алевритами. Своеобразной разновидностью этих процессов является и глиняный диапиризм. Следует признать, что не все в механизме образования рассмотренных складчатых дислокаций выяснено, но бесспорным представляется главное — они являются седиментационными литогенными образованиями, а не наложенными гляциогенными.

Второй тип крупных складчатых дислокаций, распространенных в плейстоценовых отложениях Севера, имеет четкую взаимосвязь с процессами криогенного преобразования влагонасыщенных осадков при их промерзании. Дислокации этого типа изучены нами также на Ямале в его центральных районах в верхнем течении р. Юрибей. Здесь распространены наиболее высокие гипсометрические уровни рельефа полуострова с абсолютными отметками 50—70 м. Эти уровни имеют террасовидный характер, рельеф их ровный, почти плоский.

Приповерхностная часть разреза водораздельных террасовидных уровней до глубины порядка 20—30 м сложена преимущественно песками: горизонтально-, волнисто- и косослоистыми с прослоями растительного детрита, намывного торфа. В этих же песках обнаружены немногочисленные раковины фораминифер. Накопление вмещающих фаунистические и растительные остатки песков могло происходить в прибрежной зоне, частично в дельтовых условиях.

Вниз по разрезу пески постепенно через горизонтально-слоистые алевриты переходят в толщу преимущественно глинистых отложений (суглинки, глинистые алевриты), в которых наряду с включениями крупнообломочного материала (галька, щебень, мелкие валуны) встречаются раковины морских моллюсков и фораминифер. Глинистые осадки обогащены тонкорассеянным полуразложившимся органическим веществом, в мерзлом состоянии цвет их темно-сизый (почти черный), при оттаивании они издадут резкий запах сероводорода. Судя по литологическому облику и составу фаунистических остатков, глинистые илы накапливались в полутчленном прибрежно-морском водоеме типа лагуны или мелководного залива.

На контакте глинистых алевритов и песков обнаружены крупные тела подземного льда и ледо-грунтовой массы, внедряющиеся из глинистой толщи в песчаную (фиг. 3). Внедрения состоят в основном из сильно дислоцированной ледо-грунтовой составляющей (правая нижняя часть снимка, фиг. 3), а также из чистого массивного льда, участву-



Фиг. 3. Левая часть крупного внедрения сильно дислоцированной ледо-грунтовой массы (1) и находящегося на ее периферии тела монолитного чистого льда (2) в толщу слоистых прибрежно-морских пород песчано-алевритового состава (3). Центральная часть Ямала, верховья р. Юрибей.

ющего в общих дислокациях, но самого не дислоцированного и залегающего согласно напластованию пород.

Льдистые внедрения образуют ядра антиклинальных структур; вышележащие слои песков круто изгибаются ими в облакающие складки с углами на крыльях до  $35-45^\circ$  и с поперечным сечением до  $200-300$  м. Общая видимая мощность вовлеченных в дислокации толщ составляет  $30-40$  м, но они, без сомнения, залегают глубже, ниже вскрытой в обнажениях над урезом рек их части. Существует мнение, что дислоцированные насыщенные минеральным грунтом подземные льды пластовой и линзовидной форм на севере Западной Сибири представляют собой погребенные остатки бывших глетчерных ледников (Каплянская, Тарноградский, 1978; Астахов, 1977). Согласно этим представлениям, захоронение мореносодержащих льдов происходило в теле ледника донной мореной, сразу же после отступления его края переходившей в мерзлое состояние.

В рассматриваемом случае дислоцированные и насыщенные минеральными частицами льды перекрыты не мореной или сходной с ней литологической разновидностью пород, а слоистыми осадками несомненно водного происхождения: последовательно сменяющимися друг друга вверх по разрезу горизонтально-слоистыми алевритами, горизонтально- и волнисто-слоистыми мелкозернистыми песками, наконец, волнисто- и косослоистыми, мелко- и среднезернистыми песками. Все отмеченные:

литологические разности пород содержат раковины фораминифер. Остатки микрофауны образуют устойчивые экологически выдержанные комплексы. Следовательно, накопление вмещающих их песков и алевритов происходило в морском водоеме, судя по составу осадков, в его прибрежной зоне. Грунтовая составляющая дислоцированного льда представлена вязкими, обогащенными разлагающимся органическим веществом глинистыми алевритами с включениями щебня, гальки, мелких валунчиков, а также раковинами фораминифер.

В случае предположения о захоронении дислоцированных ледо-грунтовых тел следует признать, что такое захоронение должно было происходить в условиях дна морского водоема, но тогда были бы видны следы оплавления кровли захороненных пород, переход же их в вышележащие осадки постепенный (см. фиг. 3). Захоронение глыб льда в условиях дна морских водоемов вообще представляется большинству мерзловедов маловероятным с теплофизической точки зрения. Но даже если предположить это, в литологическом строении и взаимоотношениях пород и вмещаемого ими ледяного тела видны были бы признаки захоронения в водных условиях.

Морфология ледо-грунтовых тел и их контакты с перекрывающими осадками со всей очевидностью свидетельствуют о том, что образованные теми и другими антиклинальные структуры возникли именно в результате внедрения водно-грунтовой массы снизу. Процесс этот мог иметь место только при промерзании осадков сверху.

При захоронении глыб глетчерного льда на дне морского водоема перекрывающие осадки должны были иметь облегающую слоистость, постепенно выполаживающуюся вверх по разрезу. В действительности же перекрывающие льдистые образования слоистые пески и алевриты изгибаются в строго конформные складки равновеликой мощности как вблизи вершины антиклинальных структур, так и на их крыльях, вверх по разрезу выполаживания изогнутых слоев не происходит, крутизна их наклона является величиной постоянной. Углы наклона изогнутых слоев достигают  $45^\circ$  (см. фиг. 3) и намного превышают углы естественного откоса влагонасыщенных песков и алевритов на морском дне. Иными словами, осаждаясь из водной среды, влагонасыщенные осадки никак не могли бы удержаться на поверхности ледяного тела, наклоненной под углом в  $45^\circ$ . Отсюда следует вывод, что слои деформировались уже в консолидированном и скорее всего мерзлом состоянии.

Имеющиеся ссылки на то, что петрографические исследования дислоцированных льдов доказывают якобы их глетчерное происхождение (Каплянская, Тарноградский, 1974, 1978), весьма спорны. Петрографическое исследование льдов в шлифах свидетельствует лишь о том, что лед испытывал большие динамические напряжения, в результате чего кристаллы его действительно деформированы. Но это может быть связано как с движением ледника, так и с деформациями льда при неоднократных (повторных) инъекциях водно-грунтовых масс в ходе промерзания пород.

Ледяные внедрения не одиночны, а составляют группы из нескольких образований, расположенных вблизи друг от друга. Они приурочены закономерно к местам распространения круто дислоцированных плейстоценовых пород. Возможность водно-грунтовых инъекций в вышележащие породы песчаного состава была обусловлена, вероятно, способностью обогащенных разлагающимся органическим веществом иловато-глинистых осадков медленно терять влагу при диагенетическом уплотнении, сохранять ее в больших количествах даже после осушения дна водоема седиментации. Кроме того, ниже по разрезу относительно глубоководные глинистые осадки обычно подстилаются более мелководными песчаными, являвшимися в прошлом водоносными горизонтами, откуда вода поступала в вышележащие промерзающие слои.

В пространстве глинистые осадки фациально замещаются песчаными прибрежно-морскими и дельтовыми. Поэтому промерзание толщ в целом по мере осушения водоема седиментации не могло быть равномерным. Особенно благоприятные условия для возникновения замкнутых систем при промерзании пород создаются на побережьях морей, где имеются отчлененные песчаными барами и косами изолированные мелководные заливы и лагуны. Песчаные бары и косы промерзают вначале, когда донные осадки отчлененных ими водоемов находятся еще в талом состоянии. При полном осушении того или иного водоема начинают промерзать его донные осадки сверху, будучи уже окружены с боков мерзлыми породами, слагающими песчаные бары и косы. На определенной глубине под влагонасыщенными донными осадками всегда залегают уплотненные более древние отложения, в том числе водонепроницаемые, например глинистые. Вследствие этого при промерзании создаются замкнутые системы с развивающимися в них огромными гидростатическими напряжениями, приводящими к инъекциям водно-грунтовых масс в вышележащие мерзлые породы и изгибанию их в складки. Повторность инъекций и вязкость ледо-грунтовой смеси обуславливали ее интенсивную дислоцированность.

Предложенная схема образования инъекционных ледо-грунтовых тел принципиально близка схеме образования крупных гидролакколитов. Отличие состоит в том, что в рассмотренном случае внедряется в вышележащие мерзлые породы не вода, а обводненная глинисто-иловатая масса. Кроме того, в современном рельефе гидролакколиты выражены в виде положительных форм, тогда как подземные ледо-грунтовые образования не находят выражения. Это обстоятельство заставляет признать, что после промерзания и дислоцирования отложений происходила известная планация рельефа. Особенно интенсивно она проявлялась в прибрежной части речных долин и морских берегов, где выработались небольшие пониженные ступени и площадки, срезающие дислоцированные породы, которые слагают также и основные террасовидные уровни рельефа. Предположить, что и последние в целом созданы исключительно денудацией, нельзя, ибо каждый уровень рельефа имеет определенное геологическое строение. Отсюда следует вывод об их аккумулятивной природе и одновременности образования. Добавим к этому, что различным уровням рельефа, вернее слагающим их отложениям, свойствен различный характер дислоцированности. Низкие приморские террасовидные уровни, окаймляющие п-ов Ямал, сложены слоистыми осадками преимущественно алевритового состава. В них преобладают спокойные пликвативные складчатые дислокации. Инъекционные льды и связанные с ними деформации слоев отсутствуют. Высокие водораздельные террасовидные уровни имеют двучленное строение: верхнюю часть их разреза слагают пески (косо-, волнисто-, горизонтально-слоистые); нижнюю, видимую, часть разреза — неслоистые монолитные глинистые алевриты. Дислокации имеют вид крутых, нередко запрокинутых складок, здесь же распространены и интенсивно дислоцированные внедрения инъекционного льда.

Общие закономерности пространственной приуроченности дислокаций определенного типа к определенным уровням рельефа в корне противоречат ледниковой гипотезе их образования. В самом деле, мощный покровный ледник дислоцировал бы подстилавшие его породы вне зависимости от того, какой уровень рельефа они слагают: 20—30 или 50—70 м абсолютной высоты. Различный и закономерный характер дислоцированности разновозрастных отложений, слагающих определенные геоморфологические уровни, не оставляет сомнений в том, что дислокации также разновозрастны и синхронны времени формирования аккумулятивных уровней рельефа.

## ЛИТЕРАТУРА

- Астахов В. И.* Реконструкция Карского центра плейстоценового оледенения по древним моренам Западной Сибири.— Материалы гляциол. исслед. Хроника. Обсужд., 1977, т. 30.
- Бадинова В. П., Зубаков В. А., Ициксон Е. М., Руднев Ю. П.* Радиоуглеродные датировки ВСЕГЕИ (ЛГ). Список III.— Бюл. комисс. по изуч. четвертичн. периода. М., 1976, № 45.
- Данилов И. Д.* Литогенные и криогенные деформации в плейстоценовых отложениях равнин севера Западной Сибири и Печорской низменности.— В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973.
- Данилов И. Д.* Плейстоцен морских субарктических равнин. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978.
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.* Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири.— В кн.: Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л., Изд-во Географ. о-ва СССР, 1974.
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.* Реликтовые глетчерные льды и их роль в строении четвертичного покрова и рельефа области многолетней мерзлоты.— Тр. ВСЕГЕИ, 1978, т. 297.
- Лаврушин Ю. А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., «Наука», 1976.
- Троицкий С. Л.* Современный антигляциализм. Критический очерк. М., «Наука», 1975.
- Carlson Paul R.* Holocene slump on continental shelf off Malaspina Glacier, Gulf of Alaska.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1978, v. 62, No. 12.

МГУ,  
Москва

Дата поступления  
17.V.1979

---

**КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ**

УДК/553.2+553.497+553.499/(575.3)

**К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ СУРЬМЯНО-РТУТНОЙ  
МИНЕРАЛИЗАЦИИ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ХШЕРТ  
В ЦЕНТРАЛЬНОМ ТАДЖИКИСТАНЕ**

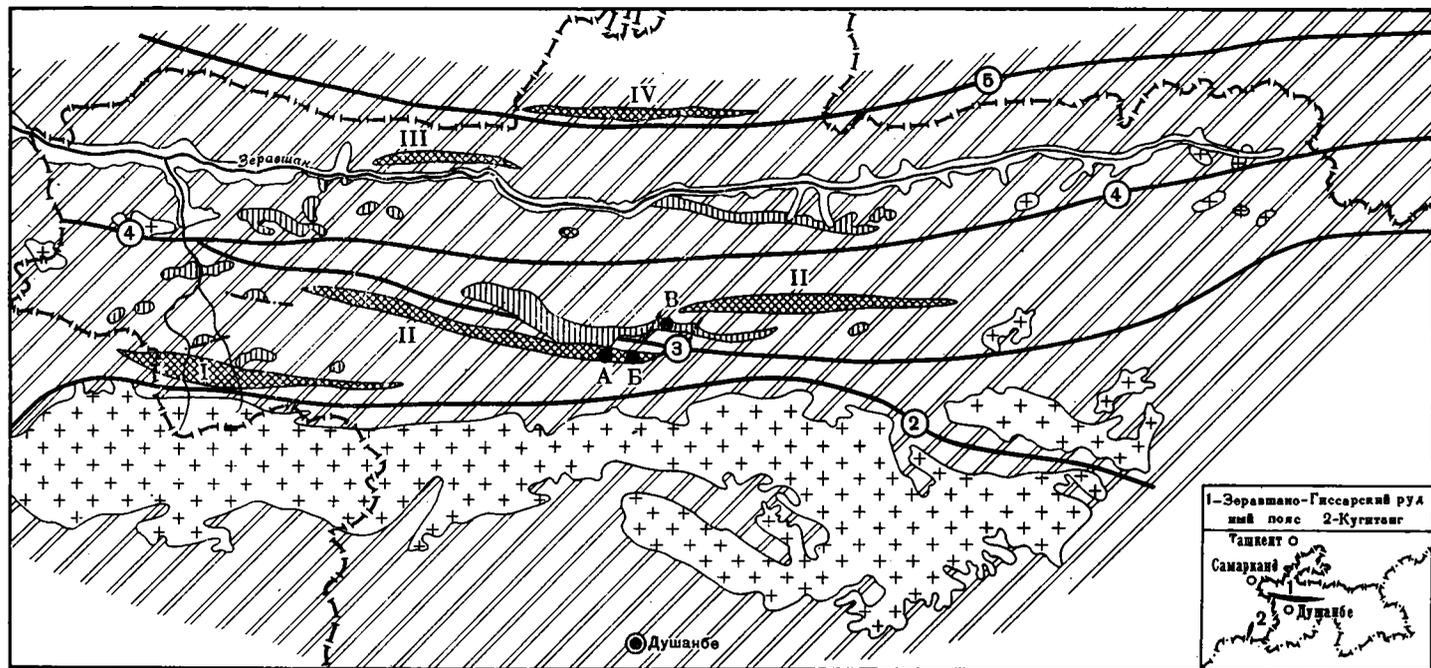
**М. М. МАМАДВАФОВ, Х. М. ЮСУПОВ**

В последние годы в пределах Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны среди раннеюрских отложений эпигеосинклинальной наложенной впадины геологами Управления геологии Совета Министров Таджикской ССР под руководством Н. И. Мерзлякова установлена сурьмяно-ртутная минерализация (рудопроявление Хшерт). Она представляет несомненный интерес в генетическом плане, поскольку правильное понимание генезиса минерализации может внести уточнение в представление о металлогении Центрального Таджикистана.

Рудопроявление Хшерт расположено на северном склоне Гиссарского хребта, вблизи с. Марзыч (фиг. 1). Раннеюрские отложения на площади рудопроявления с размывом лежат на поверхности силурийских сланцев и подразделяются на нижнюю непродуктивную и верхнюю угленосную свиты. Нижняя свита сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами; верхняя — углисто-глинистыми сланцами и аргиллитами, заключающими небольшие (0,3—3 м) линзовидные прослои кремнисто-кварцевых песчаных алевролитов. Характерно повсеместное присутствие растительных остатков. Отложения юры образуют здесь субширотную антиклиналь, ядро которой сложено породами нижней непродуктивной свиты, а крылья ее — породами угленосной свиты (фиг. 2). Южное крыло антиклинали нарушено двумя субпараллельными разрывами, ограничивающими площадь развития угленосной свиты. К западу и востоку от площади рудопроявления эти разрывные структуры сходятся, образуя единый субширотный разлом. Падение их в основном юго-восточное (55—60°), меняющееся к западу на юго-западное (75—80°). Минерализация приурочена к отложениям угленосной свиты. Ширина минерализованной зоны варьирует от 2 до 12 м при протяженности 100—120 м. Содержание Hg в минерализованной зоне варьирует от 1 до 300—2700 г/т, а Sb — от 1 до 6000—7000 г/т.

Минералогия рудопроявления освещалась ранее в специальной работе (Шуликовская, Бригинский, 1976). Здесь отмечают: киноварь, антимонит, галенит, опал, халцедон, кварц, диккит, валентинит, стибиконит, трипугнит, гидросолисы марганца, углистое вещество. Кроме перечисленных минералов нами установлены также метациннабарит, пирит, марказит, лимонит.

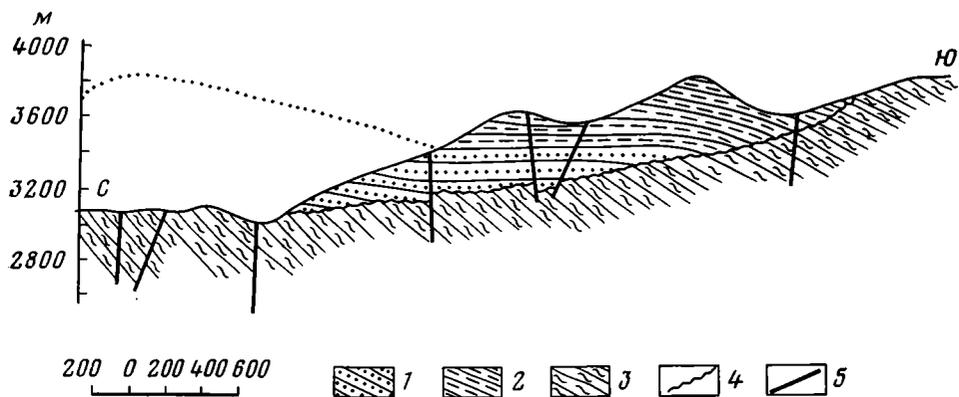
*Киноварь* встречается в виде кристаллических зерен (0,3—0,7 мм), натеков, примазок и порошковатой разности. Часто в виде тонких оболоч-



Фиг. 1. Схема размещения сурьяно-ртутного рудопроявления Хшерт в Зеравшано-Гиссарском ртутно-сурьяном поясе

1 — четвертичные отложения; 2 — осадочные породы мезозоя; 3 — осадочные породы палеозоя; 4 — гранитоиды; 5 — варисийские разломы; 2 — Главный Гиссарский, 3 — Гиссаро-Каратегинский;

4 — Зеравшанский; 5 — Туркестано-Алтайский; 6 — альпийские разломы; 7 — ртутно-сурьянные рудные зоны: I — Магиан-Каракулская; II — Пасруд-Ягнобская; III — Северо-Зеравшанская; IV — Северо-Туркестанская; 8 — ртутно-сурьянные месторождения: А — Джижикурт; Б — Новиматак и В — рудопроявление Хшерт



Фиг. 2. Схематический геологический разрез через площади сурьмяно-ртутного проявления Хшерт

1 — отложения нижней непродуктивной свиты ранней юры; 2 — отложения верхней угленосной свиты ранней юры; 3 — метаморфический комплекс раннего силура; 4 — поверхность несогласия; 5 — дизъюнктивы

чек (0,01 см) окаймляет обломки жильных минералов, а также проникает в них. Чаще ассоциирует с диккитом, реже — с кварцем, опалом, халцедоном.

**Антимонит** наблюдается реже, чем киноварь. Он образует тонковолокнистые агрегаты (0,1—0,2 мм) и сростки с кварцем, киноварью и диккитом, а также псевдоморфозы по обуглившимся остаткам растений.

**Диккит** развит преимущественно среди углисто-глинистых сланцев в виде белых порошковатых масс.

**Кварц** образует тонкозернистые агрегаты, а также кристаллы размером до 0,05 см; часто ассоциирует с диккитом.

На рудопоявлении отмечается как вкрапленный тип минерализации, так и прожилковый. Минерализованные прожилки, едва заметные макроскопически (до 0,6 см), ориентированы хаотично и сложены антимонит-киноварь-кварц-диккитовыми, опал-халцедоновыми и диккитовыми образованиями. Они приурочены главным образом к линзовидным прослоям песчаных алевролитов. Вкрапленная минерализация представлена киноварью, антимонитом, пиритом, марказитом и реже галенитом. Она имеет площадное развитие, преимущественно тяготея к углисто-глинистым сланцам. Интересно, что антимонит теснее связан с песчанистыми алевролитами, тогда как киноварь приурочена в основном к углисто-глинистым сланцам.

Следует подчеркнуть, что рудовмещающие отложения, судя по их составу, сформированы в восстановительных условиях среды осадконакопления. Подобные условия, как известно, весьма благоприятны для перехода халькофильных элементов в осадок и формирования рудоносных и потенциально-рудоносных осадочных формаций (Страхов, 1962; Константинов, 1963). Важная роль, очевидно, принадлежит и явлениям сорбции малых элементов глинистым и органическим веществом. В силу этих условий, как показывает фактический материал (см. таблицу), имеет место явная зараженность отложений угленосной свиты в отношении Hg, Sb, As, Ag, Ge. Отмечаются также аномальные содержания Se и Te.

Источником вещества могли послужить потенциально рудоносные отложения палеозоя, в том числе и девонские карбонатные отложения, характеризующиеся резко повышенным геохимическим фоном Hg, Sb, As, Ag, Ge (см. таблицу) и Se (Сургай и др., 1976). Весьма вероятно также поступление рудогенных элементов в бассейн седи-

Фоновые содержания ряда химических элементов в породах района рудопроявления Хшерт и кларки соответствующих типов осадочных горных пород, г/т

Порода, возраст	Кол-во проб	Se	Te	Hg	Sb	As	Cu	Zn	Pb	Ag	Ge
Сланцы и песчаники угленосной свиты J <sub>1</sub>	16	6	5,5	14	10	15	40	71	27	0,31	13
		5-7	4-7	2,75	1,75	4,43	1,31	1,69	1,85	1,86	3,02
Известняки окварцованные, D <sub>2</sub>	35	4,7	16	11	50	50	48	100	96	0,12	1,0
		3-15 (15)	16 (1)	1,18	2,8	2,21	1,53	2,01	2,5	2,5	1,01
Кларки сланцев песчаников карбонатных пород		0,6	0,01 0,01 (?)	0,4	2,0	6,6	57	80	20	0,03	2,0
		0,01 0,08	0,01 (?)	0,03 0,04	0;0X 0,2	1,0 1,0	? 4,0	16 20	7,0 9,0	0,0X 0,0X	0,8 0,2

Примечание. Для Se и Te в числителе приведены оценки среднего арифметического содержания, в знаменателе — пределы колебания содержания. Для остальных элементов в числителе — оценки среднего геометрического содержания, в знаменателе — стандартный множитель; в скобках — число значимых содержаний. Кларки сланцев даны по А. П. Виноградову, а песчаников и карбонатных пород по К. Турекяну и К. Ведополу (Войткевич и др., 1977). Se и Te определялись химическим методом с чувствительностью 1 и 4 г/т соответственно (аналитик М. Д. Шаблыкина, Ин-т геол. АН ТаджССР); Hg — атомно-адсорбционным методом (аналитик А. М. Медведь, УГ и ОН СМ ТаджССР) с чувствительностью 0,001 г/т; Sb, As, Cu, Pb, Zn, Ag, Ge — спектральным полуквантовым методом с чувствительностью 20, 50, 1, 1, 30, 0,1, 0,1 г/т соответственно (аналитик Л. П. Скосырская, УГ ОН СМ ТаджССР).

ментации при гипергенезе сурьмяно-ртутных проявлений Зеравшано-Гиссарского рудного пояса, тем более что исследуемое рудопроявление локализовано вблизи (от 2 до 4 км) известных сурьмяно-ртутных месторождений Джижикрут и Новиматек. Косвенно об этом может свидетельствовать тот факт, что отсутствие в данном регионе, например, полиметаллической минерализации не сопровождается накоплением в осадках сколько-нибудь заметных концентраций Pb, Zn, Cu. И это несмотря на то, что палеозойские отложения области сноса в отношении перечисленных элементов являются потенциально рудоносными (см. таблицу). Иначе говоря, отмечается унаследованность геохимического облика юрских отложений от металлогенической специфики области сноса.

Нам представляется, что вкрапленная минерализация Хшертского рудопроявления имеет седиментационно-диагенетическое происхождение, а прожилковый тип — катагенетический генезис. О седиментационно-диагенетическом генезисе вкрапленной минерализации могут свидетельствовать следующие данные: 1) унаследованность геохимического облика рудовмещающих отложений от металлогенической специфики области сноса; 2) восстановительные геохимические условия осадконакопления и тесная связь минерализации с органикой (наличие псевдоморфоз антимонита по растительным остаткам); 3) строгая приуроченность минерализации к отложениям угленосной свиты; 4) наличие в угленосной свите наряду с антимонитом и киноварью галенита, пирита и марказита, — минералов явно диагенетического происхождения (Страхов, 1962). Катагенетическое происхождение прожилковой минерализации подтверждается следующим: 1) минерализация не выходит за пределы юрской угленосной свиты и тесно связана с органикой; 2) минеральный состав прост, отсутствуют также сульфиды цинка, карбонатные минералы, барит и флюорит, обычные для вадозно-гидротермального (альпийского) ртутного рудопроявления хребта Кугитанг (Карабаев, 1973) и для близрасположенных эндогенных сурьмяно-ртутных месторождений палеозойского возраста (Новикова, 1959); 3) широко развиты колломорфные структуры (опал, халцедон) и отсутствуют отчетливо выраженные признаки гидротермального метаморфизма рудовмещающих пород. Наблюдаемое же выбеливание пород, обусловленное главным образом процессами диккитизации, имеет место и в зоне эпигене-

за (Перельман, 1968). Следовательно, без учета других критериев оно не может рассматриваться бесспорным критерием глубинной (ювенильной) природы металлоносных растворов. В самом деле, термальное состояние могут приобрести и пластовые воды зоны катагенеза, генетически не имеющие «ничего общего с гидротермами вулканического происхождения» (Страхов, 1962); 4) в районе развития минерализации, равно как и в Центральном Таджикистане в целом, несмотря на проведенные детальные поисково-съёмочные работы, синхронные оруденению мезозойские магматические образования не установлены, и по всей вероятности, они вовсе отсутствуют (Хасанов, 1976)<sup>1</sup>.

Следовательно, отсутствуют и доказательства магматогенной природы металлоносных растворов; 5) если рудоносные растворы имели глубинную природу, то по мере просачивания через отложения нижней непродуктивной свиты они должны были бы отлагать свой полезный груз в силу благоприятных физико-механических свойств слагающих ее пород. Между тем в нижней непродуктивной свите минерализация полностью отсутствует; 6) в Центральном Таджикистане в тех немногочисленных случаях, когда имеет место пространственная сближенность эндогенной сурьмяно-ртутной минерализации и юрских отложений (бассейн р. Тагобикуль — Хасанов, Мамадвафоев и др., 1978); (район месторождения Зархок — Юсупов, 1960; Новикова, 1965), отчетливо фиксируется трансгрессивное налегание раннеюрских отложений на поверхности минерализованных зон. При этом каких-либо признаков гидротермальной проработки юрских отложений не отмечается.

Условия формирования катагенетической минерализации Хшертского рудопоявления с точки зрения химизма процессов представляются нам следующим образом.

Известно, что при литификации глинистых пород происходит удаление из них огромного количества воды, «которая перемещается частью в поры обломочных... пород, частью в трещины, рассекающие породы по мере их литификации» (Страхов, 1960, с. 83). В результате этих явлений были созданы условия для взаимодействия пластовых вод с вмещающими породами, сопровождаемые ростом их минерализации. Синхронно с этим имеет место разложение органического вещества, сопровождаемое выделением  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и других компонентов. Высокое парциальное давление  $\text{CO}_2$  в водных растворах обуславливает при взаимодействии последних с породами появление в них  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ , способствующего повышению их щелочности. Дальнейшая реакция подобных растворов с породами вызывает разложение силикатов и алюмосиликатов с выносом кремнезема и глинозема. В силу последующего роста активности в растворах  $\text{H}_2$  и  $\text{NH}_3$ , обуславливающих повышение их кислотных свойств, происходит осаждение кремнезема и глинозема в виде кварца, опала, халцедона, диккита. Смена щелочных свойств растворов на кислотные приводит далее к обособлению халькофильных элементов во флюидную фазу и их перенос к зоне минералоотложения. Последующий этап нейтрализации кислых металлоносных растворов<sup>2</sup> вызывает осаждение сульфидов сурьмы и ртути.

<sup>1</sup> Что касается К—Аг-возраста наиболее поздних магматических образований региона — базальтоидных и щелочно-базальтоидных пород, то в силу измененности их (Брейвинская, 1969) цифры возраста крайне разноречивы, варьируя от 317 млн. лет ( $\text{C}_2$ ; спессартит) до 163—36 млн. лет ( $\text{J}_2$ —Р; базальт из единого субвулканического тела района месторождения Джижикрут. см. Каталог определений возраста..., 1972). Более «согласующийся» с геологическими данными ( $\text{P}_2$ ) К—Аг-возраст (280 млн. лет) получила В. М. Брейвинская для мончикит-лиμβургитов трубки взрыва «Чимкуйды» (Каталог..., 1972).

<sup>2</sup> Вопрос о переносе ртути в кислой среде водными растворами всесторонне рассмотрен И. Л. Ходаковским с соавторами (1977).

Таким образом, нам представляется, что сурьмяно-ртутная минерализация Хшертского рудопоявления сформирована в ходе последовательного проявления процессов диагенеза и катагенеза за счет первичных накоплений фоновых концентраций элементов при седиментации.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Брейвинская В. М.* Геолого-петрографическая характеристика субщелочных габброидных и базальтоидных пород трубков взрыва Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань).— Автореф. канд. дис., Душанбе, 1969.
- Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г.* Краткий справочник по геохимии. М., «Недра», 1977.
- Карабаев К. К.* Особенности распределения ртути в альпийской зоне хребта Кугитанг. Ташкент, «Фан», 1973.
- Каталог определения возраста горных пород СССР. Средняя Азия. Л., «Недра», 1972.
- Константинов М. М.* Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Новикова Т. И.* Минералогия и некоторые вопросы генезиса ртутно-сурьмяного месторождения Джижикрут.— Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, 1959, т. 3.
- Новикова Т. И.* О находке самородного золота в ртутном рудопоявлении Зархок.— Докл. АН ТаджССР, 1965, т. VIII, № 8.
- Перельман А. И.* Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1968.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960; т. 3, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Сургай В. Т., Турдукеев И. Д., Ибрагимов И. М., Курманалиев К. К., Медведев Л. Д., Норузбаев К. М., Сартбаев М. К., Хусаинов У., Шакиров Э. Ш., Шатемиров С. К., Чубарь Ю. А., Цевель М. А.* Ртуть в процессе литогенеза Тянь-Шаня.— В кн.: Региональная геохимия Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1976.
- Хасанов А. Х.* Петрология и рудоносность метасоматических комплексов Центрального Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1976.
- Хасанов А. Х., Мамадвафоев М. М., Ефименко В. Н., Кузнецов Н. Н., Садков Н. И.* Новые данные о геологии и возрасте кварц-золоторудного рудопоявления Гиссарского хребта.— Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1978, № 4 (70).
- Ходаковский И. Л., Попова М. Я., Озерова Н. А.* О формах переноса ртути в гидротермальных растворах.— В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М., «Наука», 1977.
- Шуликовская Ю. А., Бригинский А. А.* К минералого-геохимической характеристике сурьмяно-ртутного рудопоявления Хшерт в Центральном Таджикистане.— Докл. АН ТаджССР, 1976, т. XIX, № 10.
- Юсупов Х. М.* О возрасте ртутного месторождения Зархок.— Изв. АН ТаджССР. Отд. геол.-хим. и техн. наук, 1960, вып. 1(2).

Таджикский госуниверситет им. В. И. Ленина  
Душанбе

Дата поступления  
24.XII.1979

УДК 550.4 : 553.625 (477.4)

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ И МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЛИНАХ КАЛИЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СТАРОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИПЯТСКИЙ ПРОГИБ)

**А. А. РАССКАЗОВ, А. В. АБРАМОВ**

Известно, что информация о генетической специфике пород достаточно полно и адекватно отражена в их геохимических особенностях. При этом интерпретация данных по геохимии не только петрогенных, но и малых элементов позволяет часто существенно уточнить генетическую природу исследуемых образований.

В ряде работ, посвященных геохимии несоляных пород калиеносных отложений (Щербина, 1960; Кислик и др., 1971; Петрова и др., 1976, и др.), использовались данные по валовому химическому составу глини-

стых образований с целью реконструкции особенностей условий глинообразования в солях. Однако в них сравнительно мало материалов о составе силикатов и распределении малых элементов в этих породах и особенно в их тонкодисперсной ( $<1$  мкм) глинистой части.

Нами проанализирован состав несоленых пород калиеносной подтолщи в районе Старобинского месторождения калийных солей (северо-западная часть Припятского прогиба), строение которой достаточно хорошо изучено (Ерошина, 1969; Высоцкий, 1971, и др.). Образцы отбирались детально из всех возможных слоев несоленых пород, причем при достаточно большой мощности слоя пробы брались у подошвы, кровли и в центре последнего. Общее количество отобранных образцов составило 129. Образцы разделены на размерные фракции  $<1$ ,  $1-50$ ,  $>50$  мкм методом отмучивания. Выбор интервалов размеров выделяемых фракций обусловлен предварительным анализом гранулометрии, проведенным с помощью автоматического анализатора размеров частиц (Рассказов и др., 1977), показавшим превалирование тонкодисперсного глинистого материала.

Изучение состава большого количества образцов методами обычного химического анализа представляется весьма затруднительным. Поэтому после детального исследования небольшой серии проб (в лаборатории ГИН АН СССР), послуживших впоследствии эталонами, использован количественный рентгеноспектральный флюоресцентный метод анализа, позволяющий экспрессно исследовать большое количество образцов с высокой точностью определения компонентов и сравнительно малым объемом навески. Определения проводились на автоматическом анализаторе «Флюорпринт-МК 2» английской фирмы «Hilger Watts».

В качестве аналитической методики применялся прием анализа в «толстом слое». Анализатор работал при напряжении на аноде (Mo) — 40 кВ и анодном токе  $I_a = 30$  мА. Продолжительность анализа одного образца составляла 10 мин. Внешним стандартом служил образец, состав которого определялся обычным химическим анализом на весь комплекс элементов:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , S, Ni, Cr. Образцы для анализа готовились смешением 0,5 г пробы с 1,5 г полистирола в яшмовой ступке в течение 30 мин с последующим пресованием в таблетки. Для учета разных абсорбционных характеристик образцов и эталона вводились поправочные коэффициенты (Абрамов и др., 1978). Воспроизводимость анализа для Mg, Al, Si, Fe составляла 3% (относительных), для остальных элементов — 8—10%.

Несмотря на очевидные преимущества в экспрессности и точности, данный метод обладает рядом недостатков. В частности, возникают сложности в подборе универсальных эталонов, обусловленные матричным эффектом (Лосев, 1969). Поэтому нами использовались эталоны, подобранные отдельно для каждой размерной фракции. Кроме того, с помощью этого метода нельзя получить концентрацию двухвалентного железа (а только в сумме с трехвалентным), что представляет безусловный интерес при анализе слоистых силикатов, почти полностью состоящих из тонкодисперсных фракций. Отсутствие возможности определения  $\text{Na}_2\text{O}$  оказалось несущественным, поскольку концентрация его в контрольной группе образцов не превышала 0,1—0,2%.

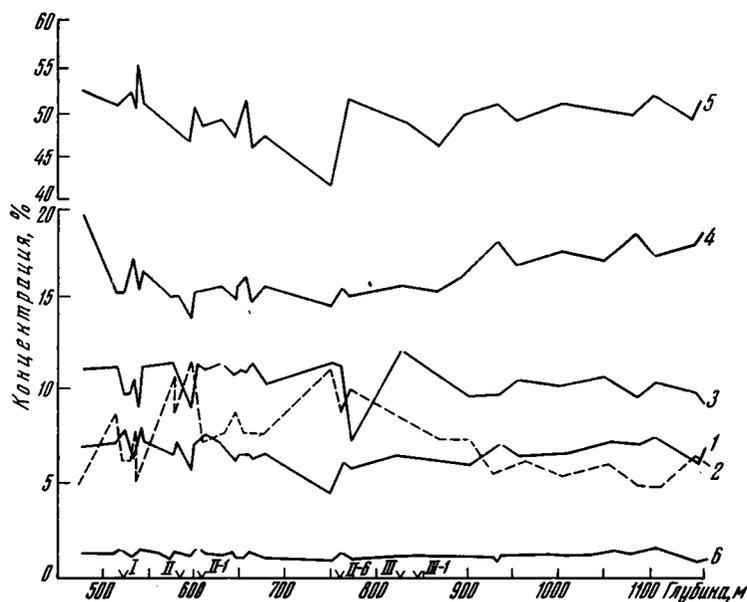
Акцент в анализе полученных указанным образом данных был сделан на исследовании изменения компонент по разрезу, корреляционных связей между ними, а также связи с накоплением горизонтов калийных солей. При этом наибольшее внимание уделялось глинистым тонкодисперсным образованиям, которые существенно преобладают в разрезе и анализ состава которых позволяет получать интересную генетическую информацию, отражающую специфику образования как самих глин, так и вмещающих их соляных пород (Коссовская и др., 1975; Соколова, 1978; Рассказов, 1978 и др.).

Наиболее представительная глинистая фракция ( $<1$  мкм) резко отличается от более крупных малой концентрацией карбонатного материала (концентрация CaO не превышает десятых долей процента, тогда как во фракциях 1—50 мкм и  $>50$  мкм достигает 30—35%).

Отличие средних значений концентрации элементов глинистой фракции от карбонатной таково:

Компонент	Карбонатная фракция $>1$ мкм	Глинистая фракция $<1$ мкм
Si	1	1,7
Ti	1	1,8
Al	1	2,0
Cr	1	1,5
Fe	1	1,6
K	1	1,5
P	1	0,05
Mn	1	2,0
Mg	1	0,7

На фигуре показаны кривые изменения основных породообразующих окислов по разрезу во фракции  $<1$  мкм. Обращает на себя внимание по-хожее поведение  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Рассчитанные по стандартной про-



Распределение некоторых компонентов состава глин (фракция  $<1$  мкм) по разрезу калиеносной подтолки

1 —  $\text{K}_2\text{O}$ ; 2 —  $\text{MgO}$ ; 3 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ; 4 —  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 5 —  $\text{SiO}_2$ ; 6 —  $\text{TiO}_2$   
I, II, III — горизонты калийных солей

грамме на вычислительной машине Д-3-28 коэффициенты корреляции ( $r$ ) между элементами дали соответственные значения:  $r_{\text{Si, Al}}=0,67$ ;  $r_{\text{Si, K}}=0,72$ ;  $r_{\text{Al, K}}=0,41$ .

Для исследуемой статистической выборки при уровне значимости 5% коэффициент корреляции ( $r$ ) показывает на наличие устойчивой корреляционной связи с  $r=0,35$  (при  $n=35$ ) (Абезгауз и др., 1970).

Матрица коэффициентов корреляции элементов состава глинистых образований фракции  $<1$  мкм имеет следующий вид:

Компонент	Ni	Fe	Mn	Cr	Ti	Ca	K	P	Si	Al	Mg
Ni	0,01	0,20	0,14	0,2	0,17	0,1	0,03	0,02	0,05	-0,02	
Fe		0,19	0,28	0,12	-0,2	-0,1	-0,1	-0,36	-0,21	0,60	
Mn			-0,1	-0,25	0,79	-0,1	0,41	-0,1	-0,15	0,27	
Cr				0,45	-0,1	0,38	-0,1	0,1	-0,2	0,1	
Ti					-0,2	0,51	-0,2	0,16	-0,02	-0,3	
Ca						-0,1	0,67	0,12	-0,1	0,41	
K							-0,1	0,72	0,41	-0,52	
P								-0,1	-0,2	0,33	
Si									0,67	-0,51	
Al										-0,45	
Mg											

Исследование минерального состава образцов этой фракции рентгеновскими, термическими, электронно-микроскопическими и другими методами показало преобладающее количество гидрослюда (типа Fe-иллита), иногда смешанной с хлоритом (разбухающего типа с дефектным бруситовым слоем), алюмосиликатная основа которых и объясняет наличие корреляции между петрогенными элементами.

Особенный интерес представляет собой поведение магния, обнаруживающего устойчивую связь с изменением железа ( $r_{Mg, Fe} = 0,6$ ). Минералогический анализ образцов, кроме того, показал, что максимальные

Концентрации малых элементов по разрезу, %

Глубина, м	Ni $\times 10^{-4}$	Mn $\times 10^{-3}$	Cr $\times 10^{-4}$	P $\times 10^{-3}$	Ti
473	9,3	18	9,2	1,5	1,22
511	10,4	18	10,2	1,5	1,18
519	6,6	16	11,3	1,5	1,33
528	8,6	18	12,0	2,0	1,14
532	9,0	18	6,7	2,5	1,02
534	9,0	19	7,4	1,0	1,05
538	9,4	19	12,3	0,5	1,31
574	10,4	31	8,0	3,5	0,91
577	7,9	17	10,2	1,0	1,29
594	9,0	16	7,5	3,5	1,14
599	8,4	17	9,3	0,1	1,14
604	8,5	18	10,6	1,25	1,23
628	7,9	17	9,0	1,75	1,12
643	8,5	18	8,7	0,5	1,23
648	10	17	6,1	0,75	1,00
655	7,3	18	6,2	0,5	1,02
660	11,6	18	10,8	1,25	1,14
676	6,8	19	9,2	1,0	1,02
751	7,3	18	6,4	1,0	0,99
760	11,3	18	9,1	0,1	1,28
825	7,5	18	10,3	1,75	1,17
870	9,3	17	9,5	1,25	1,07
899	7,4	19	8,8	0,25	1,04
931	8,2	18	9,1	0,1	1,14
957	7,3	17	6,9	1,0	1,08
1006	6,2	16	9,1	0,75	1,15
1055	11,1	18	6,7	0,5	1,33
1089	10,1	16	7,6	1,0	1,35
1108	9,3	17	8,4	0,5	1,96
1153	11,1	18	6,5	0,01	0,7
1160	7,0	17	9,1	1,75	0,84

концентрации MgO во фракции  $< 1$  мкм четко связаны с повышенным количеством хлорита и резким увеличением концентрации FeO (там, где этот компонент был определен по химическим анализам). Коэффициенты же корреляции магния с кремнием, алюминием и калием дают значи-

мые отрицательные величины ( $r_{Mg, Si} = -0,51$ ;  $r_{Mg, Al} = -0,45$ ;  $r_{Mg, K} = -0,52$ ).

Обращает на себя внимание поведение MgO в зонах накопления калийных горизонтов, где концентрация его резко возрастает после накопления калийных солей и не превышает средних значений по разрезу в самих горизонтах. Соответственно меняется количество хлоритового компонента, тогда как концентрация K<sub>2</sub>O (трассирующая поведение гидрослюдистого компонента по разрезу) несколько повышена в собственно калийных горизонтах (см. фигуру).

Интересными представляются корреляционные связи малых элементов (см. таблицу) с основными компонентами алюмосиликатов, в частности с калием. Калий, присутствующий преимущественно в составе гидрослюд, надежно коррелирует с Ti ( $r_{K, Ti} = 0,51$ ) и с Cr ( $r_{K, Cr} = 0,38$ ). Ti и Cr в свою очередь также дают высокий коэффициент корреляции между собой ( $r_{Ti, Cr} = 0,45$ ). Все это говорит о наличии в составе гидрослюда Ti и Cr, присутствие которых характерно для продуктов выветривания основных и ультраосновных пород, что в свою очередь указывает на наследование составом, по крайней мере, некоторой части гидрослюд первичного осадочного субстрата, привносимого в бассейн осадконакопления.

Особую группу составляют такие элементы, как Ca, Mn и P, со значимой взаимной корреляцией. Кроме того, все они показывают близкие к значимым коэффициенты корреляции с Mg (см. таблицу). Это, с одной стороны, может указывать на связь данных элементов с хлоритом (например, в виде элементов-примесей?), с другой — можно предполагать существование собственной минеральной фазы, локализованной в зонах образования хлорита. Непосредственно связь этих элементов с хлоритом маловероятна, так как при этом должны были бы проявиться более жесткие корреляционные связи Mn, Ca и P с Mg. Поэтому предпочтительнее считать, что связь между этими элементами обусловлена специфической диагенетических преобразований в хлоритсодержащих участках разреза.

Анализ данных по фракциям 1—50 и >50 мкм позволяет констатировать наряду с повышенным количеством карбонатного материала устойчивую корреляционную связь между MgO и CaO ( $r_{Mg, Ca} = 0,61$ , в верхах разреза  $r_{Ca, Mg} = 0,72$ ), что определяется присутствием кальцита и доломита как во фракции 1—50 мкм, так и во фракции >50 мкм. В зонах накопления калийных солей количество карбонатного материала в этих формулах резко снижается, а силикатного возрастает. Последний представлен преимущественно слюдыстым, полевошпатовым, иногда с примесью кварца, материалом.

Можно отметить, что на общем геохимическом фоне разреза зоны образования калийных солей отличаются некоторым понижением карбонатности пород и увеличением роли силикатного материала (фракции >1 мкм). В глинистых фракциях при этом начинает преобладать K<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с дефицитом MgO. Повышение же концентрации MgO вслед за горизонтами калийных солей и увеличение хлоритового компонента в глинах связано, по-видимому, с тем, что обилие K в период образования калийных солей способствовало формированию в большей степени гидрослюдистого материала с подчиненным количеством хлорита; избыток же оставшегося после этого Mg, сконцентрированного, вероятно, в рапе, привел к относительно преобладанию хлорита, продолжавшего свое формирование в постседиментационных условиях. Таким образом, пространственная связь Fe—Mg-компонентов глинистых фракций с калийными горизонтами позволяет предположить аутигенный характер формирования хлорита. На это также указывает отсутствие корреляционных связей Mg и Fe с малыми элементами группы Fe (Ni, Mn, Ca, Ti) (см. таблицу), поскольку в случае аллотигенного, унаследованного (по

основным и ультраосновным породам) генезиса хлорита следовало бы ожидать надежные корреляционные связи между указанными элементами.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов А. В., Атрашкевич В. В., Тамбиев С. Б. Экспрессный рентгеноспектральный флюоресцентный метод силикатного анализа фосфоритов и фосфатсодержащих пород.— В сб.: Промышленность горнохимического сырья. М., НИИТЭХИМ, 1978, вып. 5.
- Абезгауз Г. Г., Тронь А. П., Копенкин Ю. П., Коровина И. А. Справочник по вероятностным расчетам. М., Изд-во Министерства обороны СССР, 1970.
- Высоцкий Э. А. Геология, условия формирования и перспективы калиеносных соленосных толщ северной части Припятской впадины. Автореф. канд. дис. Минск, 1971.
- Ерожина Д. М. Геология, условия формирования и калиеносность соленосной толщи северо-западной части Припятской впадины. Автореф. канд. дис. Минск, 1969.
- Кислик В. В., Высоцкий Э. А., Лупинович Ю. И. Особенности строения и состава верхней соленосной толщи Припятской впадины.— Докл. АН БССР, 1971, т. XV, № 1.
- Коссовская А. Г., Соколова Т. Н., Дриц В. А., Сахаров Б. А. Парагенезы и история формирования глинистых минералов в бассейнах начальной стадии эвапоритовой седиментации.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Лосев Н. Ф. Количественный рентгеноспектральный флюоресцентный анализ. М., «Наука», 1969.
- Петрова Н. С., Ляхович С. К., Седун Э. В. Основные химические компоненты хемогенно-терригенных пород калийных горизонтов Нежинского участка Старобинского месторождения.— В сб.: Геология нерудных полезных ископаемых БССР. Минск, 1976.
- Рассказов А. А. Туфогенные глины и возможности их использования для дифференцирования соленосных образований.— В сб.: Осадочные породы и руды. Киев, «Наукова думка», 1978.
- Рассказов А. А., Роговина О. О., Рыбина В. В. Размеры частиц глинистых суспензий и их изменение под действием ультразвука.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 1.
- Соколова Т. П. Магнезиальное глинообразование — специфическая черта пермских солеродных бассейнов.— В сб.: Осадочные породы и руды. Киев, «Наукова думка», 1978.
- Щербина В., П. О соотношении карбонатно-глинистого и сульфатного компонента в глинистых и сильвинитовых породах Припятского соленого бассейна.— Докл. АН БССР, 1960, т. 4, № 5.

ГИН АН СССР,  
МГУ  
Москва

Дата поступления  
22.I.1980

УДК 552.122 : 552.513.1 : 551.72(571.5)

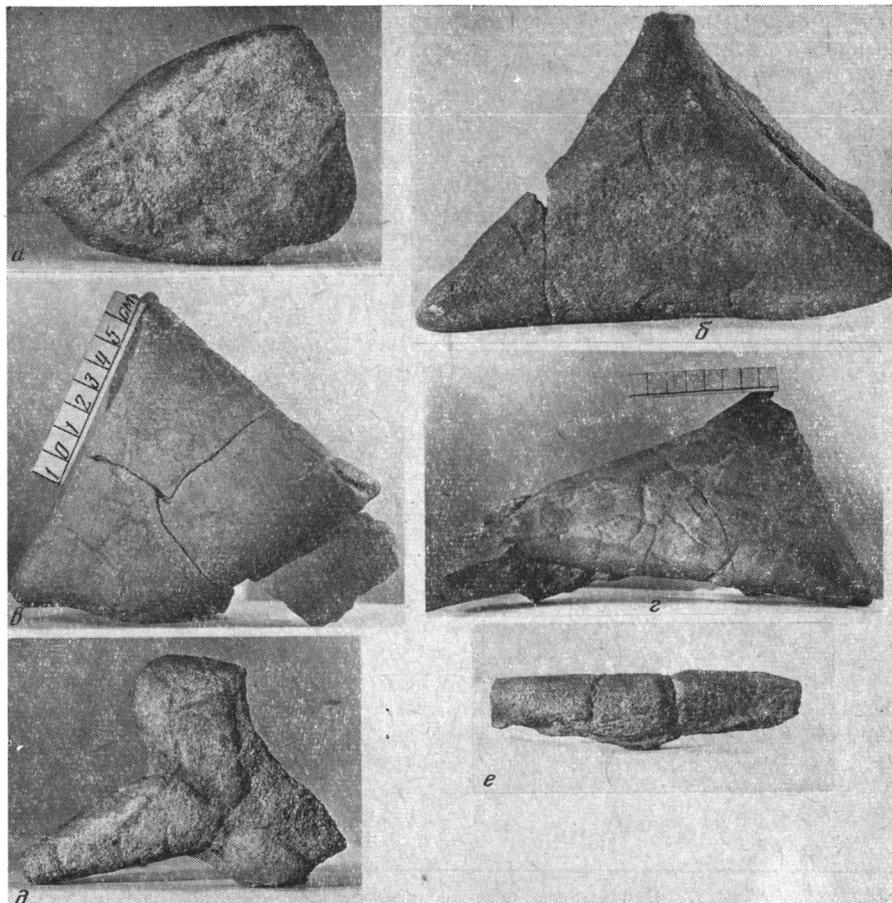
## СВОЕОБРАЗНЫЕ ТРЕУГОЛЬНЫЕ И ТРУБЧАТЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ПЕСЧАНИКАХ ПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА АНАБАРСКОГО МАССИВА

В. В. ЖАБИН

Необычные включения обнаружены нами в приустьевой части р. Эмэ-эсхин-Юрах, правого притока р. Котуйкона, среди отложений лабазтажской свиты, где она представлена своей верхней частью и имеет следующий разрез (снизу вверх от уреза воды):

Мощность, м

1. Пачка вишнево-серых полосчатых кварцевых песчаников с прослоями, содержащими треугольные и трубчатые включения . . . 12,6. На 6-м метре от основания пачки встречена 0,5-м послышная дайка грязно-табачно-зеленых плотных порфиритов, с ясно выраженными зонками закалки и заметным обогащением гематитом в ее висячем боку.
2. Буровато-серые тонкополосчатые плитчатые кварцевые песчаники с тонкими железистыми прослойками и редкими обломками (до 15 см)



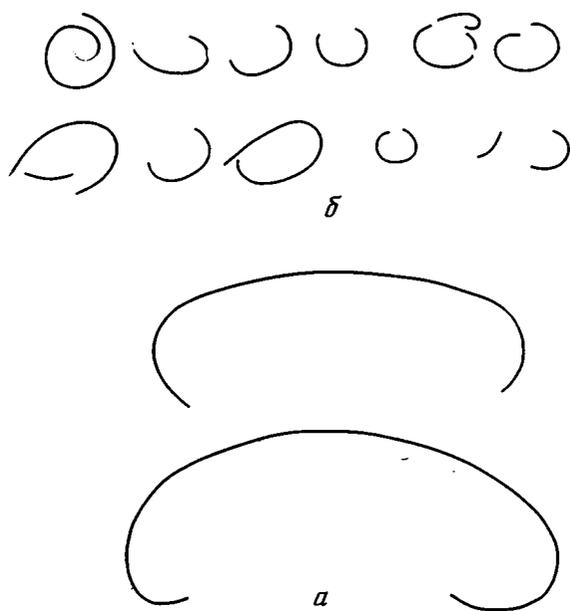
Фиг. 1. Внешний вид образований треугольной формы (а, б, в, г, д) и цилиндрической (е). Фото образцов. Натур. велич. и в масштабе

- |   |       |
|---|-------|
| красновато-вишневых тонкослоистых кварцитовидных песчаников бурдурской свиты . . . . .  | 7,4.  |
| 3. Вишнево-красные кварцевые песчаники . . . . .  | 3,0.  |
| 4. Буровато-красные кварцитовидные песчаники . . . . .  | 0,3.  |
| 5. Зеленовато-светло-серые, плитчатые песчаники со слабовыраженной полосчатостью, обусловленной наличием редких прослоек песчаников желтовато-бурой окраски . . . . . | 3,7.  |
| 6. Чередование тонко-, мелко- и грубозернистых желтовато-белых кварцевых песчаников, содержащих незначительную примесь обломочного каолинита . . . . .                | 1,84. |
| 7. Зеленовато-серые полосчатые песчаники . . . . .  | 11,6. |
| 8. Разрез венчается развалами желтовато-розовых кварцевых песчаников.   |       |

Судя по разрезу, эти необычные образования трубчатой и треугольной формы приурочены к двум маломощным горизонтам (8 и 10 см), которые имеют нормальное залегание и расположены в нижней части обнажения. Формы сближены между собой, в результате чего их периметры намного превышают длину той линии, которую они занимают. Это, по-видимому, может указывать на частичное перемещение треугольных и трубчатых образований в бассейне седиментации. Преобладают главным образом треугольные формы; реже встречаются цилиндрические

с конусовидными закругленными концами (фиг. 1). Максимальный размер имеют цилиндрические формы, достигающие 30 см в длину и до 5 см в поперечном сечении.

Поверхность тех и других покрыта темно-вишневой железистоглинистой корочкой (толщиной до 2 мм), на которой четко выражены трещины усыхания: на треугольных формах — ячеистые, на цилиндрических — поперечные, делящие их на отдельные членики. Благодаря наличию корочек образования легко препарируются и извлекаются из песча-



Фиг. 2. Поперечные сечения образований треугольных форм (а), цилиндрических и угловых частей (б)

ников, за исключением концевых частей, через которые их ядра соединяются с вмещающими песчаниками.

В верхней части треугольных форм глинистая корочка образует овальные углы, снизу ее края подгибаются, не приближаясь к середине. Таким образом, снизу треугольные образования не имеют ограничений, что позволяет им сливаться с подстилающими породами. В поперечном сечении разрезы треугольных форм в центральной части имеют вид скоб с подогнутыми внутрь концами (фиг. 2, а), в сечениях угловых частей видны незамыкающиеся кольца (см. фиг. 2, б). Аналогичные кольца наблюдаются и в поперечных разрезах цилиндрических включений.

Внутренняя часть треугольных и цилиндрических образований представлена среднезернистым кварцевым песчаником плохой сортировки. Здесь наряду с хорошо окатанными зернами размером от 0,7 до 1 мм встречаются среднеокатанные и даже угловатые зерна кварца. Цемент в песчаниках отсутствует.

Зерна кварца непосредственно примыкают друг к другу, и только в редких случаях можно заметить тончайшие каемочки кремнистого цемента соприкосновения. Какого-либо отличия в составе песчаников, вмещающих эти образования, и песчаников внутренних ядерных частей не наблюдается, однако структура заметно отличается. Особенности этих изменений хорошо выражены на срезах почти всех образцов. Так, например, при переходе от подстилающей породы к ядрам включений несколько увеличивается размер зерен кварца и улучшается их сортировка, благодаря чему намечаются своеобразные горизонтальные зонки шириной

до двух третей высоты включения. Верхняя треть выполнена более тонкозернистым материалом, но состав остается тот же. Ближе к железистоглинистой оболочке включений в песчаниках ядер увеличивается содержание тончайших железистоглинистых частиц, что, по нашему мнению, обусловлено частичным разрушением внутренней части этой оболочки. В песчаниках, окружающих треугольные и цилиндрические образования, такой дифференциации не наблюдается, и они имеют средне-неравномерно-зернистое строение и кварцевый состав.

Описываемые образования заключены в протерозойских отложениях, абсолютный возраст которых определен по глаукониту и составляет 1480 млн. лет.

Все вышеизложенное позволяет утверждать, что описываемые образования представляют собой свернувшиеся корочки растрескавшихся илистых осадков небольших высыхающих водоемов, испытавшие в бассейне седиментации некоторое перемещение и захоронение в песках. В пользу того, что эти корочки испытали перемещение, а не остались на месте образования, может свидетельствовать некоторое различие в структурах песчаников, слагающих ядра образований и их подстилающих, равномерность корочки по всей поверхности образования, различная ориентировка стыков колец, а также большая сближенность образований, за счет чего сумма их периметров значительно превосходит занимаемое ими горизонтальное положение.

Подобные треугольные и трубчатые образования слабо освещены в литературе, однако несмотря на это, они должны привлечь внимание литологов, так как, представляя собой одну из разновидностей текстур, могут служить диагностическим признаком при реконструкции палеогеографических условий формирования осадочных пород.

СНИИГГИМС,  
Новосибирск

Дата поступления  
5.II.1980

**МЕТОДИКА**

УДК 550.4 + 552.5.001.5 : 519.2

**К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ  
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПО ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ**  
(на примере буронской свиты и гранитоидов Северной Осетии)

**Г. С. КУРТОВ**

При отсутствии в метаморфических породах интенсивно проявленных процессов метасоматической гранитизации или ультраметаморфизма, первичную изверженную, осадочную или туфогенную природу этих пород можно определить, сопоставляя их химические составы с составами неметаморфизованных пород — аналогов. Использование для этой цели серии линейных дискриминантных функций и диаграмм, применяемых в определенной последовательности, позволяет получать более надежные результаты и уменьшить ошибку распознавания первично-осадочной или первично-изверженной природы пород в 2 раза по сравнению с погрешностями способа П. Ниггли.

С помощью разработанного метода подтвержден вулканогенно-осадочный генезис метаморфических пород буронской свиты Северной Осетии и уточнено строение этой свиты.

При изучении метаморфических толщ важно определить дометаморфический генезис слагающих их пород. Аналогичная задача возникла при исследовании автором кристаллических сланцев и гнейсов буронской свиты в Северной Осетии. В связи с этим предпринята попытка реставрации первичной природы этих пород по их химическому составу.

Анализ многочисленных работ, посвященных проблеме устойчивости химического состава горных пород в процессе метаморфизма, а также наблюдения автора позволили сделать вывод о том, что при региональном метаморфизме некарбонатных пород (за пределами зон интенсивно проявленного привноса и выноса вещества) соотношения между содержаниями в них главных породообразующих элементов существенно не изменяются почти до гранулитовой фации метаморфизма. Такая закономерность выявляется при перерасчете результатов анализов на «сухое вещество» с устранением наиболее подвижных в процессе метаморфизма  $H_2O$  и  $CO_2$ . Таким образом, если различие по химическому составу между осадочными и магматогенными породами существует в действительности, то геохимические критерии этого различия, установленные для неметаморфизованных и слабо метаморфизованных разновидностей пород, могут быть применимы до указанной выше границы для реставрации первичной природы регионально метаморфизованных образований.

Исходя из положения об изохимичности регионального метаморфизма по крайней мере в отношении главных породообразующих окислов,

созданы методы (преимущественно диаграммы) определения первичной природы метаморфических пород, основанные на сопоставлении химических составов метаморфических образований и их предполагаемых осадочных или изверженных аналогов (Балашов и др., 1972; Горбачев, 1973; Доморацкий, 1964; Жук-Почекутов, 1975; Нематов, 1969; Предовский, 1970; Семененко, 1967; Deppen, Moore, 1972; Leake, 1964; Simonen, 1953, и др.).

Как уже отмечалось, вопрос о выборе метода для геохимической реконструкции первичной природы метаморфических пород возник в связи с изучением конкретного объекта — буронской свиты в Северной Осетии. Породы буронской свиты обнажаются в пределах центральной части северного склона Главного Кавказского хребта. Свита имеет предположительно докембрийский возраст и сложена кристаллическими сланцами и гнейсами.

При детальном изучении петрографических, геохимических, минералогических, структурно-текстурных и других особенностей автором (1973—1974) установлено, что в пределах левого борта долины р. Цейдон в составе буронской свиты выделяются 11 основных разновидностей метаморфических пород: кварц-биотитовые сланцы (биотит частично хлоритизирован) с андалузитом и силлиманитом, кварц-биотит-плагиоклазовые гнейсы, кварц-хлоритовые сланцы, кварц-мусковит-хлоритовые сланцы с графитом, кварц-мусковит-хлорит-плагиоклазовые гнейсы, кварциты и кварцито-гнейсы, аплиты-гнейсы, графитовые сланцы, амфиболовые сланцы и амфиболиты. Последние три разновидности встречаются редко. В целом толща образует обширную моноклираль с азимутом падения 160—220° и углом падения 45—75°. В пределах Буронского рудного поля в буронской свите условно можно выделить две подсвиты: нижнюю, сложенную в основном гнейсами и кварцитами и распространённую в районе Буронского колчеданно-полиметаллического месторождения, и верхнюю, состоящую из высокослюдистых сланцев и гнейсов (юго-западная часть исследованной площади).

Анализ минеральных ассоциаций и использование ряда геотермометров показали, что прогрессивный региональный метаморфизм в этом районе проходил при температурах 560—680°С, что в целом не превышает эпидот-амфиболитовой фации В<sub>3</sub> по Н. Л. Добрецову и др. (1970). Изменения пород при диафорезе выразились в альбитизации и серицитизации плагиоклаза, в хлоритизации биотита и амфибола. Масштабы этих изменений незначительные. Наряду с этим для буронской свиты характерны следующие особенности. Контакты между разновидностями пород, слагающих свиту, обладают общей ориентировкой, относительно выдержаны по простиранию и падению. Как в сланцах, так и в гнейсах наблюдаются мелкие складки и микроплойчатость, подчеркнутые «кристаллизационной сланцеватостью» и определённые Г. С. Кряжевым и Г. П. Ольховским как складки волочения. В разрезе толщи распределение темноцветных минералов подчеркивает ее ритмичность и фиксируется по замерам магнитной восприимчивости (Куртов и др., 1973). В гнейсах и сланцах обнаружены окатанные зерна циркона. В отдельных обнажениях встречены реликты метаморфизованных конгломератов. В нижней подсвите присутствуют выдержанные прослои углитографитовых сланцев, нередко обогащенных пиритом.

Перечисленные особенности свидетельствуют о первично-терригенном составе буронской свиты и об отсутствии интенсивного перераспределения породообразующих элементов при ее региональном метаморфизме. Этот вывод согласуется с выводами В. М. Морковкиной (1947) и указывает на правомочность использования химических составов названных ранее пород для реставрации их первоначального генезиса. В данном случае это позволит подтвердить первично-терригенное происхождение свиты и получить дополнительную информацию о первич-

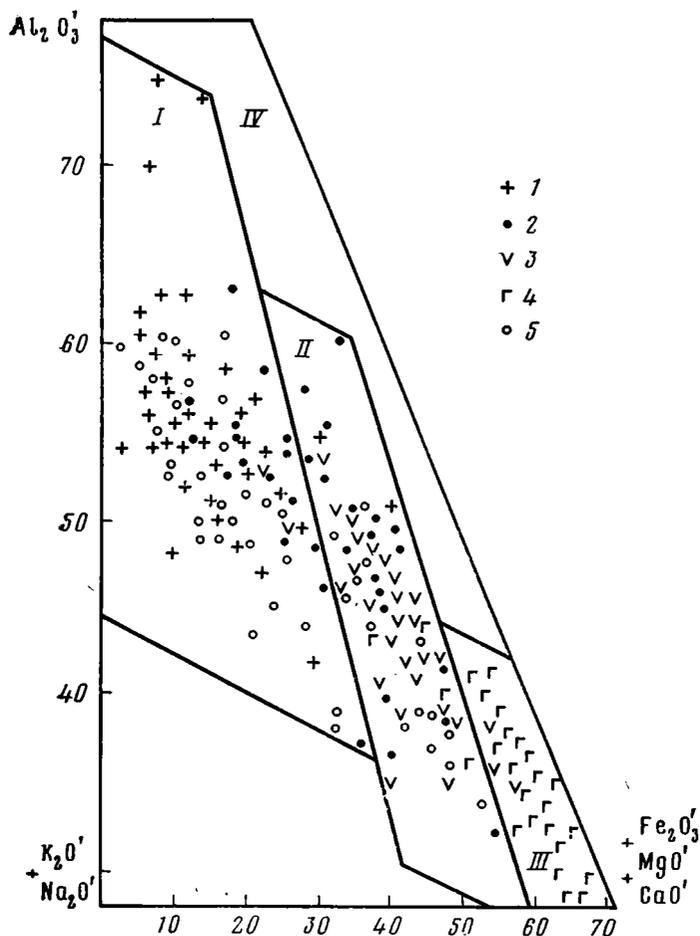
ной природе некоторых разновидностей гнейсов, для которых невозможно однозначно установить генезис с помощью петрографических и других геологических критериев.

Анализ принципов построения существующих диаграмм и сравнение последних между собой показали, что лучшим в настоящее время является «метод чисел» П. Ниггли, в котором определение пара- или орто-природы метаморфических пород производится на десяти сечениях тетраэдра (Четвериков, 1956). Не касаясь весьма интересных, но более ограниченных в применении критериев для разделения пара- и ортоамфиболитов, можно сказать, что метод П. Ниггли является общим в том смысле, что позволяет определять генезис практически всех алюмосиликатных пород: кислых, средних, основных, высокоглиноземистых и т. д. В этом методе учтены возможные потери летучих в процессе метаморфизма, использовано суммарное, а не раздельное содержание железа. Метод имеет и ряд других достоинств. Вместе с тем экспериментальная проверка качества «работы» тетраэдра, произведенная путем вынесения на его сечения 500 силикатных анализов различных осадочных и 500 анализов изверженных пород показала, что границы на сечениях тетраэдра были проведены по контуру распространения фигуративных точек изверженных пород. Поэтому ошибка при классификации последних в среднем не превышает 10—12%, тогда как для осадочных пород она приближается к 55%. При решении задачи реставрации с помощью диаграммы необходимо было бы границу, разделяющую осадочные изверженные породы, проводить так, чтобы ошибки классификации указанных разновидностей пород были равны. Несоблюдение П. Ниггли этого принципа привело к тому, что доля изверженных пород в метаморфических толщах при использовании для их реконструкции его тетраэдра искусственно увеличивается, создавая впечатление о присутствии в них осадочных образований в весьма незначительном количестве.

Таким образом, определение первичной природы метаморфических пород с помощью тетраэдра П. Ниггли приводит к смещению в область изверженных пород с довольно высокой средней ошибкой классификации (хотя она на 5—10% ниже, чем в других методах).

В этой связи возникла необходимость поиска новых путей решения поставленной задачи. Был разработан метод определения пара- и орто-природы регионально метаморфизованных пород, позволяющий не только уменьшить среднюю ошибку классификации по сравнению с погрешностями способа П. Ниггли почти в 2 раза, но также выделять еще и туфогенные породы. Метод основан на последовательном применении ряда диаграмм и дискриминантных функций. Суть построения критериев распознавания сводится к следующему.

Формально решаемую задачу разделения изверженных и осадочных пород по их химическому составу можно свести к известной математической задаче — распознаванию образов методами многомерного статистического анализа. Для этого из различных литературных источников (Абовян, 1962; Джавахишвили и др., 1974; Доильницына, Инина, 1967; Коссовская и др., 1975; Морковкина, 1964; Репечка, 1973; Joplin, 1963, 1965, и др.) собраны силикатные анализы магматических, туфогенных и осадочных пород, характеризующих различные регионы СССР и зарубежных стран. Изверженные породы были представлены гранитоидами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами, диоритами и андезитами, габброидными породами. В каждой такой подгруппе объединено по 100 анализов, характеризующих главным образом достоверные магматические породы малых интрузий. В группу туфогенных пород сведены 284 анализа собственно туфов, пепловых, пемзовых пород, туфопесчаников и других пород, содержащих свыше 50% примеси пирокластического материала. И наконец, осадочные отложения состояли из глинистых пород (330 анализов), кварцевых, кварцево-полевошпатовых



Фиг. 1. Ключевая треугольная диаграмма

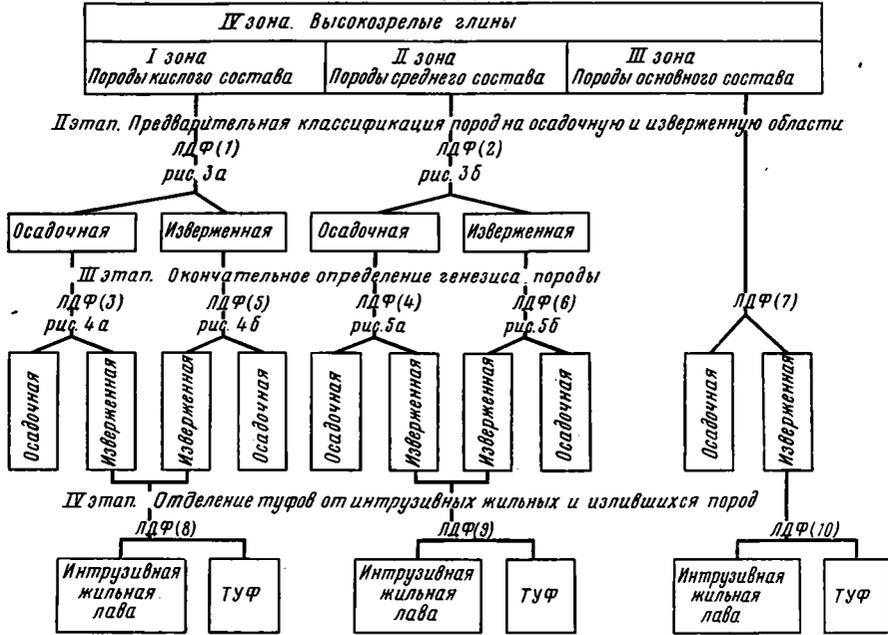
1 — граниты; 2 — гранодиориты и кварцевые диориты; 3 — диориты и андезиты; 4 — габброиды; 5 — щелочные породы; I, II, III, IV — зоны ключевой диаграммы соответственно кислых, средних, основных пород и сильно дифференцированных (главным образом глинистых) осадочных образований. Количество фигуративных точек на диаграмме сокращено в 2,5—3 раза

(258), аркозовых и субаркозовых (42) песчаников, граувакк и субграувакк (66 анализов). Указанные группы анализов представляли собой обучающие выборки. В каждую такую выборку сознательно включались анализы пород разного возраста, выполненные в нескольких лабораториях с тем, чтобы получить критерии различия двух типов пород независимо от района исследований, а также от случайных и систематических ошибок в результатах анализов. Разумеется, такие критерии могут быть получены и будут работоспособны только в том случае, если между сравниваемыми типами пород существует естественное химическое различие. Как и в методе П. Ниггли, с целью снятия направленного изменения химического состава пород при метаморфизме все силикатные анализы, вошедшие в обучающие выборки и представленные для распознавания, были пересчитаны на «сухое вещество» по единому принципу:

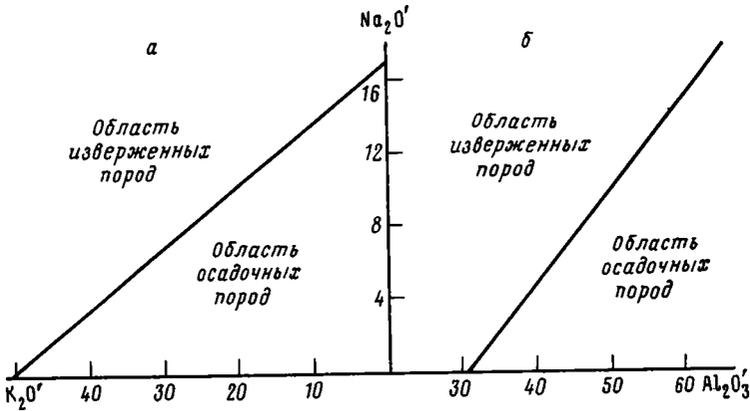


Таким образом, в отличие от метода П. Ниггли результаты анализов

I этап. Ключевая диаграмма. Определение принадлежности породы к I, II или III зоне. Выделение сильно дифференцированных осадков



Фиг. 2. Схема применения линейных дискриминантных функций и диаграмм для установления первичной осадочной, изверженной или туфогенной природы метаморфических пород



Фиг. 3. Графическое выражение линейных дискриминантных функций (1) и (2) для предварительного разделения I и II зон (а и б соответственно) ключевой диаграммы на изверженную и осадочную области

здесь выражаются в пересчитанных условных весовых процентах содержания без перевода в молекулярные проценты, что в целом упрощает расчеты.

Определение первичной природы следует производить в границах существующей классификации изверженных горных пород. Как показала М. Гилярова (1975), кислые, средние и основные изверженные породы достаточно уверенно разделяются по отношению молекулярных количеств глинозема к щелочам. По этому принципу, но на основе услов-

ных весовых процентов содержаний, построена ключевая треугольная диаграмма с вершинами: глинозем — щелочи — остальные компоненты (фиг. 1). По 500 анализам изверженных пород оконтурены поля распространения их фигуративных точек в плоскости диаграммы и проведены границы, разделяющие с равной вероятностью ошибки (7—11%) поля кислых (I зона), средних (II зона) и основных (III зона) пород. Кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники находятся в основном в I зоне, глинистые породы и граувакки во II и III зонах. Туфогенные породы располагаются во всех трех зонах равномерно. Дополнительно на диаграмме выделено поле сильно дифференцированных осадочных пород.

Разработанная схема определения первичной природы метаморфизованных пород с применением на первом этапе ключевой диаграммы изображена на фиг. 2. В схеме использованы уравнения линейных дискриминантных функций, коэффициенты в которых устанавливались с поправкой Андерсона-Бахадура на неравенство ковариационных матриц (Поплавский, 1972). Выбор комбинации из двух наиболее информативных признаков, принятых в качестве координат для построения графиков (фиг. 3, 4, 5), производился по наибольшей величине обобщенного расстояния Махаланобиса ( $D^2$ ). Границы на графиках и уравнения строились таким образом, чтобы вероятности ошибок классификации обоих сравниваемых типов пород были равны. Ошибки классификации определялись на материале обучения. Ниже приводится последовательность операций, которые выполнялись при практическом применении метода, и критерии отнесения изучаемой породы к тому или иному типу.

1. После пересчета результатов анализа метаморфической породы на условные весовые проценты содержаний определялось ее положение на ключевой диаграмме. Если фигуративная точка располагалась в осадочном поле (см. фиг. 1, зона IV), порода диагностировалась как высокозрелая глинистая.

2. Если точка находилась в I или II зоне, производилось предварительное определение **осадочной — изверженной** области по линейным дискриминантным функциям:

$$\text{для I зоны } \beta(x)_2 = -0,2886 \text{ Na}_2\text{O}' - 0,0966 \text{ K}_2\text{O}' + 4,8939 \geq 0, \quad (1)$$

$$\text{для II зоны } \beta(x)_2 = 1,796 \text{ Al}_2\text{O}_3' - 3,548 \text{ Na}_2\text{O}' - 54,663 \geq 0. \quad (2)$$

В этих и других уравнениях, приведенных ниже, правило решения одинаково: при  $\beta(x) > 0$  порода относится к осадочной, при  $\beta(x) < 0$  — к изверженной.

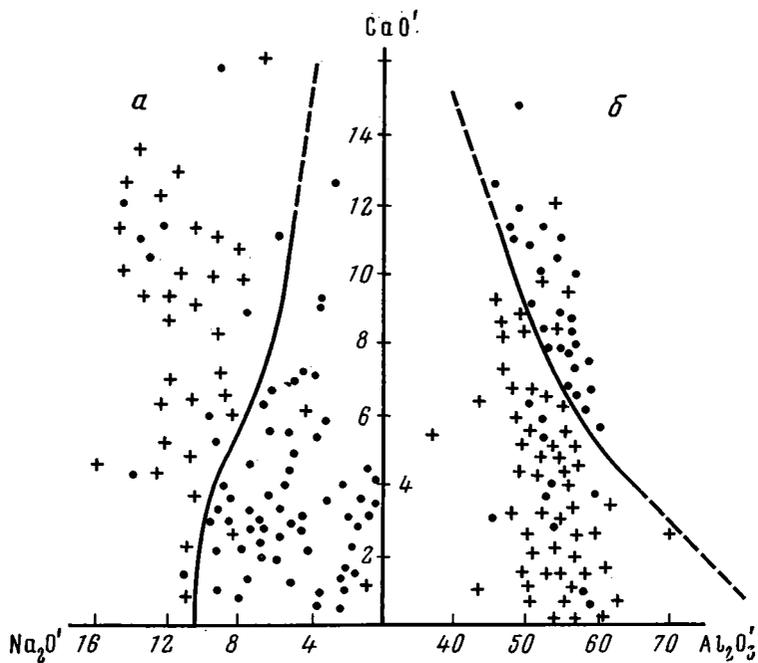
При практическом применении дискриминантные функции (1), (2) удобнее заменить их графическим изображением (см. фиг. 3).

3. Если по первому расчету анализ был отнесен к осадочной области, то окончательное определение генезиса породы **осадочная — изверженная** производилось либо с использованием графиков (фиг. 4, а, 5, а), либо по уравнениям:

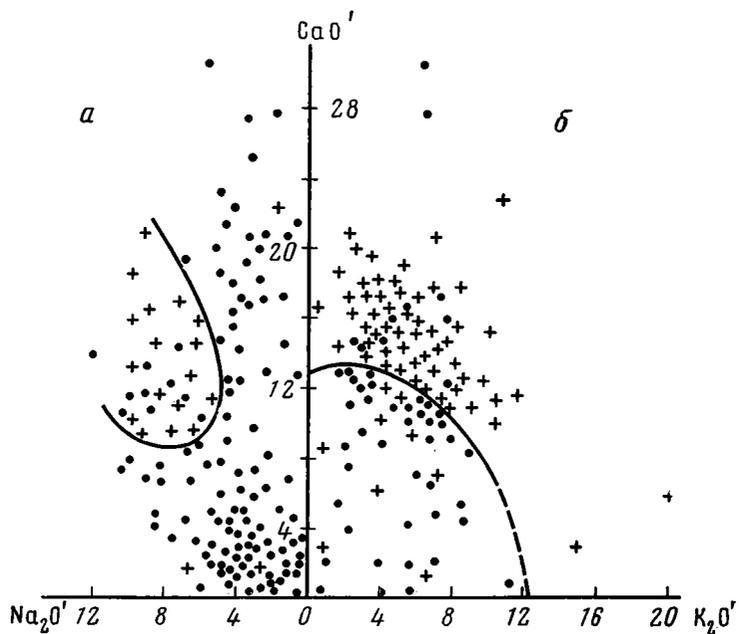
$$\text{для I зоны } \beta(x)_6 = 1,309 \text{ Al}_2\text{O}_3' + 0,947 \text{ Fe}_2\text{O}_3' + 2,7 \text{ MgO}' - 0,654 \text{ CaO}' - 2,596 \text{ Na}_2\text{O}' + 0,546 \text{ K}_2\text{O}' - 76,25 \geq 0, \quad (3)$$

$$\text{для II зоны } \beta(x)_6 = 2,843 \text{ Al}_2\text{O}_3' + 2,663 \text{ Fe}_2\text{O}_3' + 2,431 \text{ MgO}' + 0,776 \text{ CaO}' - 5,815 \text{ Na}_2\text{O}' + 0,019 \text{ K}_2\text{O}' - 181,154 \geq 0. \quad (4)$$

При предварительном отнесении анализа к изверженной области



Фиг. 4. Выделение подобласти изверженных пород (+) среди осадочных образований (·)  
*a* и *б* — то же, что и на фиг. 3



Фиг. 5. Выделение подобласти осадочных пород (·) в пределах области изверженных (+) образований  
*a* и *б* — то же, что и на фиг. 3

окончательное определение типа породы **осадочная — изверженная** осуществлялось по линейным дискриминантным функциям:

$$\text{для I зоны } \beta(x)_6 = -0,911 \text{ Al}_2\text{O}'_3 - 0,258 \text{ Fe}_2\text{O}'_3 - 0,204 \text{ MgO}' + 0,977 \text{ CaO}' - 4,985 \text{ Na}_2\text{O}' - 3,256 \text{ K}_2\text{O}' + 189,615 \geq 0, \quad (5)$$

$$\text{для II зоны } \beta(x)_6 = -0,038 \text{ Al}_2\text{O}'_3 - 0,117 \text{ Fe}_2\text{O}'_3 + 2,498 \text{ MgO}' - 9,508 \text{ CaO}' + 0,427 \text{ Na}_2\text{O}' - 8,151 \text{ K}_2\text{O}' + 146,464 \geq 0 \quad (6)$$

или с использованием графиков (см. фиг. 4, б, 5, б).

4. Для III зоны (породы основного состава) оказалось достаточным использовать одну линейную дискриминантную функцию, разделяющую осадочные — изверженные породы:

$$\beta(x)_6 = 1,071 \text{ Al}_2\text{O}'_3 + 0,826 \text{ Fe}_2\text{O}'_3 + 0,616 \text{ MgO}' + 0,819 \text{ CaO}' + 0,243 \text{ Na}_2\text{O}' + 2,214 \text{ K}_2\text{O}' - 89,52 \geq 0. \quad (7)$$

В среднем по комплексу ошибка классификации осадочных — изверженных пород, определенная на материале обучения, при использовании только линейных дискриминантных функций оказалась равной 21%, а при замене их графиками (см. фиг. 4, 5) — 16,5%, что в 2 раза ниже средней ошибки тетраэдра П. Ниггли. Необходимо заметить, что при использовании графиков привлечение рассчитанных средних анализов может ухудшить результаты распознавания, так как разделяющие границы на отдельных графиках имеют нелинейную форму.

5. Для выделения туфов на основе анализов, отнесенных к изверженным породам, использованы уравнения, разделяющие **изверженные — туфогенные** образования:

$$\text{для I зоны } \beta(x)_6 = 0,267 \text{ Al}_2\text{O}'_3 + 1,669 \text{ Fe}_2\text{O}'_3 - 1,352 \text{ MgO}' - 0,655 \text{ CaO}' + 1,509 \text{ Na}_2\text{O}' - 0,475 \text{ K}_2\text{O}' - 49,91 \geq 0, \quad (8)$$

$$\text{для II зоны } \beta(x)_6 = -2,956 \text{ Al}_2\text{O}'_3 - 3,045 \text{ Fe}_2\text{O}'_3 - 1,905 \text{ MgO}' - 1,535 \text{ CaO}' - 0,208 \text{ Na}_2\text{O}' - 1,433 \text{ K}_2\text{O}' + 235,696 \geq 0, \quad (9)$$

$$\text{для III зоны } \beta(x)_6 = -2,86 \text{ Al}_2\text{O}'_3 - 2,158 \text{ Fe}_2\text{O}'_3 - 1,637 \text{ MgO}' - 1,653 \text{ CaO}' + 0,001 \text{ Na}_2\text{O}' - 5,806 \text{ K}_2\text{O}' + 218,312 \geq 0. \quad (10)$$

Ошибка классификации по уравнениям (8), (9), (10) составила 30%; уменьшить ее не удалось.

Следует заметить, что кислый, средний или основной состав пирокластики, входящей в состав собственно туфов или других осадочно-вулканогенных пород, определяется обычно петрографическими методами.

Однако, как показали исследования А. А. Предовского (1970), Н. П. Семененко (1967) и других авторов, туфогенные породы по аналогии с интрузивными и излившимися магматическими образованиями могут быть разделены по химическому составу на кислые, средние, основные и т. д. Автором в обучающие выборки отбирались туфогенные породы с петрографически установленным характером пирокластики. В плоскости ключевой диаграммы (см. фиг. 1) фигуративные точки туфов кислого, среднего и основного состава уверенно распределялись по своим зонам (I, II, III) с ошибкой классификации, не превышающей

Химические составы метаморфических пород буронской свиты и гранитоидов

№ образца	Окисел													Сумма	№ зоны на ключевой диаграмме	*	
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S <sub>общ</sub>	CO <sub>2</sub>	П. п. п.				
А. Нижняя подсвита буронской свиты																	
169-1	a	70,39	0,55	15,28	0,58	3,85	0,10	1,60	0,62	1,10	2,96	He опр.	He опр.	2,96	100,11	II	o
	б			57,83	18,40			6,06	2,35	4,16	11,20				100,00		
524-1	a	72,13	0,18	14,63	0,58	1,92	0,01	0,40	1,52	2,08	2,56	0,05	»	4,94	101,00	I	тк
	б			61,20	11,36			1,67	6,36	8,70	10,70				100,00		
524-2	a	74,80	0,08	14,24	0,85	0,57	0,02	0,14	0,55	3,54	0,99	0,02	»	4,13	99,93	I	тк
	б			67,99	7,08			0,67	2,63	16,90	4,73				100,00		
664-1	a	76,78	0,16	11,21	0,05	0,18	He опр.	0,64	0,56	1,88	6,50	0,05	0,18	0,58	99,54	I	тк
	б			53,28	1,19			3,04	2,66	8,94	30,89				100,00		
667-1	a	67,70	0,52	14,01	0,36	4,88	»	3,38	0,78	5,70	0,35	0,05	0,35	1,90	99,58	II	тс
	б			46,69	19,28			11,27	2,60	18,99	1,17				100,00		
670-1	a	67,38	0,30	15,29	0,26	3,28	»	2,29	2,69	3,10	2,60	0,05	0,53	2,38	99,56	I	тк
	б			51,18	13,08			7,66	9,00	10,38	8,70				100,00		
671-1	a	67,86	0,18	14,78	0,74	3,07	»	3,13	2,02	1,05	3,50	0,05	0,79	3,36	99,69	II	o
	б			51,62	14,51			10,93	7,05	3,67	12,22				100,00		
671-2	a	75,42	0,20	10,96	0,76	3,78	»	1,45	0,90	1,75	3,05	0,05	0,18	1,60	99,87	II	o
	б			47,50	21,50			6,28	3,90	7,58	13,22				100,00		
673-1	a	80,34	0,20	10,76	0,14	1,03	»	0,48	0,67	5,00	0,80	0,05	0,18	0,42	99,84	I	тк
	б			56,65	6,77			2,53	3,53	26,32	4,21				100,00		
674-1	a	74,34	0,24	12,74	2,19	2,12	»	1,53	0,56	0,25	4,45	0,05	0,18	2,00	100,42	I	o
	б			52,91	18,89			6,35	2,33	1,04	18,48				100,00		
Б. Верхняя подсвита буронской свиты																	
75-2	a	76,73	0,13	13,06	0,22	1,35		0,73	0,55	3,17	0,64	He опр.	He опр.	3,27	99,97	I	o
	б			65,73	8,66			3,67	2,77	15,95	3,22				100,00		

75-4	a б	77,88	0,08	11,64 61,69	0,46 15,21	2,17	0,02	0,54 2,86	0,34 1,80	2,00 10,60	1,48 7,84	0,05	»	3,21	99,87 100,00	I	тк
81-3	a б	68,22	0,46	14,95 53,78	0,64 20,04	4,44	0,02	2,47 8,88	1,45 5,22	2,61 9,39	0,75 2,70	0,04	»	3,90	99,95 100,00	II	о
82-1	a б	67,20	0,48	15,34 53,39	1,13 19,56	4,04		2,40 8,35	1,45 5,05	2,39 8,32	1,53 5,33	0,03	»	3,91	99,90 100,00	II	о
145-1	a б	74,50	0,12	14,80 61,03	0,21 9,28	1,84	0,02	0,40 1,65	1,04 4,29	2,96 12,21	2,80 11,55	Не опр.	»	0,90	99,61 100,00	I	тк
159-1	a б	63,55	0,70	18,97 57,54	0,81 22,32	5,89	0,11	1,90 5,76	0,34 1,03	0,64 1,94	3,76 11,40	»	»	3,52	100,32 100,00	II	о
153-1	a б	58,85	0,87	18,96 50,82	1,10 20,40	5,86	0,18	3,60 9,65	0,90 2,41	4,69 12,57	1,55 4,15	»	»	3,05	99,71 100,00	II	о
154-3	a б	67,61	0,41	17,40 59,35	0,20 17,43	4,42	0,10	1,50 5,12	0,48 1,64	2,24 7,64	2,59 8,83	»	»	2,65	99,69 100,00	I	о
156-1	a б	74,68	0,50	12,01 53,06	0,45 24,58	4,60	0,04	1,20 5,30	0,62 2,74	1,00 4,42	2,24 9,90	»	»	2,37	99,75 100,00	II	о
158-2	a б	67,80	0,97	16,44 56,65	0,15 17,26	4,37	0,07	2,09 7,20	1,04 3,58	2,80 9,65	1,64 5,65	»	»	2,41	99,85 100,00	II	о
170-1	a б	77,52	0,06	12,02 55,76	0,10 10,52	1,95	0,02	0,80 3,71	0,68 3,15	4,00 18,56	1,79 8,30	»	»	0,81	99,68 100,00	I	тк
173-1	a б	57,82	0,75	18,81 48,12	1,33 18,46	5,29	0,13	4,70 12,03	1,32 3,38	3,36 8,6	3,68 9,42	»	»	2,34	99,60 100,00	II	о
174-1	a б	76,13	0,02	12,82 55,57	0,10 8,72	1,72	0,01	1,00 4,33	0,34 1,47	1,42 6,15	5,48 23,75	»	»	0,98	99,94 100,00	I	о

В. Среднепалеозойские (садонские) граниты

285-1	a б	74,04	0,17	14,45 57,77	0,25 10,60	2,16	0,03	0,47 1,88	1,84 7,36	2,60 10,40	3,00 11,99		0,32	0,88	100,21 100,00	I	тк
287-1	a б	72,31	0,20	13,60 51,28	0,50 12,83	2,61	0,03	0,38 1,43	1,84 6,94	3,50 13,20	3,80 14,33		0,43	0,53	99,73 100,00	I	нк
465-3	a б	71,94	0,25	13,60 50,97	0,82 11,32	1,98	0,03	0,75 2,81	1,71 6,41	3,80 14,24	3,80 14,24	Следы	0,64	0,52	99,84 100,00	I	нк
501-1	a б	72,36	0,22	13,58 56,00	0,62 16,49	3,04	0,015	0,44 1,81	1,52 6,27	2,57 10,60	2,14 8,82	0,03	Не опр.	3,28	99,81 100,00	I	нк

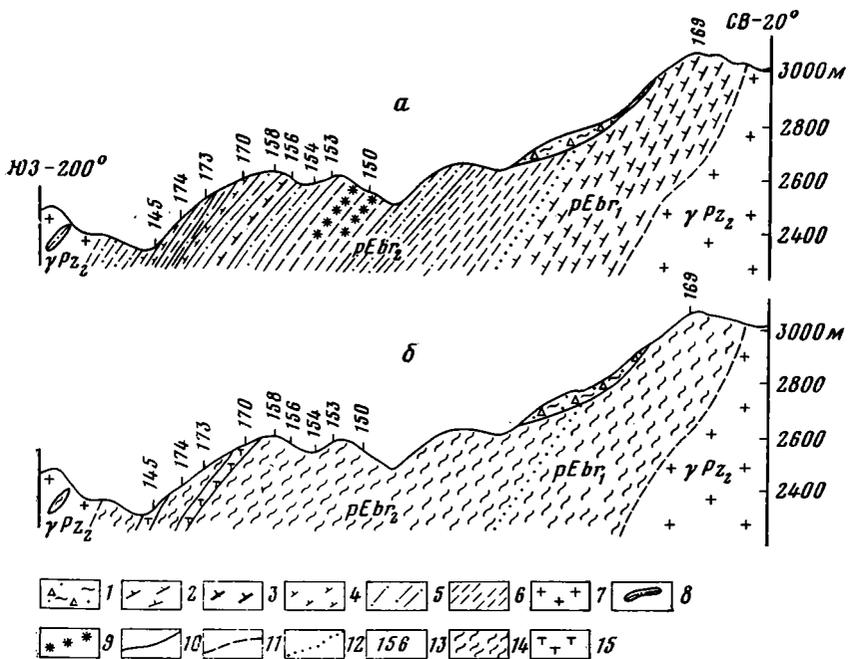
№ образца	Окисел													Сумма	№ зоны на ключевой диаграмме	*	
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S <sub>общ</sub>	CO <sub>2</sub>	П. п. п.				
502-1	a	70,86	0,32	14,62	0,90	2,53	0,06	0,91	1,72	2,86	1,43	0,02	»	3,54	99,77	I	ик
	б			57,89	14,70			3,60	6,81	11,33	5,66				100,00		
504-1	a	69,99	0,10	15,80	0,22	2,69	0,02	0,84	1,52	2,53	2,79	0,02	»	3,73	99,75	I	тк
	б			59,20	12,02			3,15	5,69	9,48	10,45				100,00		
507-1	a	73,12	0,14	14,04	0,56	1,87	—	0,48	0,83	1,98	2,68	—	»	4,07	99,76	I	о
	б			61,99	11,65			2,12	3,66	8,74	11,83				100,00		
Г. Цейские гранодиориты в зоне контакта со среднепалеозойскими гранитами																	
461-1	a	66,59	0,40	16,51	1,00	2,62	0,06	1,35	3,24	2,71	1,42	0,14	—	3,80	99,84	I	ик
	б			56,65	13,43			4,63	11,12	9,30	4,87				100,00		
461-2	a	68,44	0,42	15,67	1,18	3,12	0,05	1,30	2,90	2,71	1,42	0,02	—	2,57	99,80	I	ик
	б			54,70	16,23			4,54	10,12	9,46	4,96				100,00		
462-1	a	73,56	0,14	13,07	1,01	2,01	0,04	0,53	1,52	2,25	2,14	0,23	—	3,39	99,89	I	ик
	б			57,44	14,26			2,33	6,68	9,89	9,40				100,00		
463-1	a	71,96	0,20	14,11	0,39	2,88	0,03	0,48	1,44	3,70	3,60	—	0,56	0,44	99,79	I	ик
	б			52,41	13,34			1,78	5,35	13,74	13,37				100,00		
463-3	a	71,56	0,37	14,62	0,49	2,79	0,03	1,22	0,92	3,30	3,30	—	0,40	1,05	100,05	I	ик
	б			54,25	13,33			4,53	3,41	12,24	12,24				100,00		
464-1	a	69,00	0,35	14,81	1,29	3,60	0,07	0,48	3,02	3,60	3,80	—	0,57	0,15	100,04	II	ис
	б			46,56	17,47			1,58	9,98	11,88	12,54				100,00		
465-1	a	71,82	0,25	12,93	1,07	2,43	0,03	1,51	2,23	3,00	3,50	—	0,55	0,93	100,25	II	ис
	б			47,99	14,00			5,60	8,28	11,13	12,99				100,00		

Примечания. 1. а — полный химический состав, б — химический состав в условных весовых процентах содержаний.

2. Петрографические определения пород: 75-4, 81-3, 169-1, 145-1 (мелкозернистый) — мусковит-хлорит-кварц-плагноклазовые гнейсы; 156-1, 670-1 — мусковит-биотит-кварц-плагноклазовые гнейсы; 75-2; 170-1; 664-1; 524-2 — мусковит-кварц-плагноклазовые мелкозернистые аплито-гнейсы; 667-1 — гранитоподобный крупнозернистый мусковит-биотит(хлорит-кварц-плагноклазовый гнейс; 674-1 — мусковит-хлоритовый кварцит; 671-2, 673-1 — кварциты, содержащие до 10% полевого шпата; 671-1 — мусковит-плагноклазовый кварцито-гнейс; 82-1, 154-3, 158-2 — кварц-мусковит-хлоритовые сланцы, изредка содержащие полевой шпат и биотит; 153-1 — чередование кварц-мусковит-хлоритового и кварц-биотитового сланца; 150-1, 173-1 — кварц-биотитовый сланец с андалузитом и (или) силлиманитом; 285-1, 287-1, 465-3, 501-1, 502-1, 504-1, 507-1 — двуслюдяные граниты; 465-1, 464-1, 463-1, 462-1 — биотит-хлоритовые гранодиориты; 461-2, 461-1 — биотит-роговообманковые гранодиориты.

3. \* — исходные генетические разновидности пород, определенные по разработанному методу: о — осадочная; ик — изверженная порода кислого состава; ис — изверженная порода среднего состава; тк — туф кислого состава; тс — туффит среднего состава.

4. Анализы выполнены в ЦХЛ СКГУ Г. Меньковой.



Фиг. 6. Схематический геологический разрез через буронскую кристаллическую толщу (а) и интерпретация дометаморфического генезиса слагающих его пород (б). Левый борт долины р. Цейдон, 1,7 км западнее сел. Мидадакау. Горизонтальный масштаб равен вертикальному

1 — четвертичные отложения, делювий; 2 — мусковит-хлорит-кварц-плагноклазовый гнейс; 3 — мусковит-биотит-кварц-плагноклазовый гнейс; 4 — мусковит-кварц-плагноклазовый аплит-гнейс; 5 — кварц-мусковит-хлоритовый сланец; 6 — кварц-биотитовый сланец с андалузитом и (или) силлиманитом, 7 — гранит двуслюдяной, среднепалеозойский; 8 — «ксенолиты» кристаллических сланцев в гранитах; 9 — зоны интенсивной лимонитизации в кристаллических сланцах; 10 — контакты между разновидностями метаморфических пород; 11 — контакты гранитов с метаморфической толщей; 12 — контакт между нижней и верхней подсвитами в буронской свите; 13 — номера обнажений, в которых отобраны пробы на силикатный анализ; 14 — породы первично-осадочного генезиса; 15 — породы, первоначально представлявшие собой туфы или осадочные отложения, сильно обогащенные пирокластическим материалом

10—12%, что подтверждает возможность диагностики туфов по их химическому составу.

Таким образом, если по уравнениям (8), (9), (10) данные анализа относятся к туфу, то его состав (кислый, средний или основной) можно с определенной погрешностью определить по принадлежности фигуративной точки к I, II или III зоне ключевой диаграммы.

Описанный метод опробован на материалах В. К. Головенка (1966) по метаморфизованным образованиям Патомского нагорья, на анализах граувакк (Pettijohn, 1972), а также пелитовых и вулканогенных ассоциаций в метаморфических породах кассарской свиты Северной Осетии (Заридзе, Татришвили, 1967) и показал хорошую сходимость с результатами петрографических исследований и полевых наблюдений.

В таблице приведены данные силикатных анализов метаморфических пород буронской свиты Северной Осетии, а также результаты определения их первичной природы. На фиг. 6 показаны геологический разрез через верхнюю подсвиту и расшифровка генезиса слагающих его пород. Выше отмечалось, что петрографическое и минералогическое изучение буронской свиты привело к выводу о ее первично-терригенном составе.

Распознавание первичной природы по химическому составу показывает, что эта толща является **туфогенно-осадочной**. За исключением метаморфизованных жил диабазов и туфов, магматических пород в составе буронской свиты не обнаружено. При этом нижняя подсвита в среднем является более кислой по составу и содержит в большем количестве, чем верхняя, туфогенные породы кислого, реже — среднего состава.

Таким образом, результаты произведенной реставрации по химическому составу не только не противоречат геологическим наблюдениям, но позволяют выделить в составе буронской свиты горизонты, обогащенные туфовым материалом.

При проверке работоспособности метода для диагностики изверженных пород дополнительно использованы химические анализы среднепалеозойских двуслюдяных гранитов, ограничивающих площадь распространения описанной буронской свиты с юго-запада, запада и северо-запада, а также анализы из интрузии цейских гранодиоритов, имеющей мезозойский возраст и прорывающей среднепалеозойские граниты в 1 км к югу от контакта последних с буронской свитой (см. таблицу). Ранее В. Ф. Морковкина (1950) указала на первично-магматический генезис цейских гранодиоритов и среднепалеозойских гранитов. Однако Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1967) считают, что среднепалеозойские граниты могли образоваться в результате низкотемпературной метасоматической гранитизации метаморфических сланцев и гнейсов буронской свиты. Наблюдения автора показали, что эти граниты являются неравновесными «теневыми» гранитами. В них наблюдаются реликты кристаллизационной сланцеватости, проявляющей себя в полосчатости и субпараллельной ориентировке пластинок биотита, а также большое количество пятен, полос, линз сланцевого или гнейсового, состава с хорошо выраженной кристаллизационной сланцеватостью сохраняющей общую субширотную ориентировку, характерную для метаморфических пород. Обращает на себя внимание отсутствие резких контактов между гранитоидами и толщей метаморфических пород. Такого рода соотношения могут указывать на процессы либо гранитизации, либо ультраметаморфизма с переплавлением метаморфических сланцев. Необходимо отметить также, что замеры составов плагиоклазов, произведенные на столике Федорова, показали, что и в породах буронской свиты, и в гранитах плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином (№ 26—34). Более того, полностью совпадают даже законы двойникования (альбитовый и альбит-эстерельский).

Пересчет анализов описанных гранитоидов по разработанному методу показал (см. таблицу), что цейские гранодиориты являются типично интрузивными образованиями, изменяющими свой состав от кислого к среднему по мере удаления от контакта со среднепалеозойскими гранитами вглубь массива. Среди среднепалеозойских гранитов не все анализы свидетельствуют о первично-изверженной природе пород. Часть анализов характерна для туфов кислого состава, а часть — для первично-осадочных образований. Полученные результаты позволяют предположить, что низкотемпературная гранитизация, а возможно, и ультраметаморфизм привели к такому выравниванию химического состава отдельных частей массива, при котором определить первично-осадочную природу исходных образований уже не представляется возможным.

## ВЫВОДЫ

Разработанный метод дает возможность достаточно уверенно выделять в составе регионально метаморфизованных толщ изверженные, осадочные и туфогенные породы. Однако он становится мало эффективным при интенсивно развитых в метаморфических породах процессах ультраметаморфизма или метасоматической гранитизации.

Применение метода для расшифровки генезиса пород буронской свиты не только подтвердило ее первично-терригенную природу, установленную по другим геологическим критериям, но и позволило выявить в ней горизонты, обогащенные туфогенным материалом.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Абовян С. Б. Химические составы изверженных и метаморфических пород Армянской ССР. Ереван, АН АрмССР, 1962.
- Балашов Ю. В., Кременецкий А. А., Швец В. М. Геохимические критерии природы докембрийских амфиболитов.— *Геохимия*, 1972, № 11.
- Гилярова М. А. Метод определения изверженных горных пород по отношению молекулярных количеств глинозема к щелочам.— В сб.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 5, ЛГУ, 1975.
- Головенко В. К. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземистого сырья и древних россыпей.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., «Недра», 1966.
- Горбачев О. В. Отношение пар близких элементов в амфиболитах в связи с вопросами их происхождения.— Докл. АН СССР, 1973, 208, № 2.
- Джавахишвили Р. Г., Кантария Н. Д., Иселиани Л. М. Сборник результатов химических анализов осадочных горных пород Грузии. Тбилиси, 1974.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
- Доильницына В. А., Инина К. А. Сборник химических анализов горных пород Карелии.— Ин-т геол. Петрозаводск, 1967.
- Доморацкий Н. А. Определение первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов.— Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК, 1964.
- Жук-Почкутов К. А. Петрохимические критерии пара- и ортоамфиболитов.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Петрология метаморфических образований северного склона Большого Кавказа.— Тр. Геол. ин-та АН ГССР, новая серия, вып. 12, 1967.
- Косовская А. Г., Гуцина Е. Б., Дриц В. А., Дмитрик А. П., Ломова О. С., Серебrenникова Н. Д. Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса-2 «Гломар Челленджер».— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.
- Куртов Г. С. Новые данные о составе, строении и генезисе буронской свиты в пределах левобережной части долины р. Цейдон.— Тр. СКГМИ, 1973, вып. XXXIII.
- Куртов Г. С. Некоторые данные по изучению кристаллических пород буронской свиты Северной Осетии.— Тез. докл. IV конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Куртов Г. С., Полквой П. А., Стариков В. С. О возможности расчленения буронской свиты Северного Кавказа по магнитной восприимчивости пород.— В сб.: Новые данные по геологии Прикаспийской впадины и сопредельных областей. Элиста, 1973.
- Морковкина В. Ф. О генезисе кристаллических сланцев Буронского месторождения (Центральный Кавказ).— Докл. АН СССР, 1947, т. 58, № 47.
- Морковкина В. Ф. Гранитоиды Центрального Кавказа (Осетия).— Тр. ИГН АН СССР, 1950, № 31, вып. 104.
- Морковкина В. Ф. Химические анализы изверженных горных пород и минералов. М., «Наука», 1964.
- Нематов А. Определение орто-парапород метаморфической серии методом треугольной диаграммы.— Уzb. геол. ж., 1969, № 4.
- Поплавский Н. Н. Распознавание образов методами многомерного статистического анализа.— Тр. ЗапСибНИГНИ, 1972, вып. 55.
- Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970.
- Репечка М. А. Некоторые химические особенности пирокластического материала пепловых прослоев в донных отложениях Японского моря и Северо-Западной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1973, 213, № 6.
- Семененко Н. П. Изофизические и изохимические ряды как критерии для восстановления литогенеза метаморфических пород.— В сб.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2, «Недра», 1967.
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгортехиздат, 1956.
- Dennen W. H., Moore В. R. Reconomiento quimico de los sedimentos detriticos pre-metamorficos.— Bol. de Geologia. Publicacion especial. Caracas, 1972, No. 5.

- Joplin G. A.* Chemical analyses of Australian Rocks. Part I. Igneous and metamorphic. Commonwealth of Australia. Department of national development bureau of Mineral Resources, geology and geophysics.— Bulletin 1963, No. 65.
- Joplin G. A.* Chemical analyses of Australia Rocks. Part II. Sedimentary rocks. Commonwealth of Australia. Department of national development bureau of Mineral Resources, geology and geophysics Bulletin, No. 74, 1965.
- Leake Bernard E.* The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites.— J. Petrol., 1964, No. 2.
- Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R.* Sand and sandstone. New York, 1972.
- Simonen A.* Stratigraphy and sedimentation of the svecofennic early archean supracrustal rocks in Southwestern Finland.— Bull. Comm. Geol. Finland, 1953, v. 160.

Северо-Кавказский горно-металлургический институт  
Орджоникидзе

Дата поступления  
23.IV 1979

---

## ХРОНИКА

УДК 551.83 : 551.75

### ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ И УГОЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ НА IX МЕЖДУНАРОДНОМ КОНГРЕССЕ ПО СТРАТИГРАФИИ И ГЕОЛОГИИ КАРБОНА

*П. П. ТИМОФЕЕВ, Б. В. ПОЛЯНСКИЙ*

С 10 мая по 2 июня 1979 г. в США (г. Вашингтон и г. Эрбана, шт. Иллинойс) проходил IX Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона, организованный геологической службой шт. Иллинойс и Иллинойским университетом совместно с другими геологическими организациями США и приуроченный к 100-летию геологической службы США.

Международные конгрессы по стратиграфии и геологии карбона проводятся с 1927 г. регулярно каждые четыре года. С 1958 г. советские ученые систематически принимают в них участие. Предыдущий VIII конгресс состоялся в Москве в 1975 г.; IX конгресс впервые проходил за пределами Европы.

На конгрессе, помимо обсуждения проблем стратиграфии и геологии карбона, большое внимание, как и на последних конгрессах, уделялось вопросам генезиса угленосных формаций, распространения угольных бассейнов в земной коре, петрографии и генезиса угля, прогнозной оценки запасов твердых горючих ископаемых и др., т. е. конгресс в значительной степени был посвящен вопросам угольной геологии.

На тематику докладов существенное влияние оказали современные энергетические проблемы, связанные с повышением роли твердых горючих ископаемых и энергетическом балансе большинства развитых стран. В связи с этим на конгрессе присутствовало большое количество специалистов в области изучения угленосных и нефтегазоносных формаций мира.

В IX конгрессе приняли участие около 700 делегатов, большую часть которых составляли геологи США. В состав советской делегации входило 16 человек от АН СССР, Мингео СССР, Минуглепрома СССР и Минвуза СССР. Другие социалистические страны были представлены делегатами от Польши и Югославии. Присутствовала делегация от КНР, состоящая из 15 человек.

До начала конгресса в Вашингтоне 17 и 18 мая проходили заседания Постоянного международного комитета по проведению карбоновых конгрессов и Международных подкомиссий по стратиграфии карбона и перми. Одновременно в Эрбане работал Международный комитет по петрологии угля (МКПУ).

Открытие конгресса состоялось 19 мая в Вашингтоне, где на пленарной сессии с приветствиями выступили президент конгресса М. Гордон (США) и президент VIII конгресса чл.-кор. АН СССР П. П. Тимофеев.

На сессиях конгресса в Эрбане было заслушано и обсуждено несколько сотен докладов, состоялись заседания семи дискуссионных групп. К открытию конгресса опубликованы тезисы более 400 докладов.

Советские делегаты участвовали в работе всех основных секций конгресса (стратиграфической, палеонтологической, петрографии и генезиса угля, угленосных формаций, петрографии осадочных пород, палеоклиматологии, палеогеографии и др.), представив 15 докладов по стратиграфии, палеофлористике, угленосным формациям, седиментологии, тектонике, петрографии угля и др. Кроме того, на конгрессе зачитывались четыре отчета международных рабочих групп, в числе авторов которых были и советские специалисты.

В докладах, сделанных на пленарных заседаниях (Р. Нойманн, ФРГ; А. Кросс, Г. Вуд, Дж. Саймон, США), подчеркивалась мысль о повышении роли ископаемых углей как энергетического сырья. В течение ближайших лет добыча угля в мире должна удвоиться. По данным Р. Ноймана, учтенных в настоящее время запасов нефти

хватит человечеству всего на 33 года, природного газа — на 45, а угля — на 255 лет.

На сессии конгресса «Угольные бассейны мира» П. П. Тимофеев изложил современные проблемы корреляции процессов седиментогенеза и литогенеза угленосных формаций. В докладе Н. И. Погребнова, Д. С. Сафронова и И. А. Бертельс-Успенской (СССР) рассмотрены тектонические аспекты размещения угольных бассейнов мира.

Значительная часть докладов посвящена *генезису, корреляции и цикличности* угленосных формаций мира. Особенно детально изложены материалы по основным средне-верхнекарбонным угольным бассейнам США (Дж. Кэси). Интересное сообщение было сделано о связи пермских и постпермских нефтяных и газовых месторождений Северного моря с угленосными формациями карбона Северо-Западной Европы, при этом последние рассматривались как потенциальные источники нефти (Е. Муган, США; Х. Хедеман, ФРГ).

Североамериканские геологи большое внимание уделяли проблемам связи нефтегазоносности отложений карбона с их угленосностью, причем эти вопросы были изложены, как правило, в генетическом аспекте, с точки зрения палеогеографии, фациального анализа осадков и преобразования органического вещества. Анализировались вопросы нефтематеринских пород, коллекторов и прогнозной оценки нефтеносности угленосных формаций (Х. Биссель, США).

*Цикличность* угленосных — терригенных и карбонатных морских отложений Северной Америки, Европы и Средиземноморского региона рассмотрена в серии докладов, касающихся их литологии и стратиграфии. Применение методики генетического и количественного анализа цикличности дельтовых и морских отложений карбона Северной Америки и Шотландии позволило некоторым авторам сделать выводы об изменении уровня моря, климата, скорости седиментации и т. д. (У. Рид, Е. Белт, Великобритания).

С геохимических позиций изучены верхнепенсильванские циклично построенные терригенные отложения восточного Канзаса, причем установлены геохимические взаимоотношения между отдельными элементами и окислами как фациальными индикаторами (Д. Кабит, Д. Мерриам, США).

В карбонных цикличных накоплениях, на базе изучения их минералогического состава, выделено несколько типов карбонатного и обломочного седиментогенеза, сделаны выводы о движении береговой линии, изменении палеоландшафтов и т. д.

Наметился различный подход к объяснению причин цикличности. В частности, одни авторы считали основой цикличности тектонические движения, другие же объясняли причину цикличности внутренними, седиментационными причинами (С. Гош, США). Почти не были освещены вопросы корреляции циклов, их генетической характеристики, причинности, но больше внимания уделялось количественному анализу цикличности и связи угле- и нефтеобразования применительно к вопросам цикличной седиментации.

Основные доклады о *составе и условиях образования торфов в связи с генезисом* сделаны американскими специалистами. В них анализировался петрографический состав торфа, связь свойств торфа с условиями его образования. Наибольший интерес представлял доклад о предшественниках резинита углей в торфяных болотах (А. Коэн, США).

По вопросам *петрографии и генезиса углей* доклады посвящены региональной характеристике петрографического состава углей бассейнов Индии, США, КНР, а также отражательной способности витринита с целью изучения метаморфизма углей и восстановления палеотемператур (Г. Навал и др., Индия; С. Остен и др., США; Чен-Му-Жу и др., КНР). Теоретические и практические аспекты петрологии углей рассмотрены в докладах И. Б. Волковой (СССР), Ф. Тинга (США), Г. Якоба (ФРГ).

Большой интерес представляли доклады о применении в углепетрографии новых методов изучения микроструктуры углей в условиях флюоресценции (С. Саньял и др., Индия), исследования термопластичности и агломерации некоторых американских углей на микроскопе с нагревающимся столиком (А. Гош, США), петрографического изучения нерастворимости органического остатка при полукоксовании некоторых австралийских углей (К. Диссель и др., Австралия).

Вопросу переработки углей уделялось большое внимание, проведен специальный симпозиум Международного комитета по петрологии углей на тему «Полукоксование и коксование углей». На заседаниях Международного комитета рассматривались вопросы классификации углей и их компонентов в аспекте как научных исследований, так и промышленного использования угля.

По проблеме *минеральных компонентов и элементов-примесей в углях* сделано более 10 докладов на трех рабочих сессиях конгресса.

Проблемы *седиментологии и палеогеографии* рассматривались на сессиях конгресса, посвященных осадочным системам нефте- и угленосных пород, глинистым минералам, связанным с угленосными формациями, конкреционным образованием и другим аспектам седиментогенеза. Обсуждались проблемы корреляции угольных пластов по подугольным глинам, использования некоторых глинистых минералов для оценки степени метаморфизма углей и вмещающих пород, глин как показателей климата и практического использования глин (М. А. Ратеев, П. П. Тимофеев, СССР; С. Лунг, США).

Ряд докладов посвящен тонштейнам в угольных бассейнах и конкрециям, причем особое внимание уделялось их генезису и корреляционному значению (П. В. Зарницкий, СССР; К. Бургер и др., ФРГ).

В докладе П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой (СССР) рассмотрены вопросы генезиса «черных сланцев» мелового возраста Восточной Атлантики. Впервые однозначно доказаны мелководные условия их седиментации.

Ряд докладов касался генезиса, корреляции и палеогеографии угленосных формаций Альпийско-Гималайского пояса (Б. В. Полянский, СССР; А. М. Грубик, М. Д. Эрцеговац, Югославия; Н. Ахмад, Индия) и Ангариды (О. И. Богуш, О. В. Юферев, СССР; В. М. Богомазов, СССР).

Специальный симпозиум был посвящен вопросам изучения отложения окраин миссисипского карбонатного шельфа в Северной Америке.

Доклады на секции «Карбонаты и карбонатонакопление» также носили в основном частный характер (рассматривались, например, породы одного-двух членов формации на ограниченной территории). Наибольший интерес вызвали доклады Г. М. Уолклена (Англия) о цикличности в карбонатных морских осадках динанта Великобритании и П. П. Рао (Австрия) о холодноводных морских карбонатах из карбона Тасмании.

Доклады на палеогеографические темы тесно смыкались с биогеографическими. В. Маме (Канада) и Б. Скипп (США) рассмотрели палеогеографическое использование данных по нижнекаменноугольным фораминиферам. В северном полушарии выделено три крупных зоны. Доклад Л. М. Диккинса (Австралия) касался реконструкции палеоклиматов Земли по данным фауны беспозвоночных.

*Влияние палеотектоники на распределение угольных бассейнов* в земной коре и образование деформаций в угленосных толщах обсуждалось в докладах, касающихся территорий Великобритании, Индии, Испании, Колумбии. Несомненный интерес представляет то обстоятельство, что в большинстве докладов в качестве теоретической основы принята гипотеза дрейфа континентов. Кроме того, широко использовались материалы космических съемок.

Советской делегацией были организованы заседания бюро рабочей группы Международного проекта № 166 «Корреляция угленосных формаций» (КУФ). На заседания были приглашены представители стран, еще не вошедших в рабочие группы КУФ. Обсуждались тематика, направления и цели исследований по программе (руководитель проекта — чл.-кор. АН СССР П. П. Тимофеев).

Программа охватывает семь проблем изучения угле-, сланце- и торфоносных формаций: 1 — стратиграфическая корреляция угленосных формаций, 2 — седиментогенез и корреляция процессов образования угле-, сланце- и торфоносных формаций, 3 — тектоническая эволюция формаций, 4 — процессы преобразования органического вещества формаций, 5 — процессы преобразования пород формаций, 6 — критерии прогноза твердых горючих ископаемых, их ресурсы, 7 — геохимическая характеристика формаций. Участники заседания приняли решение поручить советской рабочей группе составить детальные разработки исследований по всем проблемам проекта, которые будут выполняться в СССР. По образцу этого плана будут создаваться планы национальных рабочих групп других стран.

Для делегатов конгресса были организованы выставки геологической аппаратуры, палеонтологических коллекций, новейшей геологической литературы, экспозиция по истории геологической службы США. Состоялись полевые экскурсии на разрезы карбона и в угледобывающие карьеры разных районов США. Советские делегаты приняли участие в трех экскурсиях, на которых демонстрировались седиментационная и структурная история Иллинойского бассейна в Пенсильвании, стратотипические разрезы миссисипия, разрезы карбона в Большом Каньоне и каньоне Оак-Крик в Аризоне и Южной Неваде.

Экскурсия по Иллинойскому угольному бассейну позволила ознакомиться с одним из крупнейших бассейнов Америки. Залегание угольных пластов в бассейне пологое, спокойное. Пласты выдержанные, мощность их обычно составляет 1—1,4 м, нередко достигая 1,8—2 м. Общее число пластов 14. Угли по метаморфизму примерно соответствуют длиннопламенным.

Запасы углей бассейна составляют 162 млрд. т, в том числе для открытых работ — 20,5 млрд. т. Добыча угля ведется в небольших карьерах (до 3 млн. т в год и в 1978 г. составила 55 млн. т). Себестоимость угля при открытой добыче составляет около 20 долл. за тонну. Значительны затраты на восстановление земель (около 5 долл.), которые входят в указанную себестоимость. Несмотря на это, эксплуатация карьеров экономически рентабельна, хотя разрабатываются пласты сравнительно небольшой мощности.

На заседаниях Постоянного международного комитета по проведению карбоновых конгрессов принято решение о проведении следующего конгресса в 1983 г. в Испании.

ГИН АН СССР,  
Москва

Дата поступления  
2.1.1979

## II ВСЕСОЮЗНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ПРОБЛЕМЕ «КОЛЛЕКТОРЫ НЕФТИ И ГАЗА НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ»

*Н. Б. ВАССОВИЧ, Б. К. ПРОШЛЯКОВ*

31 января — 2 февраля 1979 г. в Московском институте нефтехимической и газовой промышленности им. И. М. Губкина проведена II Всесоюзная научно-техническая конференция по проблеме «Коллекторы нефти и газа на больших глубинах», посвященная 50-летию института. Конференция организована кафедрой петрографии и геохимии осадочных пород МИНХ и ГП им. И. М. Губкина в соответствии с планом работы секции нефтяной литологии Межведомственного литологического комитета и Минвуза СССР. На конференцию прибыли представители от 93 организаций из 37 городов и населенных пунктов 11 союзных республик.

В работе конференции приняли участие 394 человека, в том числе 2 члена-корреспондента АН СССР, 36 докторов наук, 181 кандидат наук, — делегаты от 12 вузов, 63 академических и ведомственных научно-исследовательских институтов и 20 производственных организаций министерств геологии СССР и РСФСР, нефтяной промышленности СССР и газовой промышленности СССР.

К началу конференции в сборнике «Коллекторы нефти и газа на больших глубинах» опубликованы тезисы 134 докладов. На пленарных заседаниях заслушано 38 докладов, у стендов сделано 18 сообщений.

За 4 года, прошедшие после I конференции (1975 г.), выполнены новые разработки и получены дополнительные материалы, существенно расширяющие и углубляющие представления о коллекторах нефти и газа на больших глубинах. Теоретически обосновано и подтверждено на практике наличие на глубинах до 7—8 км пород с аномально-высокими (для этих глубин) коллекторскими свойствами. Выявлены основные причины, способствующие сохранению первичных коллекторов (наличие в породах чистых, без примесей, углеводородов; крупный и однородный размер песчаных зерен, слагающих породу; большая мощность песчано-алевритовых пород; экранизация коллекторских пород мощными соляными толщами; аномально-высокие пластовые давления), а также содействующие образованию вторичных коллекторов (высокая хрупкость пород; наличие в породах легкорастворимых соединений и разлагающихся веществ; возможность кристаллических веществ превращаться при изменении термобарических условий в соединения с меньшим размером кристаллической решетки). Установлено, что на больших глубинах коллекторами могут быть породы различного вещественного состава: песчано-алевритовые, карбонатные, глинистые, а также магматические и метаморфические образования и их кора выветривания. По мере углубления возрастает роль коллекторов порово-трещинного и трещинного типов. Для ряда районов применительно к большим глубинам установлена приуроченность повышенной емкости пород к положительным структурам (Предкарпатский прогиб, Прибалтика, Днепровско-Донецкая впадина, Предуральский прогиб). Созданы первые методики для прогнозирования коллекторов нефти и газа на больших глубинах.

В целях дальнейшего прогресса в области изучения коллекторов нефти и газа на больших глубинах и оказания реальной помощи народному хозяйству страны, конференция приняла развернутое решение, в котором указаны основные ориентиры предстоящих исследований: познание влияния процесса формирования залежей углеводородов на коллекторские свойства пород в самой залежи, в зоне газонефтяного, водонефтяного и газоводяного контактов и ниже их; определение глубины формирования залежей нефти и газа, в настоящее время залегающих на больших глубинах; совершенствование существующих и создание новых эффективных методик прогнозирования коллекторов; выявление строения глубинных природных резервуаров нефти и газа, их положения во времени и пространстве; дальнейшее совершенствование комплекса лабораторных литологических, геохимических и физических исследований пород, в том числе в термобарических условиях, близких к пластовым; продолжение исследований по разработке методов цифрового кодирования литологической информации с целью применения математических методов и ЭВМ для выявления роли различных факторов в формировании пород-коллекторов.

Участники конференции обратили внимание Министерств геологии СССР, нефтяной и газовой промышленности СССР, высшего и среднего специального образования СССР на необходимость улучшить оснащение научно-исследовательских и учебных лабораторий подведомственных им организаций новейшими приборами, установками, оборудованием и электронно-вычислительной техникой, организовать проектирование и выпуск серийной аппаратуры для всестороннего исследования коллекторских свойств пород и дать распоряжение об увеличении отбора керн с больших глубин, особенно из продуктивных горизонтов.

В решении высказано пожелание в адрес секции научно-методического Совета Минвуза СССР по нефтяному геологическому образованию об усилении литологической подготовки геологов и геофизиков и о создании специализации «Литология природных резервуаров нефти и газа» (специальности 0103) в ведущих нефтяных вузах страны.

## К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляют в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Название фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим) и о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п., и т. д., 1 м., 2 кг) не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.
10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например (Федоров, 1949), или так: А. И. Федоров (1949).
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз); например «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.

13. Все фигуры, (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющих на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий, различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможно максимальном их уменьшении.

14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.

15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты ( $\frac{3}{4}$  страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».

16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.

17. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

18. В подготовленном к набору (отредактированном) оригинале статьи редакция просит Вас тщательно выверить текст, проверить рисунки и сверить их соответствие с подписями к рисункам.

19. Проверенный и исправленный текст и рисунки подписать «в печать» и расписаться (в тексте — в верхнем углу, справа; на рисунке — на обороте — карандашом).

20. Все дополнения, исправления и подписи делать только простым карандашом.

21. Корректурa авторам впредь высылаться не будет.

#### Опечатка

В номере 3 журнала в статье Н. Б. Вассоевича и М. М. Лившица «К выходу в свет перевода книги «Петрология углей» вкралась ошибка в выходных данных

Напечатано	Следует читать
Московский институт нефтехимической и газовой промышленности, Москва	МГУ, Москва Дон УГИ, Донецк

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:**

**В. Н. ХОЛОДОВ** (зам. главного редактора), **Г. А. КАЛЕДА**, **А. Г. КОССОВСКАЯ**,  
**Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ**, **А. П. ЛИЦИЦЫН**, **А. К. ЛИЦИЦИН**,  
**О. И. ЛУНЕВА**, **Б. М. МИХАЙЛОВ**, **А. Б. РОНОВ**, **А. С. СОКОЛОВ**, **В. А. ТЕНЯКОВ**,  
**П. П. ТИМОФЕЕВ**, **И. В. ХВОРОВА**

**EDITORIAL BOARD:**

**V. N. KHOLODOV** (Assistant Editor-in-chief), **G. A. KALEDA**, **A. G. KOSSOVSKAJA**,  
**G. F. KRASHENINNIKOV**, **A. P. LISITZIN**, **A. K. LISITZIN**,  
**O. I. LUNEVA**, **B. M. MICHAILOV**, **A. B. RONOY**, **A. S. SOKOLOV**, **V. A. TENJAKOV**,  
**P. P. TIMOFEEV**, **I. V. KHVOROVA**

**Адрес редакции:**

**109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР**

**Телефон 233-00-47 доб. 377**

**Зав. редакцией В. Д. КОМПАНИЕЦ**

**Технический редактор *Е. И. Гришина***

---

**Сдано в набор 1.08.80**    **Подписано к печати 04.10.80**    **Т-15876.**    **Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.**  
**Высокая печать**    **Усл. печ. л. 14,0**    **Уч.-изд. л. 15,7**    **Бум. л. 5,0**    **Тираж 1228 экз.**    **Зак. 5093.**

---

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21.  
2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10.

## ВНИМАНИЮ НАУЧНЫХ РАБОТНИКОВ!

С 1981 года вводится новый порядок сбора заказов на ряд книг, предназначенных для специалистов узкого профиля. Эти издания будут распространяться только по гарантированным заказам.

Книги эти вошли в ч. II-ю аннотированного тематического плана выпуска издательства «Наука» по естественно-научной и технической литературе.

Заказы на них индивидуальные покупатели оформляют на почтовых открытках с указанием обратного адреса, а учреждения и предприятия — гарантийными письмами как твердые, гарантированные заказы. Для библиотечных коллекторов и библиотек сохраняется прежний порядок заказов на эту литературу. Книжные магазины обязаны своевременно известить покупателей о полученных книгах.

Тираж книги будет устанавливаться в строгом соответствии с количеством собранных заказов.

Обращаем Ваше внимание на работы, распространяемые по гарантированным заказам, близкие профилю нашего журнала:

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 51. 18 л. 2 р. 70 к.

План 1981 г., кн. 2 № 758.

Геохимия процессов рудообразования. 20 л. 3 р. 40 к.

План 1981 г., кн. 2 № 759.

Закономерности размещения полезных ископаемых, т. XIII. Орогенная металлогения. 30 л. 3 р. 50 к.

План 1981 г., кн. 2 № 760.

Зинкевич В. П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. Труды Геологич. ин-та, вып. 349. 12 л. 1 р. 80 к.

План 1981 г., кн. 2 № 761.

Зырянов В. Н. Фазовое соответствие в системах щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов. 20 л. 3 р. 40 к.

План 1981 г., кн. 2 № 762.

Инженерно-геологические аспекты рационального использования и охраны геологической среды. 20 л. 3 р.

План 1981 г., кн. 2 № 763.

Когарко Л. Н., Крагман Л. Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. 10 л. 1 р. 50 к.

План 1981 г., кн. 2 № 764.

Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. 20 л. 3 р. 60 к.

План 1981 г., кн. 2 № 765.

Современные методы прогноза оползневой процесса. 10 л. 1 р. 50 к.

План 1981 г., кн. 2 № 766.

Федонкин М. А. Беломорская биота венда (докембрийская бесскелетная фауна севера Русской платформы. Труды Геол. ин-та, вып. 342. 1 р. 50 к.

План 1981 г., кн. 2 № 767.

Холодов В. Н., Недумов Р. И. Литология и геохимия среднего мюоцена Восточного Предкавказья. Труды Геол. ин-та, вып. 358. 20 л. 3 р.

План 1981 г., кн. 2 № 768.

Тимофеев Д. А. Терминология флювиальной геоморфологии. 22 л. 3 р. 30 к.

План 1981 г., кн. 2 № 772.

**Цена 1 р. 25 к.**  
**Индекс 70493**