

ISSN 0024-497X

• НАУКА •



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

2

1991

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

2

МАРТ-АПРЕЛЬ

1991

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Цеховский Ю.Г., Касимов Н.С., Котова Л.В., Пинхасов Б.И.</i> Древний палыгорскитовый элювий Тянь-Шаня.	3
<i>Денисенко О.В., Свиточ А.А.</i> Некоторые черты литологического состава и строения новейших отложений Сахалина (материалы опорных разрезов)	20
<i>Кулиш Л.И., Кулиш Е.А., Ковалева М.П.</i> Геология и условия формирования Бурштынского марганцевого месторождения	27
<i>Вознесенская Т.А., Бадарч Г.</i> Седиментация и вулканизм Джинсэтской подзоны варисцид Южной Монголии.	37
<i>Коптева В.В.</i> Гиалокластит-осадочная толща базальтового комплекса офиолитов Алая.	53
<i>Орлова Л.В.</i> Состав и степень изменения каменноугольных отложений Южно-Русской провинции угленакопления	68
<i>Тимофеев П.П., Зверев В.П.</i> Гидрогеохимические среды современного седименто- и литогенеза	76
<i>Янаскурт О.В.</i> Некоторые черты эволюции седименто- и литогенеза платформенных окраин на рубеже палеозойской и мезозойской эр. Сообщение 2. Сравнительный анализ условий седиментации в пермо-триасовых бассейнах Западного Предверхоянья, Восточного Предкавказья и своеобразии литогенеза в триасе	90
<i>Холодов В.Н.</i> К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Сообщение 2. Челекен-Боядагская гидротермальная система	104

Краткие сообщения

<i>Батова Г.И.</i> Природа и геохимические особенности органического вещества донных осадков Мадагаскарского шельфа на разрезах река — океан.	124
<i>Шванов В.Н., Бабкин В.Ф.</i> Рассеянные карбонаты в терригенных толщах палеозоя Центрального Таджикистана	135

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR

2

MARCH-APRIL

1991

CONTENTS

<i>Tsekhovskiy Yu.G., Kasimov N.S., Kotova L.V., Pinkhasov B.I.</i> Ancient Palynogorskite eluvium of Tien Shan	3
<i>Denisenko O.V., Svitoch A.A.</i> Some features of the lithological composition and structure of recent deposits in Sakhalin (data on standard sections)	20
<i>Kulish L.I., Kulish Ye.A., Kovalyova M.P.</i> Geology and the formation setting of the Burshtyn manganese deposits	27
<i>Voznesenskaya T.A., Badarch G.</i> Sedimentation and volcanism of the Dzhinset variscide subzone in South Mongolia	37
<i>Kopteva V.V.</i> Hyaloclastic sedimentary sequence of the basalt complex in the Alay ophiolites. .	53
<i>Orlova L.V.</i> Composition and alteration degree of the coal deposits in the Yuzhno-Russkaya (South-Russian) coal accumulation province	
<i>Timofeev P.P., Zverev V.P.</i> The hydrochemical environments for the recent sedimento- and lithogenesis	76
<i>Yapaskurt O.V.</i> Some features of sedimento- and lithogenetic evolution of platform margins at the boundary between the Palaeozoic and Mesozoic eras. Contribution 2. Comparative analysis of the sedimentation conditions in the Permian-Triassic basins of Western Verkhoyansk region, Eastern Precaucasus and their lithogenesis in the Triassic	90
<i>Kholodov V.N.</i> On the problem of mineral deposits genesis in elision basins. Contribution 2. The Cheleken Boyadag hydrothermal system	104

In Brief

<i>Batova G.I.</i> The nature and geochemical features of the organic matter in the bottom sediments of the Madagaskar shelf in river-ocean sections	124
<i>Shvanov V.N., Babkin V.F.</i> Scattered carbonates in Palaeozoic terrigenous sequences in Central Tadzhikistan	135

УДК 551.311.231(235.216)

© 1991

Цеховский Ю.Г., Касимов Н.С., Котова Л.В.,
Пинхасов Б.И.

ДРЕВНИЙ ПАЛЫГОРСКИТОВЫЙ ЭЛЮВИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ

В статье рассмотрены вопросы строения, состава и условий образования палыгорскитовых глин в миоценовом и раннекайнозойском аридном элювии (увенчанном известковистыми или доломитово-известковистыми каличе) на территории Тянь-Шаня. Материнским субстратом элювия служили граниты палеозойского фундамента, перемытые дресвяники гранитов и глины (гидрослюдистые или монтмориллонитовые) миоценовой ирташской или раннекайнозойской сулутерекской свит.

Широкое развитие палыгорскитовых глин в мезо-кайнозойских осадочных толщах Тянь-Шаня отмечено многими авторами [2, 11, 20, 27 и др.]. Их возникновение обычно связывается здесь с аутигенным глинообразованием в осолоняющихся морских водоемах аридной зоны. В процессе исследований выявлено обильное присутствие палыгорскитовых минералов в погребенных пластовых каличе в составе континентальных отложений раннекайнозойской (сулутерекской) и миоценовой (ирташской) свит.

Изучение пластовых известняков в разрезах данных свит свидетельствует о том, что в их числе (наряду с озерными образованиями) часто встречается их генетическая разность — погребенные горизонты известковистых каличе, венчающие разрезы древних элювиальных профилей (в составе фаций пролювия).

Строение данных профилей однотипное. Материнским субстратом служат слабоизвестковистые, местами песчанистые, глины. Выше в глинах появляются вертикальные ориентированные стяжения, журавчики, пятна или прожилки кальцита; их количество вверх по профилю возрастает, и в его кровле они, сливаясь друг с другом, образуют пластовый известковистый панцырь или каличе комковатой текстуры. Мощность элювиальных профилей колеблется от 0,5 до 4 м; в том числе мощность каличе составляет 0,2–1,5 м.

Для рассматриваемых элювиальных профилей характерны:

1. Приуроченность к континентальным (обычно пролювиальным) отложениям, их локализации в кровле седиментационных циклов, где они фиксируют локальные перерывы осадконакопления.

2. Зональное строение элювиальных профилей с неясно выраженными, неровными границами между элювиальными зонами, усиление степени текстурно-минеральных преобразований исходных пород вверх по профилю (в особенности в зоне каличе). Наличие в основании каждой вышележащей зоны реликтовых пятен менее преобразованных пород нижних зон.

3. Отсутствие в известняковых породах слоистых озерных текстур, водной фауны и обилие типичных признаков элювия. Это в первую очередь комковатый облик пелитоморфных каличе, которые пронизаны большим числом трещин, прожилков или трубчатых каналов, субвертикально ориентированных к первичному напластованию пород и заполненных раскристаллизованным кальцитом,

местами глинами или остающихся частично полыми. Трубчатые каналы (диаметром 0,1–7 мм) утоняются, раздваиваются и ветвятся вниз по профилю; большинство их возникло на месте корней растений органогенного горизонта древних почв. Именно почвенные трещины и корневишные каналы обуславливают комковатый характер каличе, появление субвертикальных текстур.

Необходимо отметить, что вопрос о генетической сущности каличе в настоящее время не решен однозначно. В геологическом словаре [4] каличе отнесено к образованиям коры выветривания и отмечено, что карбонатная кора выветривания является синонимом термина *каличе*. Б.М. Михайлов и Г.В. Куликова [18] также включали каличе в состав кор выветривания аридного типа литогенеза, формирующихся на осадочном субстрате. Но в последней публикации Б.М. Михайлов [17] исключил данные образования из состава кор выветривания и отнес их к самостоятельным продуктам гипергенеза – иллювию.

Однако термин *иллювий* обычно применяют в почвоведении для обозначения среднего горизонта элювиального профиля, сформированного за счет привноса компонентов из его верхней части.

В настоящее время как геологи, так и почвоведы обычно связывают образования каличе или калькретов не с иллювиальным процессом (роль которого в аридном климате невелика), а главным образом с боковым или капиллярным подтоком карбонатов из почвенно-грунтовых вод. Причем большинство исследователей считают, что формирование каличе и калькретов осуществлялось в древних аридных почвах [6, 9, 10, 14, 19]. Это и позволяет рассматривать данные образования как разновидность аридного элювия (или аридных кор выветривания, развитых на осадочном субстрате).

Имеются публикации, где описывается формирование палыгорскитовых глин в древнем аридном элювии от триаса до современной эпохи [1, 16, 19]. Их возникновение связывается как с кристаллизацией из щелочных почвенных растворов, возникающих за счет боковой инфильтрации либо капиллярного просачивания, так и с преобразованием магнезиальными растворами местного алюмосиликатного материала. Считается, что наиболее благоприятным субстратом служат смектит и витрокластик [16]. Существует и иная точка зрения, отрицающая возможность образования палыгорскитов в элювии и объясняющая их нахождение в аридных почвах простым механическим наследованием от почвообразующего субстрата [7, 8].

К настоящему времени древний аридный элювий Тянь-Шаня еще недостаточно изучен и имеются лишь единичные публикации [3, 23], где дается его краткая характеристика. Специальное рассмотрение различных разностей этого элювия и его классификация приведены лишь в статье В.С. Ерофеева и Ю.Г. Цеховского [13]. Данными авторами установлено, что характеризуемый элювий возникал на различном минеральном субстрате (от метаморфизованных осадочных или магматических пород палеозойского фундамента до песчано-глинистых отложений мела, палеогена и неогена). Древнее аридное выветривание палеозойских песчаников, сланцев, гранитов часто сопровождалось их глинизацией в зоне дресвяно-глинистого элювия. В верхах элювиального профиля нередко возникал известковистый панцирь или каличе. В составе новообразованных глин дресвяно-глинистой зоны элювия (под известковистым каличе) наиболее широко представлены смектиты (с примесью гидрослюдистых, смешанослойных гидрослюдисто-смектитовых минералов). Это послужило основанием для вывода о смектитовой или гидрослюдисто-смектитовой направленности процессов преобразования древнего алюмосиликатного субстрата. Последующее изучение погребенного элювия в составе ирташской и сулутерекской свит северного Тянь-Шаня позволило выявить широкое формирование палыгорскитов в древних каличе. Рассмотрим это подробнее.

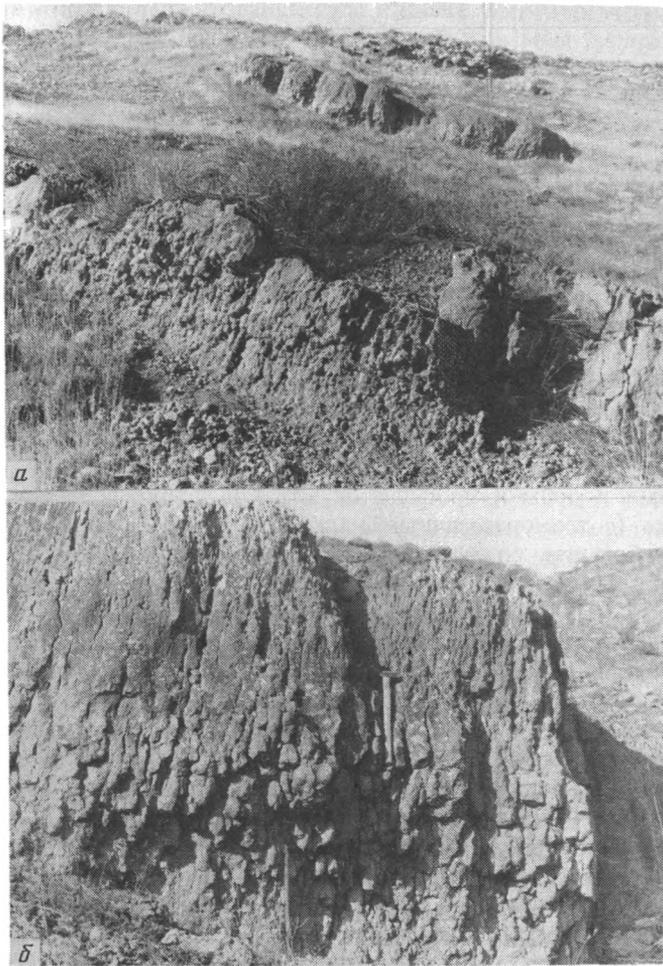
Общая характеристика данного внутрiformационного элювия, увенчанного известковистыми калiche в миоценовой ирташской свите Северного Тянь-Шаня, приведена в работах [3, 13]. Однако ранее состав глинистого вещества в этом элювии не определялся. Нами был детально изучен данный тип элювия в разрезе у р. Кызылсу (правый приток р. Чирчик в Приташкентской впадине).

Долина р. Кызылсу прорезает здесь наклонно падающую толщу пород ирташской свиты. Последняя слагается красно-бурыми карбонатными глинами местами с линзами и прослоями песчаников с известковистым цементом. В разрезе данной толщи, на склонах правого борта долины Кызылсу, отчетливо видны три однотипных по строению погребенных элювиальных профиля, увенчанных известковистыми каличе. Их эрозионные останцы в форме уступов хорошо видны на фоне более рыхлых глинистых пород ирташской свиты (фиг. 1, а).

Авторами подробно был изучен нижний элювиальный профиль (см. фиг. 1, б и 2), состоящий из материнских пород и сменяющих их двух элювиальных зон.

Материнскими породами профиля служат красно-бурые глины, неслоистые, известковистые (с тонкорассеянным кальцитом и его стяжениями). В шлифах наблюдается небольшая примесь зерен кварца. В генетическом отношении это фация мелких пересыхающих озер пролювия. По данным дифрактометрии (фиг. 3, I А, Б, В, обр. 23а, 23в), в составе глин доминирует гидрослюда (10,0 Å) с примесью палыгорскита (10,5, 10,6 Å), хлорита (14,5 и 7,2 Å) и тонкодисперсного смектита (фиксируемого по высокому уровню малоуглового фонового рассеяния в препаратах, насыщенных глицерином). Из неглинистых минералов присутствуют кварц (3,34 Å) и кальцит (3,03 Å). Последний отчетливо выражен и на термограммах (обр. 23а, 23б) реакцией 855–895°С. Порошковая дифрактограмма стяжений карбонатов из материнских глин (см. фиг. 3, III, обр. 23а-1) свидетельствует о преобладании кальцита, присутствии кварца и глинистого вещества (гидрослюды с примесью палыгорскита и следов хлорита или смектита). На электронно-микроскопических снимках наблюдаются изометрично-пластинчатые выделения (фиг. 4, а, б) и единичные тонковолокнистые кристаллики палыгорскита. Данные силикатного анализа (табл. 1, обр. 23а) подтверждают наличие примеси тонкорассеянного кальцита в глинах (СаО 16,77%, СО₂ 13,85%), а также их существенно гидрослюдистый состав (К₂О 2,43%). Результаты анализа водной вытяжки (см. табл. 2, обр. 23а) свидетельствуют о слабой засоленности материнских пород (минерализация менее 0,1%, воды преимущественно гидрокарбонатные). Содержание ряда микроэлементов в материнских породах профиля приведено на фиг. 2 (обр. 23а, 23г). Видимая мощность материнских глин 2,4 м.

Зона I (карбонатно-глинистая). В данной зоне количество кальцита (как рассеянного, так и в форме стяжений) возрастает. Его выделения все более отчетливо приобретают вертикальную ориентировку (по отношению к первичному напластованию пород). Появляются трубчатые выделения раскристаллизованного кальцита, ориентированного вдоль корневых каналов растений. По данным химического анализа (см. табл. 1, обр. 23д), значения СаО (по сравнению с материнскими породами) повышаются до 19,84%. Соотношение значений К₂О (2,11%) и MgO (2,3%) становится примерно равным или содержание последнего начинает превосходить. Данные дифрактометрии (см. фиг. 3, I, обр. 23д) свидетельствуют о присутствии в составе глинистого вещества минералов, которые наблюдались и ранее (гидрослюды, палыгорскита, хлорита, смектита). Однако их количественное соотношение меняется: сокращается интенсивность рефлексов гидрослюды, хлорита, смектита при одновременном росте рефлексов палыгорскита. Тонкорассеянные в глине и конкреционные карбонаты по-прежнему представлены кальцитом (что подтверждается дифрактограммами (обр. 23д, 23д-1 и термограммой обр. 23д). На порошковой дифрактограмме известковистой конкреции

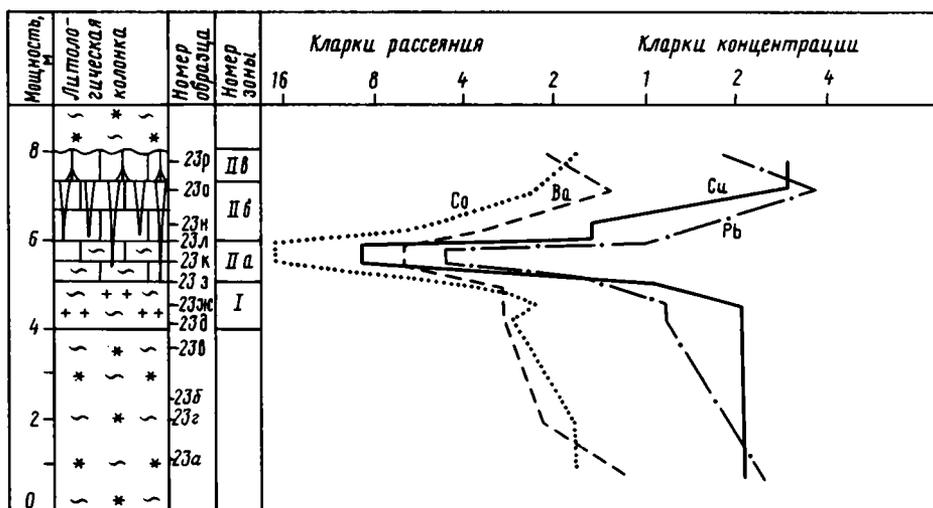


Фиг. 1. Выходы комковатых известковистых каличе в миоценовой ирташской свите (Приташкентская впадина, разрез у р. Кызылсу)
а – уступы эрозионных останцов двух горизонтов известковистых каличе среди наклонно залегающей толщи глин; *б* – обнажения нижнего карбонатного каличе (разрез)

(обр. 23д-1) по сравнению с конкрецией из материнских пород (обр. 23а-1) видно, что по величине рефлекс палыгорскита ($10,4 \text{ \AA}$) начинает превосходить рефлекс гидрослюд (10 \AA).

Породы слабо засолены (см. табл. 2, обр. 23д; минерализация менее 0,1%). Растворенные соли преимущественно гидрокарбонатно-сульфатные. В целом минерализация и состав растворимых солей близки к материнским породам. Микроэлементы определялись (см. фиг. 2) в образцах 23ж и 23з; их значения сходны с материнскими породами. Контакт между зоной I и подстилающими отложениями постепенный; в низах зоны I содержатся реликты (гнезда, пятна) материнских пород. Мощность зоны I составляет 1–2 м.

Зона II (известковистого каличе) венчает характеризуемый элювиальный профиль. В ее низах кальцитовые стяжения, сливаясь друг с другом, образуют пластообразный известковистый панцирь (каличе). Породы обладают комковатой текстурой (см. фиг. 1, б), в них видны многочисленные корневидные каналы, жилы или трещины субвертикальной ориентировки (по отношению к наплас-



Фиг. 2. Строение нижнего известкового элювиального профиля и распределение в нем микроэлементов. Приташкентская впадина, ирташская свита, разрез у р. Кызылсу)

1 – красно-бурые глины; 2 – известняки; 3 – сильноглинистые известняки; 4 – известковистые стяжения; 5 – обильные известковистые стяжения; 6, 7 – корневидные каналы (6 – крупные, 7 – мелкие)

тованию пород). В строении калiche выделяются три подзоны: а) нижняя, б) средняя, в) верхняя (см. фиг. 1, б, 2, а).

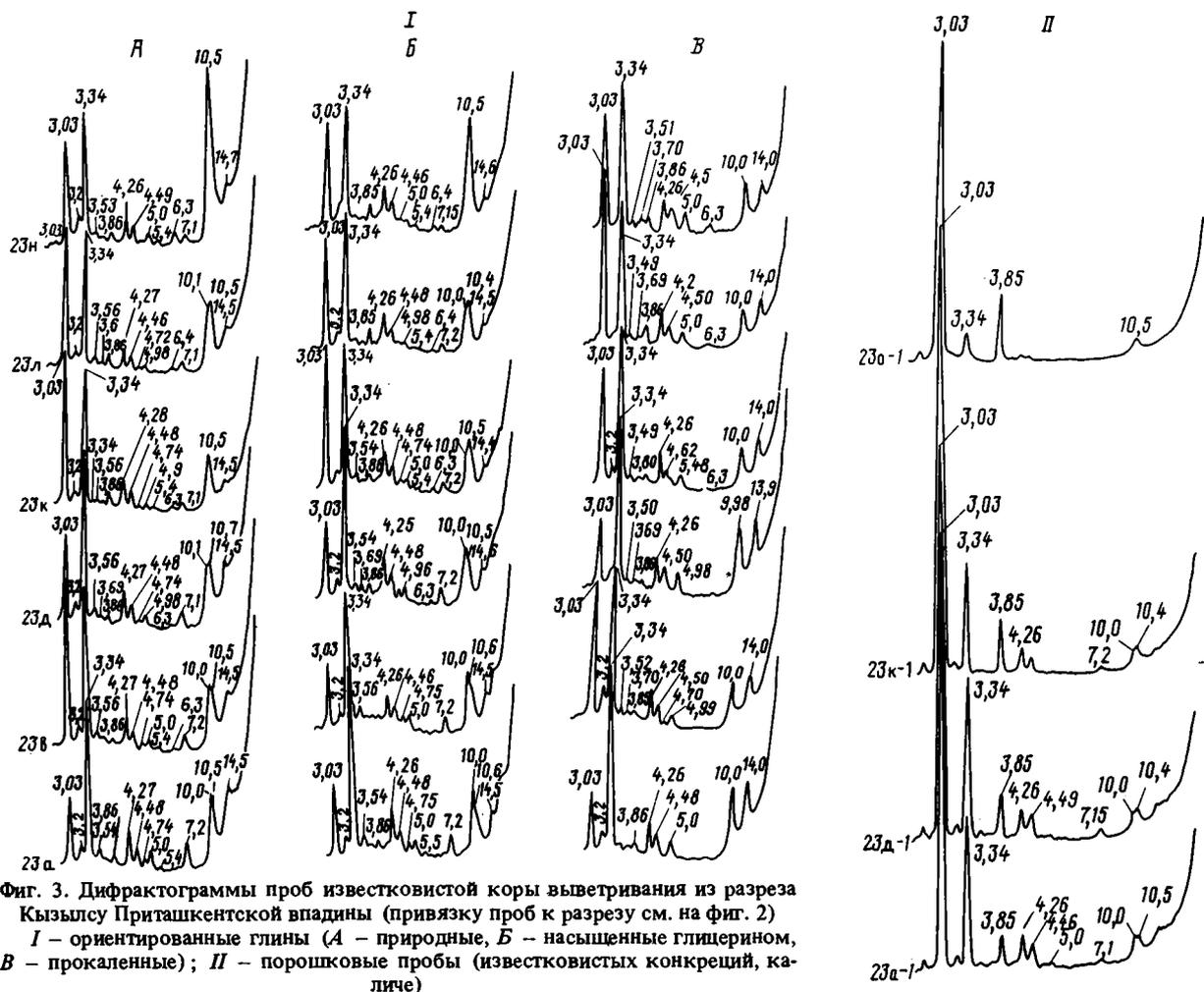
Н и ж н я я п о д з о н а представляет собой полурыхлый карбонатный панцирь крупнокомковатой текстуры, сложенный пелитоморфным кальцитом с гнездами, прожилками раскристаллизованного.

Породы еще в значительной мере обогащены глинистым веществом, включают редкие алевритовые зерна кварца (наблюдаемые в шлифах). Окрашены в общий красно-бурый цвет (за счет примеси красноцветных глин, тонкорассеянных в кальцитовой массе). Наблюдаются многочисленные крупные корневидные каналы, трещины или жилы субвертикальной ориентировки, полностью или частично заполненные раскристаллизованным кальцитом. Мощность 1,0–1,2 м.

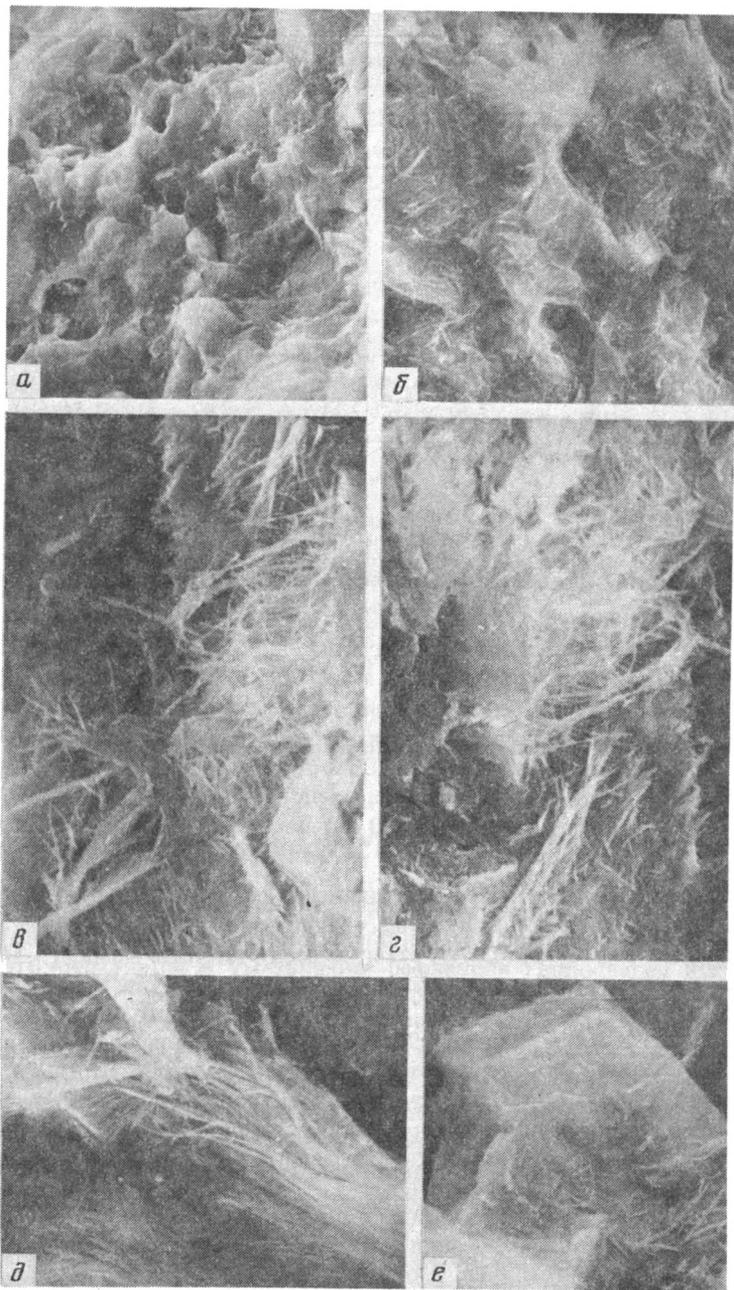
С р е д н я я п о д з о н а – наиболее плотная часть панциря крупнокомковатой текстуры, сложена пелитоморфным и раскристаллизованным кальцитом с очень редкими алевритовыми зернами кварца, наблюдаемыми в шлифах. Породы окрашены в общий белый или беловато-серый цвет. Большинство крупных корневидных каналов и трещин (субвертикальной ориентировки) заполнено раскристаллизованным кальцитом. Мощность 1,4–1,5 м.

В е р х н я я п о д з о н а представляет собой плотный панцирь мелкокомковатой текстуры, сложенный кальцитом (пелитоморфным и раскристаллизованным) с примесью глины и очень редкими единичными алевритовыми зернами кварца, наблюдаемыми в шлифах. Многочисленные мелкие корневидные каналы или трещины (субвертикальной ориентировки) часто заполнены красно-бурой глиной, вымытой из перекрывающих пород и способствующей появлению их общей красной окраски. Мощность 0,5–0,7 м.

Результаты силикатного анализа (см. табл. 1, обр. 23к, 23н, 23о, 23р) подтверждают существенно известковистый состав пород зоны II панциря, причем в средней подзоне (обр. 23н, 23о) содержания кальция максимальны (в обр. 23о CaO до 48,32%). Соответственно примесь глинистого вещества и кварца минимальна (Al₂O₃ 1,22%, кварц 1,92%). В нижней и верхней подзонах примесь глинистого ве-



Фиг. 3. Дифрактограммы проб известковой коры выветривания из разреза Кызылсу Приташкентской впадины (привязку проб к разрезу см. на фиг. 2)
 I – ориентированные глины (А – природные, Б – насыщенные глицерином, В – прокаленные); II – порошковые пробы (известковых конкреций, каличе)



Фиг. 4. Электронно-микроскопические снимки пород элювиального профиля Кызылсу
a, б – изометрично-пластинчатые выделения гидроспуд с единичными волокнистыми кристаллами палыгорскита (обр. 23а – материнские глины, увел. 1000); *в, г, д* – тонковолокнистые выделения палыгорскита (обр. 23н – известковистое каличе, увел. 5000); *е* – ромбовидные кристаллы кальцита и волокнистый палыгорскит (обр. 23н – известковистое каличе, увел. 5000)

Химический состав пород элювиального профиля в разрезе ирташской свиты у р. Кызылсу, вес.%

Компоненты	Номер образца					
	23а	23д	23к	23н	23о	23р
SiO ₂	42,37	38,98	32,69	25,24	6,35	11,32
TiO ₂	0,75	0,62	0,47	0,54	0,29	0,20
Al ₂ O ₃	12,73	9,73	7,83	6,50	1,22	3,60
Fe ₂ O ₃	2,33	4,05	3,34	1,41	1,39	1,80
FeO	0,22	0,26	0,14	0,11	0,13	0,22
CaO	16,77	19,84	25,05	31,10	48,32	43,41
MgO	1,84	2,30	2,11	2,47	1,54	0,37
MnO	0,09	0,07	0,07	0,03	Следы	0,03
Na ₂ O	0,58	0,58	0,76	0,67	0,78	0,78
K ₂ O	2,43	2,11	1,63	1,14	0,37	1,04
H ₂ O ⁺	3,68	4,23	3,09	3,96	1,15	2,18
H ₂ O ⁻	2,25	2,32	2,00	2,24	0,57	0,89
CO ₂	13,85	14,55	19,30	25,20	37,55	33,80
C	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,14	0,01	0,02	0,07
Сумма	99,54	99,69	99,63	100,52	99,68	99,69
SiO ₂ (кварц)	12,60	14,18	10,29	6,47	1,92	2,96
MgO/Al ₂ O ₃	0,144	0,24	0,27	0,38	1,26	0,102

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР.

щества и кварца возрастает (обр. 23к: Al₂O₃ 7,83%, кварц 10,29%; обр. 23р: Al₂O₃ 3,6%, кварц 2,96%).

Результаты дифрактометрического анализа (см. фиг. 3, 1 обр. 23к, 23л, 23н, 23б-1) свидетельствуют в пользу существенно кальцитового состава пород панциря (базальный рефлекс 3,03 Å). Из примесей отмечены кварц (3,34 Å) и преимущественно палыгорскитовая глина (10,5 Å). В обр. 23н, 23о-1 наряду с палыгорскитом присутствует примесь хлорита (14,7 Å); а в обр. 23к, 23к-1, 23л наблюдается также примесь гидрослюды (10,0 Å). Кальцитовый минеральный состав пород панциря подтверждается термограммами обр. 23д, 23к, 23л, 23о, 23р (реакция 860–900°С). В сканирующем электронном микроскопе (см. фиг. 4, в, г, д) видно, что рассеянное в карбонатном панцире глинистое вещество представлено выделениями крупноволокнистого палыгорскита; кальцит имеет форму ромбовидных кристаллов (см. фиг. 4, е).

Засолоненность каличе по сравнению с подстилающими породами (см. табл. 2, обр. 23к) снижается (минерализация 0,051%); резко сокращается также и содержание микроэлементов (см. фиг. 2, обр. 23к, 23л, 23н), лишь в самой его верхней части эти значения вновь возрастают (см. фиг. 2, обр. 23о, 23р). Нижний контакт зоны каличе с подстилающими породами постепенный, в ее основании встречаются реликты или пятна нижележащих пород. Общая мощность зоны каличе колеблется от 3,0 до 3,5 м.

Таким образом, в разрезе миоценовой ирташской свиты у р. Кызылсу ярко представлен аридный элювиальный профиль (увенчанный известковистым каличе), в котором выявлены следующие минералообразующие процессы (снизу вверх):

А. К а р б о н а т и з а ц и я. Содержание CaO в каличе (по сравнению с материнскими глинами) возрастает с 16,77 до 48,32% (см. табл. 1).

Результаты анализов водных вытяжек образцов пород из элювиального профиля в разрезе ирташской свиты у р. Кызылсу

Номер образца	рН	Минерализация, %	Анионы, мг-экв				
			CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ²⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
23к	7,55	0,051	Нет	0,40	0,05	0,50	0,06
23д	8,00	0,099	”	0,70	0,15	0,75	0,05
23а	7,95	0,096	”	0,90	0,15	0,41	0,06

Номер образца	Сумма	Катионы, мг-экв			Сумма
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺ + Na ⁺	
23к	0,51	0,40	0,10	0,01	0,51
23д	1,65	0,50	0,20	0,95	1,65
23а	1,93	0,50	0,30	1,13	1,93

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГидроИНГЕО Мингео УзССР, Ташкент.

Б. Гипергенный метасоматоз. В зоне каличе имело место метасоматическое замещение кварца и глинистого вещества исходных материнских пород новообразованным кальцитом. При этом содержание кварца по данным силикатного анализа (см. табл. 1, обр. 23а и 23о) снижается от 12,60% в материнских породах до 1,92% в каличе, причем в шлифах видно, что обычно сохраняются его сильно корродированные реликты. Одновременно резко сокращается количество глинистого вещества (значение Al₂O₃ падает с 12,73 до 1,22%).

В. Преобразование глинистого вещества. Вверх по элювиальному профилю происходит разрушение гидрослюдистой и смектитовой составляющих полиминерального материнского глинистого вещества и формируется палыгорскит. Это отражается в уменьшении рефлексов гидрослюды и смектита на дифрактограммах (см. фиг. 3) вплоть до их полного исчезновения (обр. 23н и 23о-1). Одновременно фиксируется сокращение K₂O с 2,43 до 0,37% и в большинстве проб рост MgO с 1,84 до 2,47% (см. табл. 1). Показателем также неуклонный рост вверх по профилю коэффициента магnezиальности глины MgO/Al₂O₃ от 0,144 (обр. 23а) до 1,26 (обр. 23о). В самой кровле профиля (обр. 23р) значение этого коэффициента опять резко падает до 0,102, что обусловлено вымыванием гидрослюдистых глин из перекрывающих профиль пород.

Возможны два подхода к объяснению процесса обогащения палыгорскитом верхов элювиального профиля. При одном из них допустимо предположение о механическом накоплении реликтового палыгорскита, присутствующего в качестве небольшой примеси в исходных материнских полиминеральных глинах, и одновременном разрушении остальных глинистых минералов (гидрослюд, смектитов). Во втором случае необходимо считать, что в верхах элювиального профиля не только разрушаются гидрослюды, смектиты, но и формируется новообразованный палыгорскит.

Вторая точка зрения представляется более правильной. На это указывают данные электронной микроскопии, где исходный (см. фиг. 4, а, б) и новообразованный (см. фиг. 4, в-д) палыгорскиты отличаются. В частности, первый образует разрозненные единичные мелкие волокна. В отличие от него второй — более крупноволокнистый. Хорошо видно, как его скопления замещают изометрично-пластинчатые выделения гидрослюды, формируя своеобразные минеральные

псевдоморфозы первых по последним (с сохранением первичных минеральных контуров)¹. В целом можно отметить, что количество новообразованного палыгорскита возрастает к верхам профиля одновременно с усиливающейся карбонатизацией пород.

Авторами выяснялась возможность наличия подобного же процесса в пределах одного и того же пласта материнских глин при латеральных переходах. При этом сравнивался состав исходных глин (см. фиг. 3, I, 23а) и глинистого вещества, рассеянного в известковистых конкрециях (см. фиг. 3, III, обр. 23а-1). Из сопоставления дифрактограмм видно, что заметного изменения пелитовой составляющей и роста палыгорскита в латеральном направлении при усиленной карбонатизации пород не происходит. Подобная же закономерность имеет место в зоне I (см. фиг. 3, I, обр. 23д и 23д-1). Таким образом, только в верхней части каличе характеризуемого элювия наблюдается резкая смена гидрослюдистых глин существенно палыгорскитовыми.

Рассмотрим генезис погребенных каличе. Большинство исследователей [6, 9, 14, 19] считают, что каличе обычно возникают в средней части почв (за счет инфильтрационных процессов). Последние связаны с капиллярным или боковым привносом карбонатов кальция из почвенно-грунтовых вод и в меньшей мере с их илловиальным накоплением. Считается также, что верхняя рыхлая органогенная часть элювия обычно уничтожается размывом (в результате местных поднятий); поэтому каличе нередко выходят на поверхность рельефа, образуя панцирь или корку. Характеризуемое нами каличе имеет несколько иное происхождение. В его строении (как отмечено выше) наряду с плотной монолитной подзоной в средней части имеется верхняя более рыхлая подзона с обычными следами древних корней тонких травянистых растений. Это позволяет считать, что в самой верхней части рассмотренного нами древнего профиля в том или ином объеме сохранялись остатки верхней (органогенной) части почвы. Процесс формирования рассмотренных погребенных каличе, по-видимому, осуществлялся в две стадии. Вначале на приподнятых участках аккумулятивной равнины формировались автоморфные почвы с илловиальным горизонтом, где начинали накапливаться карбонаты кальция. Отражением автоморфной стадии служат реликты крупных корневидных каналов в средней и нижней подзонах каличе, принадлежащие, по-видимому, древесно-кустарниковой или кустарниковой растительности. При последующем общем опускании элювиального участка местности автоморфный режим выветривания сменялся гидроморфным. Отражением гидроморфной стадии служат следы мелких корневидных каналов (по-видимому, от травянистых растений) в верхней подзоне каличе. Проявление гидроморфного режима сопровождалось усилением бокового привноса в профиль компонентов с почвенно-грунтовыми водами, расширялся диапазон карбонатакопления. Последнее осуществлялось теперь не только в средней части почвы, но и захватывало ее органогенные верхи.

Следует упомянуть и еще одну специфическую черту рассматриваемых в настоящей статье погребенных каличе ирташской и сулутерекской свит. В отличие от современных почв они обычно локализовывались в существенно глинистых толщах (водоупорах), в которых обстановка для возникновения и циркуляции грунтовых вод была малоблагоприятной. В таких условиях главное значение для химической транспортировки компонентов приобретали почвенные воды (или верховодка), сезонно циркулирующие в верхних более рыхлых частях элювия (из более высоких участков местности в понижения). Они способствовали выносу одних компонентов из профиля и привносу других. Судя по данным силикатного анализа (см. табл. 1), в зоне каличе элювия накапливается CaO , MgO , HCO_3 и уменьшается содержание SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O .

¹ Однако при этом имеет место не трансформация гидрослюды, а ее разрушение с последующим синтезом палыгорскита (при дополнительном подтоке в профиль с почвенно-грунтовыми водами MgO).

ПАЛЫГОРСКИТОВЫЙ ЭЛЮВИЙ ОСНОВАНИЯ РАННЕКАЙНОЗОЙСКОЙ СУЛУТЕРЕКСКОЙ СВИТЫ

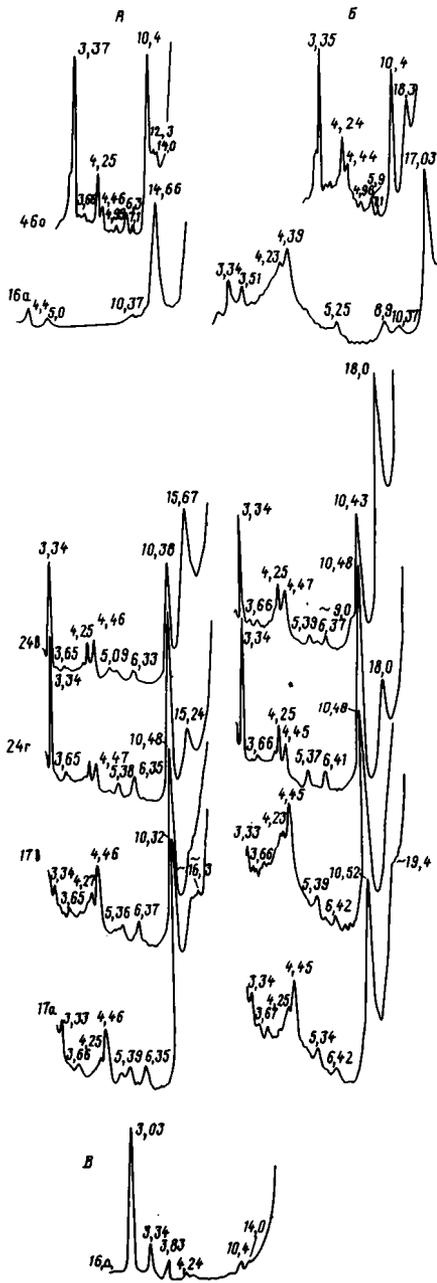
В публикациях многих геологов отмечено, что раннекайнозойские отложения северного Тянь-Шаня обычно залегают на пенепленизированной поверхности палеозойского фундамента с глинистыми и древесно-глинистыми корами выветривания. Специальное изучение последних [13] свидетельствует о том, что это был аридный элювий, сформировавшийся на осадочно-метаморфических или магматических породах палеозойского фундамента. Нередко он венчался карбонатным панцирем — каличе. Отмечалось также, что новообразованное глинистое вещество древесново-глинистой зоны данного профиля имеет смектитовый либо гидрослюдисто-смектитовый состав. Проведенные авторами настоящей статьи дополнительные исследования свидетельствуют, что в разрезе или по латерали состав данных глин меняется на палыгорскитовый. В качестве примера рассмотрим строение одного из подобных элювиальных профилей в основании сулутерекской свиты на правом берегу руч. Кызыл-Булак (правый приток р. Торуйагыр на северо-западе Иссык-Кульской впадины). Эрозией здесь вскрываются лейкократовые граниты розового цвета, увенчанные аридной корой выветривания (снизу вверх):

I. *Зона плотного каменистого элювия гранитов.* Породы имеют розовый цвет, содержат редкие жилы или пятна кальцита субвертикальной ориентировки. Полевые шпаты интенсивно пелитизированы (по трещинам, плоскостям спайности). Темноцветные минералы (в местах выветривания) сильно ожелезнены. Мощность 6 м.

II. *Зона рыхлого древесново-глинистого элювия гранитов.* Породы имеют розовато-коричневый цвет, сильно глинизированы, содержат пятна и прожилки кальцита (преимущественно субвертикальной ориентировки). Полевые шпаты и темноцветные минералы почти полностью разрушены и глинизированы. Реликтовые зерна кварца не изменены. Состав новообразованных глин, по данным дифрактометрии, существенно смектитовый (фиг. 5, обр. 16а, базальные рефлекссы 14,66 Å в природном образце и 17,03 Å в образце, насыщенном глицерином). В качестве небольшой примеси присутствует палыгорскит (10,4 Å). В нижней части зоны местами имеются реликтовые пятна менее выветрелых каменистых пород, в верхах зоны интенсивность процессов глинизации возрастает. Одновременно усиливается карбонатизация, увеличиваются размер и пятна, прожилки, конкреции кальцита; различные формы выделения карбонатов сливаются, образуя крупные гнезда. Мощность зоны 4–5 м.

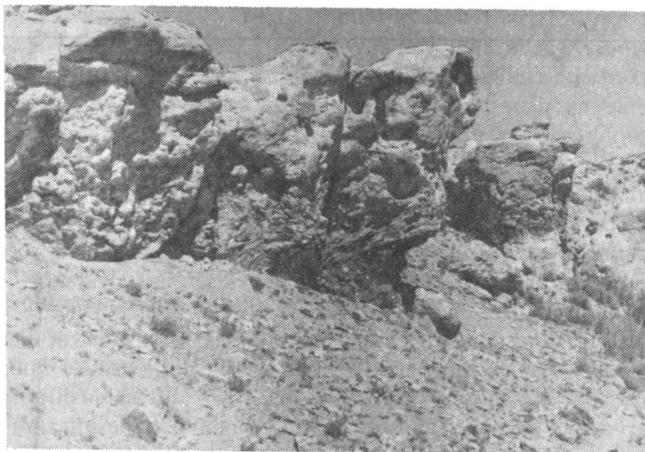
III. *Зона известковистого панциря (каличе)* представляет собой белый известняк комковатой текстуры, сложенный пелитоморфным или раскристаллизованным кальцитом. Характерно обилие корневидных каналов, трещин, заполненных раскристаллизованным кальцитом субвертикальной ориентировки. В нижней части зоны видны обильные включения дресвы кварца, иногда розовые реликтовые пятна глинизированных гранитов. В шлифах видно, что кварц подвержен коррозии, которая усиливается к верхам профиля. В верхах профиля количество реликтового кварца сокращается и одновременно усиливается раскристаллизация кальцита. Дифрактограмма пелитового глинистого вещества (см. фиг. 5, обр. 460), выделенного из нижней части известковистого каличе (после обработки 2%-ной HCl), свидетельствует о его палыгорскитовом составе (рефлекс 10,4 Å) с примесью смектита (18,3 Å). На дифрактограмме порошковой пробы из средней части каличе (см. фиг. 5, обр. 16д) имеются рефлекссы кальцита (3,03 Å), кварца (3,34 Å), палыгорскита (10,4 Å) и смектита (14,0 Å). Мощность каличе 1–1,5 м.

Выше с резким размывом залегают кварцевые песчаники основания сулутерекской свиты. Таким образом, состав глинистого вещества в характеризуемом элювиальном профиле испытывает изменения от существенно смектитового (с небольшой примесью палыгорскита) в нижней древесново-глинистой зоне до палыгорскитового (с примесью смектита) в верхней зоне.



Фиг. 5. Дифрактограммы проб известковой коры выветривания в основании раннекайнозойской сулутерекской свиты (Иссык-Кульская впадина, р. Торуай-гыр)

А – исходные глинистые фракции (16а и 17а – отмывки из дресвяно-глинистых и глинистых пород; 46о, 24в, 24г, 17в – глины, выделенные из карбонатного каличе с помощью 2%-ной HCl); Б – пробы, обработанные глицерином; В – порошковая дифрактограмма пробы 16д из каличе. Привязка проб к разрезам дана в тексте



Фиг. 6. Обрыв уступа известковистой плиты в основании раннекайнозойской сулутерекской свиты на левом берегу руч. Кызыл-Булак. Нижняя и средняя части уступа (мощность 4 м) сложены комковатым элювиальным каличе (неяснослоистым в низах); верхняя часть уступа (мощность 1 м) — горизонтально-слоистыми монолитными песчанистыми известняками (озерной фации проловия)

При прослеживании по латерали характеризуемой известковистой аридной коры выветривания в обнажениях у р. Торуйгыр ее строение и состав испытывают изменения. Например, на левом берегу руч. Кызыл-Булак (в 1 км северо-восточнее от рассмотренного обнажения) эти изменения сводятся к следующему. Здесь карбонатная кора выветривания развита на продуктах ближнего перемива гранитов — сильноглинизированных (монтмориллонитизированных) делювиальных дресвяниках (мощностью 2 м), подстилаемых сильновыветрелыми гранитами. В этих породах видны гнезда и жилы карбонатов, которые сливаясь образуют плотное каличе (фиг. 6). Последнее выделяется в разрезе как монолитное тело, обладает комковатой текстурой, содержит обилие трещин, корневидных каналов субвертикальной ориентировки. Его состав кварцево-кальцит-доломитовый; карбонаты диагностируются на термограммах (реакции 760–770 и 850–900°С) и дифрактограммах (базальные рефлексы 2,87 и 3,02 Å). Содержание доломита возрастает к верхней части каличе. Состав глин (тонкораспыленных в составе каличе) палыгорскитовый с примесью смектита (см. фиг. 5, обр. 24г), причем содержание смектитов увеличивается в основании каличе (см. фиг. 5, обр. 24в). Общая мощность каличе составляет 4 м.

Выше (см. фиг. 6) залегает пласт песчаных известкисто-доломитовых пород, обладающих горизонтальной слоистостью, что отличает их от подстилающих комковатых каличе. В районе характеризуемого обнажения в слоистых известняках обнаружена фауна озерных моллюсков. Следует отметить, что хемогенно-озерный генезис ошибочно распространяют на все известняки сулутерекской свиты, включая пластовые комковатые известняки — каличе [24]. Нам представляется, что положение в разрезах и текстурно-структурные признаки тех и других совершенно различны. Изучение нижней (добазальтовой) части сулутерекской свиты в разрезах у р. Торуйгыр свидетельствует о том, что внутриформационные коры выветривания встречаются не только в ее базальных слоях, но и периодически повторяются в разрезе, чередуясь с пластами глин (иногда песчаных или алевритистых). На том же правобережье руч. Кызыл-Булак в нижней 6-метровой пачке сулутерекской свиты выявлено четыре горизонта мелкокомковатых известняков (с мелкими трещинами, корневидными каналами субвертикальной ориентировки мощностью от 1 м (в низах пачки) до 15 см (в ее верхней части)). По макро- и микропризнакам данные известняки также отнесены нами к внутриформационным элювиальным каличе.

В верхах характеризуемой толщи горизонты известковистых каличе чередуются в разрезе с монтмориллонитовыми (бентонитовыми) и монтмориллонит-пальгорскитовыми глинами мощностью 10–30 см. Л.Н. Вертунов с соавторами [2], изучавшие их ранее, считают наиболее вероятным морской генезис данных глин, но одновременно не исключают возможность их континентального происхождения.

Проведенные нами дополнительные исследования данного разреза свидетельствуют о том, что в слоях глин (разделяющих каличе) смектиты доминируют или образуют значительную примесь к пальгорскиту (см. фиг. 5, обр. 17а — тонкогоризонтально-слоистая известковистая зеленая глина). И напротив, глины, тонко рассеянные в карбонатных породах каличе, имеют здесь существенно пальгорскитовый состав (см. фиг. 5, обр. 17в — белое мелкокомковатое каличе). Оценивая генезис этих монтмориллонит-пальгорскитовых глин, следует признать их типично континентальными образованиями. Частично они могли возникнуть в небольших солоноватых озерах периферийной части пролувия в результате диагенетического формирования пальгорскитов. Но основная их часть (особенно присутствующая в каличе), вероятно, образовалась во внутрiformационных аридных корах выветривания (на песчано-глинистом осадочном субстрате, возможно, местами обогащенном пеплом) вследствие аридного выветривания и преобразования алюмосиликатов.

Примеры формирования бентонитовых глин в подобных аридных корах выветривания с одновременным возникновением известковистых или известковисто-кремнистых каличе известны в Казахстане [13, 25, 26]. По возрасту данный элювий близок к рассмотренному тянь-шаньскому.

ХАРАКТЕР ДРЕВНЕГО АРИДНОГО ПАЛЬГОРСКИТОВОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ

Существуют противоположные мнения по поводу возможности образования пальгорскитов в современных почвах или корах выветривания, от положительного [16] до отрицательного [6–8]. При этом большинство исследователей считают доказанным формирование данного минерала в древнем элювии² [1, 6, 16, 19]. Обычно, следуя выводам А.И. Перельмана [19], генезис пальгорскитов связывают с древними солонцовыми или солончаковыми почвами, в которых одновременно формируются известковистые, известковисто-гипсовые коры или каличе. Поэтому, рассматривая вопросы формирования пальгорскитов, нельзя обойти вниманием и генезис карбонатных каличе. Образованию последних посвящено множество публикаций [5, 6, 9, 10, 14, 17, 18 и др.]. Касаясь возрастных датировок мощных каличе, обнаруженных в современных пустынях Австралии, Африки, большинство авторов считают их реликтами более древнего аридного элювия.

Суммируя данные о благоприятных условиях формирования элювиальных каличе (калькретов), изложенные в публикациях М.А. Глазвской, И.П. Герасимова, Р. Дюшофура, В.В. Добровольского, А.В. Сидоренко и др., можно наметить довольно большой диапазон климатических и ландшафтных обстановок — от степей, полупустынь и пустынь суббореальной зоны до субтропических и тропических степей сухих саванн, полупустынь и пустынь. Вполне закономерна отмечаемая рядом авторов [16, 19] связь древнего пальгорскитового элювия с засоленными аридными почвами (солонцовыми, солончаковыми), которые насыщены магнийсодержащими растворами, необходимыми для образования магниезильных алюмосиликатов. Вместе с тем отнесению характеризуемого нами элювия к солончаковому препятствуют имеющиеся фактические данные, а именно: а) изученные нами почвы не имеют важнейшего признака солончаков гипсового горизонта, обычно расположенного ниже горизонта каличе, б) слабая (< 0,1%) засоленность пород; в) результаты исследований микроэлементов (см. фиг. 2).

² Понятие элювий несет в геологической и почвенной литературе неодинаковую смысловую нагрузку. В статье принята геологическая трактовка термина.

Анализ уровней содержания и характера распределения микроэлементов в каличе (калькретах) позволяет разделить их на три группы.

Первая группа каличе включает рудные концентрации некоторых элементов, например, урана (подробно описано для Австралии [15]). В зонах тектонических разломов с рудной минерализацией каличе в перекрывающих осадочных толщах могут быть обогащены типоморфными рудными элементами. В частности, они содержат оловянно-сурьмяную минерализацию, что рассмотрено одним из авторов настоящей статьи в миоценовых красноцветах эсенбайской свиты Бадхыза в Туркмении [14].

Вторая (наиболее распространенная) группа характеризуется околочларковыми содержаниями большинства микроэлементов и их относительно равномерным распределением в профиле карбонатной коры. Как правило, такие коры можно интерпретировать как реликты луговых карбонатных, нередко и солончаковых почв, формировавшихся в относительно спокойных тектонических условиях на аккумулятивных озерно-пролювиальных равнинах. Содержание CaCO_3 в карбонатных горизонтах этих почв обычно не превышает 20%. В некоторых районах в красноцветных олигоцен-миоценовых отложениях встречаются карбонатные коры с более дифференцированным элювиально-иллювиальным профилем, сходным по распределению макро- и микроэлементов с солонцовыми почвами. Такие ископаемые солончи, например, были изучены Н.С. Касимовым в средней части массагетской свиты в Нарынском хребте Тянь-Шаня.

И наконец, третья группа каличе — это сильнокарбонатизированные панцири с содержанием CaCO_3 более 30%. Низкое содержание минеральных частиц определяет резкое уменьшение в этих зонах профиля содержания многих микроэлементов. Так как описываемый профиль относится к этой группе, рассмотрим его геохимические особенности более подробно.

В материнских красно-бурых глинах нижней части профиля (обр. 23а, 23г) по уровням содержания среди микроэлементов можно выделить три ассоциации³. В первую входят микроэлементы (бор, медь, свинец, ванадий, литий, молибден), слабо накапливающиеся в породах; их содержания составляют 1,5–2,0 (для бора 3,3) кларка концентрации относительно литосферы (по А.П. Виноградову). Вторая ассоциация включает в себя элементы с околочларковыми (1,0–1,2) содержаниями (галлий, серебро, олово, лантан). В третьей (никель, хром, скандий, кобальт, барий, цинк) содержания элементов колеблются от 0,3 до 0,7 кларков (1,5–3 кларка рассеяния). Ассоциация накапливающихся в красноцветах микроэлементов в целом сходна с типичным парагенезисом микроэлементов, установленным для красноцветных отложений Казахстана и Средней Азии [14]. Это связано с общими геохимическими особенностями ландшафтов в периоды формирования континентальных красноцветов, т. е. с окислительными слабощелочными и щелочными условиями миграции, в которых эти элементы были довольно подвижны. Они накапливались в конечных бассейнах аккумуляции не только в результате механической, но и физико-химической миграции.

В известковом панцире (обр. 23к, 23л, 23н) содержания практически всех элементов резко (в 5–10 раз) уменьшаются, что типично для карбонатных пород.

Правда, в самой кровле карбонатного панциря (обр. 23о, 23р) содержания химических элементов снова увеличиваются. Ассоциация накапливающихся элементов в целом сохраняется. При этом в верхней части профиля в 1,5–2,0 раза более (по сравнению с материнскими породами) накапливаются серебро, никель, хром, медь, свинец и ванадий, что, по-видимому, связано с привнесом глинистого материала из вышележащих красноцветов и влиянием карбонатного геохимического барьера на осаждение некоторых элементов (никель, свинец,

³ На приведенном геохимическом графике показаны типичные кривые распределения в элювиальном профиле отдельных типовых микроэлементов, характеризующие поведение первой и третьей выделенных ассоциаций.

медь). Возможно, что накопление данных элементов в верхней части профиля погребенной коры связано и с процессом былой биогенной аккумуляции.

Таким образом, низкие концентрации микроэлементов в изученных нами карбонатных корах указывают на преимущественно гидрогенное (а не иллювиальное) происхождение этих горизонтов. Слабая ($< 0,1\%$) засоленность пород, низкое содержание стронция, обычно накапливающегося в солончаках, и падение содержания бора вверх по профилю (по сравнению с почвообразующими породами) — все это свидетельствует о формировании карбонатных кор в транзитно-аккумулятивных позициях рельефа (где происходило осаждение карбонатов кальция и магния, вынесенных из автономных ландшафтов, но еще не началось соленакопление, свойственное более низким уровням аккумулятивных равнин).

Палеоклиматические и палеоландшафтные реконструкции времени формирования раннекайнозойского и миоценового палыгорскитового элювия Тянь-Шаня [12, 21, 22] позволяют предположить здесь наличие аридных субтропических степей, саванн и полупустынь. В современную эпоху в данных палеоландшафтах отсутствуют прямые аналоги охарактеризованного древнего элювия. Пока можно говорить лишь о тех или иных чертах сходства древних и современных кор выветривания. На данной стадии исследований намечается пока условное сопоставление охарактеризованного элювия с большой группой аридных субтропических почв: коричневых, каштаново-коричневых, лугово-коричневых, лугово-каштановых без какой-либо детализации и уточнения.

* * *

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Образование миоценового и раннекайнозойского аридного карбонатного элювия Северного Тянь-Шаня нередко сопровождалось химическим преобразованием гидрослюдисто-сметитового субстрата и формированием в верхней его части палыгорскитовых глин и каличе.

2. Это были почвы, вероятнее всего, сходные с современными коричневыми, лугово-коричневыми или лугово-каштановыми разностями, которые формировались в субтропических сухих пустынно-саванно-степных ландшафтах.

3. Наличие палыгорскитовых глин в карбонатных мезо- и кайнозойских осадочных породах Тянь-Шаня может служить не только индикатором морских или озерных солоновато-водных обстановок их образования (как это принято считать), но и указывать на проявление процессов аридного субтропического выветривания алюмосиликатных пород в пределах древней суши.

Список литературы

1. Блом Г.И. Погребенные палыгорскитовые почвы нижнетриасовых отложений Московской синеклизы // Докл. АН СССР. 1970. Т. 194. № 2. С. 395–396.
2. Вертунов Н.Л., Гриднев Н.И., Тесленко Г.И. О монтмориллонит-палыгорскитовых глинах Тору-Айгыр // Тр. Фрунзенского политехн. ин-та. 1963. Вып. 10. С. 45–50.
3. Волков В.П., Пихасов Б.И. Геология и гидрогеология верхнего кайнозоя Голодной степи и Восточных Кзылкумов. Ташкент: Фан, 1985. 119 с.
4. Геологический словарь. Т. 2. М.: Недра. 1973. 455 с.
5. Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация // Кору выветривания. Вып. 6. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 71–101.
6. Глазовская М.А. Почвы мира. М.: Изд-во МГУ, 1972. 228 с.
7. Градусов Б.П. Генезис палыгорскита в континентальных и океанических отложениях // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 2. С. 218–421.
8. Градусов Б.П. Глинистые минералы почв пустынных областей // Тез. докл. VI делегатского съезда общества почвоведов. М.: Изд-во АН СССР, 1981. С. 133–134.
9. Добровольский В.В. Гипергенные образования Восточной Африки // Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 2. М.: Наука, 1974. С. 5–55.
10. Дюшобур Ф. Основы почвоведения. М.: Прогресс, 1970. 587 с.
11. Зхус И.Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука, 1986. 278 с.

12. *Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений (семейство аридных парагенезов). М.: Наука, 1983. 191 с.
13. *Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Древний аридный элювий Тянь-Шаня // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 1. С. 29–48.
14. *Касимов Н.С.* Геохимия степей и пустынных ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1988. 253 с.
15. *Лавров Н.П.* Важнейшие урановые месторождения Австралии // Проблемы геологии и полезных ископаемых на 25-й сессии МГК. М.: Наука, 1979. С. 118–125.
16. *Ломова О.С.* Пальгорскит и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. М.: Наука, 1979. 179 с.
17. *Михайлов Б.М.* Рудоносные коры выветривания. М.: Недра, 1986. 236 с.
18. *Михайлов Б.М., Куликова Г.В.* Фацциальный анализ кор выветривания. Л.: Недра, 1977. 158 с.
19. *Перельман А.И.* Процессы миграции солей на равнинах Восточной Туркмении и Западного Узбекистана в неогене. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 109 с.
20. *Ратеев М.А., Осипова А.И.* Глинистые минералы в отложениях аридной зоны палеогена Ферганы // Докл. АН СССР. 1958. Т. 123. № 1. С. 166–174.
21. *Ромов А.Б., Балуховский А.П.* Климатическая зональность материков и общие тенденции изменения климата в позднем мезозое и кайнозое // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 112–136.
22. *Синицын В.М.* Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1980. 224 с.
23. *Сочава Л.В.* Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л.: Наука, 1979. 206 с.
24. *Турдукулов А.Т.* Геология палеогена и неогена Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1987. 362 с.
25. *Цеховский Ю.Г.* Седименто- и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане. М.: Наука, 1973. 183 с.
26. *Цеховский Ю.Г., Градусов Б.П., Чижикова Н.И.* Процессы минералообразования в кремнисто-известковистых профилях почвообразования и выветривания палеосаванны Восточного Казахстана // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 2. С. 50–60.
27. *Юсман Б.И.* О генезисе пальгорскитов из верхнемеловой мелкоземистой субформации Юго-Восточной Ферганы // Динамические фации и бокситоносность осадочных формаций Средней Азии. Ташкент: Изд-во Ташкентск. ун-та, 1976. Вып. 516. С. 83–87.

Геологический институт
АН СССР, Москва

Поступила в редакцию
29.XI.1989

УДК 551.79 (571.64)

© 1991

Денисенко О.В., Свиточ А.А.

**НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА
И СТРОЕНИЯ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ САХАЛИНА
(МАТЕРИАЛЫ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ)**

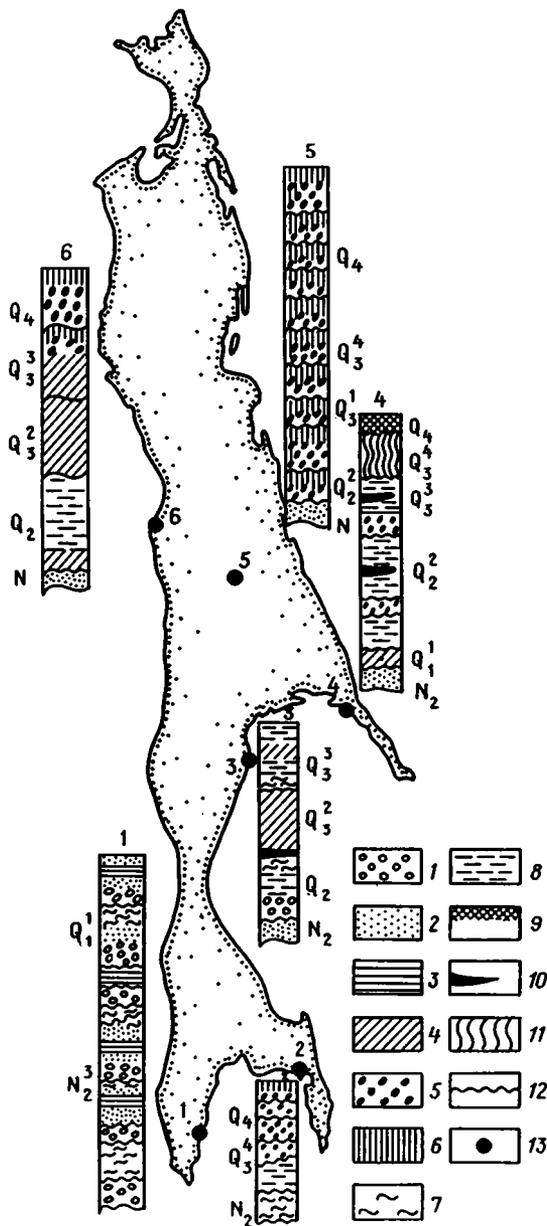
На основании комплексного изучения опорных разрезов новейших отложений Сахалина установлено присутствие среди них осадков морских, континентальных и субконтинентальных водоемов, а также аллювиальных, охарактеризованных рядом литологических признаков. В разрезах отмечены разнообразные генетические сочетания, образующие фациальные ряды: нормальный (полный и неполный), фрагментарный и смешанный, свидетельствующие о разнообразных палеогеографических условиях режима осадконакопления. Выделены индикационные свойства осадков, указывающие на определенный тип природного процесса в эпохи их формирования.

Литология новейших отложений Сахалина изучена недостаточно, особенно это относится к генезису и фациальному составу осадков, сведения о которых малы численны [1–5]. Комплексные исследования опорных разрезов новейших отложений (фигура) позволили получить новые материалы, существенно дополняющие имеющиеся представления об их происхождении и фациальном строении.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ

Среди новейших отложений опорных разрезов Сахалина с разной достоверностью выделяются генетические типы осадков: морские, континентальных и субконтинентальных водоемов, аллювиальные, состоящие из разнообразных фаций и располагающиеся во временной последовательности всего плейстоцена (таблица). Весьма распространены отложения трудно распознаваемого генезиса, относимые нами к проблематичным толщам. Выделяемые другими авторами [4] элювиальные, элювиально-делювиальные, коллювиальные, пролювиальные, флювиогляциальные, грязево-вулканические и вулканогенные образования в изученных разрезах достоверно не установлены, они в них отсутствуют, либо частично входят в проблематичные толщи.

Морские отложения. Большая часть осадков имеет неогеновый возраст. Заведомо морские плейстоценовые образования обнаружены только в разрезе Анина, не исключено, что к ним относятся нижние части разрезов Арково, Владимирово и Вахрушево–Гастелло. Фациальный состав отложений весьма разнообразен — это осадки пляжа, мелководной и приглубой части сублиторали. В целом морские отложения характеризуются следующими литологическими признаками. 1. Типичное для разреза сочетание фаций прибрежно-морского типа — пляжевых, мелководных и приглубых участков сублиторали. 2. Пестрый гранулометрический состав. Отложения пляжа преимущественно гравийно-галечные и песчаные (ведущие размерные фракции 2–5 и 0,1–0,25 мм). Средневзвешенный диаметр d колеблется от 3,0 до 3,5 мм, а коэффициент сортировки S_0 — от 0,15 до 0,2. Осадки прибрежного мелководья в основном песчаные (доминирующая размерность 0,1–0,25 мм, d 0,3–0,35 мм, S_0 0,3–0,4). Образования приглубой сублиторали тонкие, песчано-илистые (ведущие размерные фракции 0,01–0,05



Генетический состав новейших отложений и местоположение опорных разрезов Сахалина

1-11 – генетические типы осадков (1 – пляжевые, 2 – мелководья, 3 – приглубой сублиторали, 4 – дельтовые, 5 – русловые, 6 – пойменные, 7 – лагунные, 8 – озерные, 9 – болотные, 10 – органогенные, 11 – неопределенного генезиса); 12 – перерывы; 13 – разрезы (1 – Бачинский, 2 – Шишкевича, 3 – Вахрушево–Гастелло, 4 – Владимирово, 5 – Орловка, 6 – Арково)

и 0,001–0,005 мм, d 0,02 мм, a $S_0 - 0,011$). 3. Разнообразные текстуры – от косой слоистости пляжевого типа до тонкополосчатой слоистости отложений приглубой части сублиторали. 4. Многочисленный обломочный разноокатанный материал при относительно небольшом петрографическом разнообразии. Минеральный состав тяжелой фракции разных побережий Сахалина различен. 5. Отложения

Основные литологические признаки новейших отложений Сахалина

Генетические типы осадков		Основные литологические признаки осадков
Морские	Пляжевые	Преимущественно грубообломочные (d 3,0–3,5 мм), сортированные и плохо сортированные (S_0 0,15–0,2), с разнообразной, чаще крупногоризонтальной, либо диагонально-косой слоистостью, с ориентированным положением обломков в слое
	Прибрежно-мелководные	Песчаные, среднемелкозернистые (d 0,3–0,35 мм), сортированные, с выдержанной по слою преимущественно тонкогоризонтальной слоистостью, часто повышенной мощности
	Приглубой сублиторали	Мелкопесчаные и алевроитовые (d 0,22 мм), плохо сортированные с выдержанной слоистостью, тонкополосчато- и ритмично-слоистые, маломощные
	В целом	Разнообразные по механическому составу и мощности, сортированные, с выдержанными по слою текстурными признаками
Континентальных водоемов	Лагунные	Тонкого состава (d 0,01–0,05 мм), умеренно сортированные, горизонтально-тонкослоистые, в разной степени оторфованные
	Озерно-лагунные	Тонкого состава (d 0,3 мм), плохо и умеренно сортированные, горизонтально- и ритмично-слоистые, с растительными остатками
	Озерные	Относительно тонкого состава (d 0,3–0,8 мм), умеренно сортированные, ритмично-слоистые, с редким обломочным материалом, залегающим в слое в неупорядоченном виде
	Озерно-болотные	Относительно тонкого состава, с тонкой горизонтальной и неясно горизонтальной текстурой, обилием прослоев торфа и растительных остатков, небольшой мощности
	В целом	Относительно тонкого гранулометрического состава, сортированные, тонкогоризонтально, часто ритмично-слоистые, часто прослоями оторфованные, с растительными остатками, обломочный материал расположен бессистемно и неупорядоченно, небольшой мощности
Аллювиальный	Русловые	Преимущественно грубообломочные, плохо сортированные, с крупной горизонтальной, неясно горизонтальной, диагонально-косой слоистостью, с часто меняющимися по простиранию текстурами, относительно повышенной мощности
	Пойменные	Преимущественно песчаные, плохо сортированные, горизонтально- и тонкослоистые, с элементами ритмичности, маломощные
	В целом	Разнообразные по механическому составу и текстурам, плохо сортированные, локализованные на участках современных и древних долин

бедны ископаемыми находками, лишь в осадках позднеэоценовых и голоценовых морей обильны раковины морских моллюсков. В отложениях плейстоцена встречаются морские диатомеи, споры и пыльца.

Среди осадков континентальных и субконтинентальных водоемов с разной достоверностью выделяются разнообразные генетические образования. Среди них собственно озерные отложения немногочисленны, а большая часть имеет сложное происхождение и относится к лагунным, озерно-аллювиальным и озерно-болотным осадкам. Все они представляют родственные образования, накапливающиеся в относительно спокойных условиях внутриконтинентальных водоемов.

Для них характерно следующее: 1) разнообразие фаций разных типов водо-

емов, образующих сопряженные ряды осадков от лагунных до болотных; 2) относительно однообразный гранулометрический состав; 3) доминирующий вид текстур — горизонтальный, преимущественно тонкослоистый с элементами ритмичности; 4) обилие органических остатков, оторфованность, частое присутствие среди аутигенных минералов сульфидов железа — индикаторов застойных условий накопления; малочисленность обломочного материала, часто беспорядочно расположенного в слое; 5) широкое развитие отложений по всему разрезу плейстоцена, отражающих одну из основных стадий континентального цикла осадконакопления.

Среди плейстоценовых отложений Сахалина широко распространены аллювиальные образования. В большинстве разрезов они относятся к позднему плейстоцену и слагают аккумулятивный чехол надпойменных террас речных долин. Более древние (ранне- и среднеплейстоценовые) речные осадки вскрываются в разрезах увалов и цоколя высоких террас. Среди аллювия выделяются русловая и пойменная фации, состоящие из более дробных генетических подразделений. Исходя из особенностей вещественного состава считаем, что большая часть русловых осадков относится к пристрежневой подфации, а пойменных — к приречной и старичной подфациям. С речными осадками тесно связаны фации дельт и озерно-аллювиальные, образующие с ними нормальные парагенетические ряды. В разрезах высоких террас аллювиальные отложения обычно имеют циклическое строение, а большая часть осадков относится к отложениям руслового типа (соотношение 1/3—1/5). В целом для механического состава ископаемого аллювия сахалинских долин характерны бинарность, определяемая господством двух основных фациальных разностей, относительно грубый состав (ведущая фракция заполнителя 2—5 мм), связанный с высокой палеодинамикой речных потоков, и различная сортированность осадков (S_0 0,02—0,4). В минеральном составе среди терригенных минералов преобладают устойчивые компоненты (гранат, ильменит), а среди аутигенных — окислы и гидроокислы железа и марганца. Ожелезнение русловых осадков — типичное явление для аллювия большинства изученных разрезов Сахалина.

ФАЦИАЛЬНЫЕ РЯДЫ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В опорных разрезах Сахалина среди отложений встречается разнообразная последовательность генетических сочетаний, образующих фациальные ряды. Выделяются нормальный, фрагментарный и смешанный ряды (см. фигуру).

Нормальный ряд состоит из парагенетических фаций, отражающих естественную смену режима осадконакопления в латеральной и временной последовательности. Он может быть полным и неполным, относительно полные фациальные ряды отмечаются в литотипических разрезах Анива и Орловка. В первом случае это сочетание разнообразных фаций морских и лагунных осадков, образующих серию циклов с повторяющимся типом осадконакопления. Разрез Орловка сложен несколькими циклами аллювиальных отложений, также сопрягающихся в нормальной последовательности. Отмечаемые в этих разрезах следы размывов почти не влияют на естественный характер залегания, а только сокращают мощность каких-либо фаций осадков. Так, неполные фациальные ряды нормального типа представляют преимущественно отложения одного генезиса, с большим количеством внутрifaциальных размывов, за счет которых не только сокращаются мощности осадков, но и выпадают отдельные члены генетического ряда. Примером неполного фациального ряда является разрез в долине р. Чернушки (Шишкевича), состоящий преимущественно из песчано-галечных аллювиальных образований руслового типа. В трех из четырех аллювиальных циклов пойменные фации в результате последующего размыва отсутствуют.

Фрагментарные фациальные ряды состоят из отдельных частей нормальных рядов разной степени сохранности, разделенных глубокими размыв-

вами и перерывами осадконакопления. По существу они смешанные по составу и переходные по положению. Примерами фрагментарных фациальных рядов могут служить разрезы Арково и Владимирово. Первый из них представлен в нижней части "обрывками" морских фаций, а в верхней — аллювиальными образованиями с отсутствием среди них отложений пойм; второй — из фрагментов фациальных рядов осадков сложного (переходного) и континентального генезиса: аллювиально-морских, аллювиально-озерных, болотных, сопряженных поверхностями размыва.

Смешанные фациальные ряды — это сочетание в одном разрезе осадков с резко различными условиями накопления, разделенных следами глубоких перерывов и размывов. Типичный случай такого ряда — это разрез Вахрушево—Гастелло, состоящий из набора "чуждых" фаций. Для разреза характерны многочисленные ряды перерывов и размывов.

Рассмотренные естественные и случайные совокупности фаций представляют временные ряды. Однако нетрудно заметить, что некоторые из них отражают и латеральную последовательность перехода одних осадков в другие. В первую очередь это нормальные фациальные ряды. Например, в разрезе Анива тонкие осадки приглубой части сублиторали обычно подстилаются песчано-галечными образованиями мелководий и пляжа. В такой же последовательности эти осадки залегают и в латеральном разрезе прибрежной части моря. Элементы нормального сопряжения осадков отмечаются и среди фрагментов сохранившихся фациальных рядов других типов.

Характер (тип) фациальных рядов определенно указывает на палеогеографические условия и ход режима осадконакопления. Достаточно мощные разрезы с нормальными фациальными рядами прежде всего свидетельствуют о длительных и сходных условиях осадконакопления и в значительной мере об установившейся тенденции тектонического прогибания, колебания уровня водоема и т.д. Напротив, разрезы со смешанными фациальными рядами указывают на непостоянство и неустойчивость процессов осадконакопления, тектонического режима и изменения уровня водоемов. Такие разрезы обычно сложены трудно диагностируемыми отложениями переходного генетического типа (озерно-морскими, аллювиально-морскими, аллювиально-озерными и т.д.) и часто располагаются в пограничных зонах, на контактах тектонических и геоморфологических структур. Фрагментарные фациальные ряды обычно содержат информацию о переходных достаточно устойчивых режимах осадконакопления с периодическими резкими сменами условий накопления отложений.

ПРОБЛЕМАТИЧНЫЕ ТОЛЩИ (ОТЛОЖЕНИЯ НЕОПРЕДЕЛЕННОГО ГЕНЕЗИСА)

Среди новейших отложений Сахалина широко развиты осадки неясного, трудно распознаваемого генезиса, выделяемые под названием *проблематичные толщи*. Особенности этих образований являются: пестрый литолого-фациальный состав, отсутствие в литологическом строении четких генетических признаков и ископаемых остатков, указывающих на происхождение вмещающих толщ; неясное стратиграфическое и геоморфологическое положение в разрезе. В большинстве случаев сочетание этих признаков делает неопределенным и стратиграфическое расчленение отложений.

Примером проблематичной толщи могут служить отложения разреза Владимирово, залегающие в верхней части низкого водораздельного увала под мощным слоем торфяника. По составу это илы серые или зеленовато-сизые, в разной степени опесчаненные, с щебнем и плохо окатанным гравием, переходящие в нижней части разреза в песчанистую сизо-серую супесь, содержащие многочисленный обломочный материал, с размывом лежащие на плотных алевритах. Для осадков характерно: 1) почти полное отсутствие слоистой текстуры (лишь в нижней части толщи местами отмечается неясная слоистость, выраженная за счет кон-

центрации грубообломочного материала по напластованию); 2) наличие многочисленных обломков галечно-гравийной размерности плохо окатанных и неупорядоченно залегающих в разрезе; 3) присутствие "холодных" спорово-пыльцевых спектров. Отмеченные черты отложений исключают возможность предположения об их моногенетическом происхождении. Очевидно, накопление осадков осуществлялось в условиях совместного влияния ряда генетических факторов. Так, высокий средневзвешенный диаметр отложений (d 2,8—3,0 мм) определенно указывает на весьма активную динамическую обстановку накопления. Однако в то же время для отложений характерна низкая степень сортировки (S_0 0,1—0,15), плохая окатанность грубообломочного материала и его неупорядоченное залегание в толще. Не исключено, что это были условия периодически пульсировавших временных водотоков, "блуждавших" по плоской заболоченной озерно-аллювиальной равнине с тундровыми ландшафтами. Вероятно, отложениями неясного генезиса является большая часть среднеплейстоценовых осадков, описанных А.Н. Александровой [7] в разрезах прибрежных террас восточного и западного побережий Сахалина. Хотя автор и склоняется к мнению об их морском происхождении, но делает это очень осторожно, отмечая, что такому выводу противоречат грубый состав и слабая сортировка отложений.

На карте четвертичных отложений Сахалина [4] вдоль западного побережья Северного Сахалина показано сплошное поле аллювиально-делювиальных отложений. Их положение в разрезе (средний комплекс террас), особенности состава (несортированный и плохосортированный материал, многочисленный грубообломочный материал) и отсутствие палеонтологических остатков указывают на проблематичное происхождение.

Перечисленные выше признаки проблематичных толщ практически присутствуют у значительной части рыхлого плейстоценового покрова Сахалина и особенно в разрезах на бортах межгорных впадин, в нижней части вышележащих и тыловых частях древних террас, т.е. в граничных участках геологических и геоморфологических структур и на контакте разных типов осадка.

В процессе комплексного изучения отложений неясного генезиса обычно устанавливаются признаки их происхождения и, таким образом, снимается вопрос об условиях накопления. Естественно, что понятие *проблематичная толща* в применении к конкретным геологическим телам является временным, отражающим слабую степень изученности отложений.

В целом для новейших отложений опорных разрезов Сахалина можно наметить ряд общих литологических черт, присущих большей части осадков либо всему их генетическому спектру: относительно грубый состав, заметное включение обломков, невысокая степень сортированности материала, разнообразие текстур.

Широко проявляются элементы цикличности и ритмичности, обусловленные различными факторами. В тонких осадках приглубой сублиторали это двух- и трехчленная микро- и мезоритмика, возможно, сезонного типа. В отложениях континентальных водоемов ритмичность более грубая, по-видимому, обусловленная более продолжительными климатическими факторами. Неоднократно чередующиеся пойменные и русловые осадки в разрезах речных террас образуют цикличность, связанную с процессами саморазвития речных долин, и наконец, сложная ритмика и цикличность в прибрежно-морских толщах обязаны колебаниям уровня океана. Несомненно участие в формировании крупной цикличности новейших отложений неотектонических движений.

Интересно, что среди плейстоценовых отложений Сахалина незначительны, либо совсем отсутствуют такие широко распространенные на Евразийском материке образования, как лёссы и лёссовидные отложения, хорошо развитые погребенные почвы, едомные толщи. Практически не существует и проблемы "бурых суглинков", столь широко развитых в Приморье, а распространенные здесь на вышележающих склонах покровы супесчано-обломочного материала определенно относятся к склоновым образованиям. Отмеченные черты состава и строения новей-

ших отложений Сахалина, несомненно, отражают специфику палеогеографических условий их накопления, а именно островное положение Сахалина в бореальной части Тихого океана и относительно крупные размеры его суши, предопределившие сочетание в природном процессе континентальных и океанических черт развития. Последние нашли свое отражение в слабой выраженности такой типичной черты континентального режима эпигенеза, как облессование.

Представляется весьма интересным индикационное значение некоторых типов новейших осадков, указывающее на то, что преобладание в разрезе того или иного типа осадков характеризует некоторые природные явления. В плейстоцене Сахалина через типы отложений четко прослеживаются следующие сочетания палеогеографических явлений. 1. Грубообломочные сортированные отложения с устойчивыми литологическими признаками, выдержанной крупнослоистой текстурой, находящиеся в прибрежных районах, указывают на морское осадконакопление в динамичной мелководной обстановке и высокое положение уровня моря (трансгрессия), теплый и влажный климат и господство в ландшафтах темнохвойной (елово-пихтовой) таежной растительности. 2. Песчано-илистые серо-сизые осадки, горизонтально- и тонкогоризонтально-слоистые, обогащенные растительными остатками (кустарнички, травы, мох), прослоями оторфованные, иногда с беспорядочно либо слабоупорядоченным расположением обломочного материала, обычно относятся к отложениям внутриконтинентальных водоемов (озер, болот) с застойными условиями накопления, плоскими, заросшими травянисто-кустарничковой растительностью берегами. Этот тип обычно отражает эпохи низкого стояния моря, холодного влажного климата, открытых тундровых и лесотундровых ландшафтов.

Отмеченные сочетания типов осадков и природных явлений представляют собой крайние палеогеографические ситуации в плейстоцене Сахалина и поэтому наиболее явственно проявляющиеся через литологические особенности отложений. Следовательно, именно эти типы (морские и озерно-болотные) осадков являются наиболее информативными для палеогеографических реконструкций. Отложения другого генезиса допускают более широкое, значительно менее определенное палеогеографическое истолкование ситуации эпох своего накопления.

Список литературы

1. *Александрова А.Н.* Плейстоцен Сахалина. М.: Наука, 1982. 190 с.
2. *Беспалый В.Г.* Проблема нижней границы четвертичных отложений о. Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 5. С. 94–100.
3. *Ганешин Г.С.* Четвертичная система // Геология СССР. Т. XXXIII. М.: Недра, 1970. С. 255–267.
4. *Ганешин Г.С., Соловьев В.В.* Развитие рельефа и формирование четвертичных отложений о. Сахалина. М.: Недра, 1971. 155 с.
5. *Голоудин Р.И.* Вещественный состав и динамика прибрежно-морских наносов западного побережья Южного Сахалина // Океанология. 1980. № 3. С. 507–512.

Московский государственный
университет

Поступила в редакцию
13.III.1989

УДК 553.32(477.4)

© 1991

Кулиш Л.И., Кулиш Е.А., Ковалева М.П.

ГЕОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БУРШТЫНСКОГО МАРГАНЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

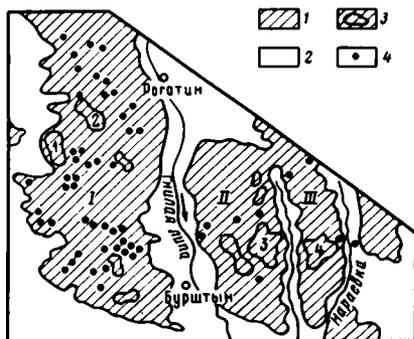
Показано, что Бурштынское марганцевое месторождение формировалось в баденское время; приближенный к гумидному климат способствовал мобилизации марганца в корях выветривания пород платформы, переносу его водными потоками в прибрежные части мелководного морского бассейна, в которых марганец накапливался в карбонатной форме в локальных впадинах. Последующий диагенез, а местами и выветривание приводили к перераспределению марганца.

Бурштынское месторождение (Ивано-Франковская обл. УССР) марганцевых руд включает несколько рудопроявлений, объединенных в три группы: Бурштынскую, Озерянскую и Свистельницкую. Они расположены на левобережье р. Днестр, в бассейнах рек Гнилая Липа, Нараевка и Уездский проток (фиг. 1).

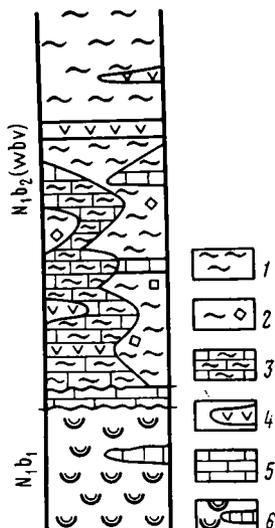
Описываемая территория находится в зоне сочленения юго-западной окраины Русской платформы с Внешней зоной Предкарпатского прогиба. Здесь развиты палеозойские, юрские, верхнемеловые, нижнеэоценовые и четвертичные осадочные породы. Верхнемеловые мергели и песчаники трансгрессивно покрывают породы юры. На размытой поверхности толщ верхнего мела лежат отложения бадена (нижний неоген) с пятнами конкских глин и покровами четвертичных отложений.

Баден представлен песчаными и песчано-известковыми породами, литотамниевыми известняками (до 50 м), которые несогласно перекрываются гипс-ангидритовой толщей (до 60 м) [1, 2, 9]. Гипс-ангидритовая толща состоит из гипса или смеси гипса с ангидритом. В нижней ее части иногда встречаются прослойки чистого ангидрита (скв. 31,81), в верхней — тонкие прослойки карбонатов. На гипс-ангидритах трансгрессивно залегают отложения косовской свиты, включающей вербовецкие и прутские слои (фиг. 2). Вербовецкие слои (до 90 м) располагаются на неровной поверхности гипс-ангидритовой толщи, а в местах ее отсутствия — на нижнебаденских песчаниках или меловых мергелях. Вербовецкие слои представлены в основном мергель-глинистыми, мергелистыми ритмолитами и известковыми глинами. К вербовецким слоям и приурочено марганцевое оруденение, которое связано преимущественно с ритмолитами, в меньшей мере — с известковистыми обычно бурыми глинами. На вербовецких слоях согласно залегают прутские слои (до 15 м) песчаных известковых глин. Следует отметить, что косовская свита других районов Предкарпатья сложена в основном толщами (до 600 м) темно-серых тонкослоистых глин, алевролитов, песчаников с прослоями глин, гравелитов (преимущественно в верхней части разреза) и туфов (в нижней части разреза) [5].

В основании продуктивных отложений отмечаются марганцовистые известняки (мощностью до 0,5 м, реже до 2 м), которые некоторыми исследователями [2] рассматриваются как аналог надгипсовых или ратинских известняков, встречающихся на платформе. Марганцовистые известняки залегают трансгрессивно в понижениях на подстилающих их гипс-ангидритах в виде пятен и останцов (скв. 372, 373, 375, 28–30, 32 и др.). В одних местах слой надгипсовых извест-



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Геологическая схема Бурштынского месторождения
 1 – отложения бадена (нижний неоген); 2 – меловые толщи; 3 – контуры марганцеворудных проявлений: (1 – Явченское, 2 – Радвановское, 3 – Озерянское, 4 – Свистельницкое); 4 – скважины, вскрывшие марганцевое оруденение. I–III группы проявлений (I – Бурштынское, II – Озерянское, III – Свистельницкое)

Фиг. 2. Стратиграфическая колонка Бурштынского месторождения
 1–5 – вербовецкие слои бадена (1 – известковистые глины, 2 – те же глины, но с обломками надгипсовых известняков, 3 – мергель-глинистые и мергелистые ритмолиты, 4 – прослой кислых туфов и туффитов, 5 – известняки); 6 – гипс-ангидритовая толща нижнего бадена с редкими линзами известняков

няков имеет сплошное строение, в других – представлен скоплениями глыб, в третьих – совсем отсутствует. Пространство между глыбами обычно выполнено глиной. На поверхности многих глыб четко видны следы выветривания – их поверхность часто кавернозна, покрыта известково-железистой коркой, углы сглажены, по трещинкам развиваются гидроокислы марганца и железа. Надгипсовые известняки в прошлом, по-видимому, были довольно широко распространены на описываемой площади, но впоследствии во время кратковременного внутриформационного перерыва и выхода их из-под уровня моря они частично разрушились. Образовавшиеся при этом глыбы и обломки иногда перемещались в пространстве. Окатанные и неокатанные обломки известняков часто отмечаются в вышележащих известковых глинах (скв. 10, 35, 183, 239, 391 и др.) вербовецких слоев, в них же иногда встречаются и обломки гипса (скв. 44, 220, 273, 341 и др.).

Марганцовистые надгипсовые известняки светло-серого, желтовато-серого, реже розовато-серого цвета, плотные, преимущественно массивные, текстуры содержат MnO до 3,0% (таблица), в окисленных разностях количество марганца увеличивается. В них иногда отмечают барий и стронций (до 0,2%). Массивные известняки местами имеют пятнистую текстуру, обусловленную сочетанием более светлых и более темных разностей, что находит отражение и в их химическом составе. Светлые разности содержат больше SiO_2 , Al_2O_3 , MnO , Fe , MgO , Na , K , но меньше MnO_2 , S . Темный цвет обязан в значительной мере повышенному количеству сульфидов и окислов марганца. Известняки обычно пелитоморфного сложения, местами перекристаллизованы, состоят преимущественно из кальцита и марганцовистого кальцита ($n_0 = 1,659 \pm 0,001$), иногда присутствуют арагонит и доломит. По-видимому, марганец в известняках находится

в виде изоморфной примеси в кальците. В Предкарпатском прогибе, вне описываемой площади, марганец иногда содержится в сероносных известняках. Кроме того, известняки карстовых полостей в гипс-ангидритовых толщах также содержат примесь марганца, а в карбонатных глинах, выполняющих карстовые полости, иногда встречается вкрапленность (до 0,5 см) и агрегатные скопления (до 5 см) дисульфида марганца – гауэрита [6]. По гауэриду развиваются псевдоморфозы родохрозита и манганокальцита. В надгипсовых известняках встречаются обломки фораминифер, реже моллюсков [1], что свидетельствует об их образовании в период трансгрессии моря на платформу.

Над останцами марганцовистых известняков, а в местах их размыва непосредственно на гипс-ангидридах (скв. 31, 212, 283, 174, 176 и др.), редко на мергелях мела (при размыве гипс-ангидритовой толщи), залегают тонкослоистые марганцовистые мергель-глинистые и мергелистые, так называемые ритмолиты вербовецкого горизонта, низы которых, наиболее обогащенные марганцем, и образуют основной пласт марганцевых пород и руд Бурштынского месторождения. Ритмолиты по сравнению с марганцовистыми известняками и известковистыми глинами распространены на меньшей площади.

В основании марганценосных пород локализуются песчанистые глины (скв. 250, 244, 239, 273 и др.), реже пески или песчаники незначительной мощности (скв. 120, 24, 31, 47 и др.).

Марганценозные залежи размещаются исключительно во впадинах, в их наиболее глубоких частях и приурочены в основном к двум впадинам в кровле гипс-ангидритовой толщи. Одна из них расположена на правом берегу р. Гнилая Липа, другая – между долинами рек Гнилая Липа и Нараевка (см. фиг. 1). Мощность вербовецких отложений и марганценосных залежей закономерно возрастает от бортов к центру впадин: вербовецких слоев – от 1 до 70 м, а рудоносных – от 0 до 26 м.

Марганценосными являются преимущественно мергель-глинистые и мергелистые тонкослоистые породы (ритмолиты), слоистость которых обусловлена особенностями вещественного состава прослоек и их окраски: от светло-серых до темно-бурых и черных. Так, светло-серые прослойки – более карбонатные (до 80% карбонатов); зеленовато-серые – более глинистые, темно-серые – обогащены битуминозным веществом. В зоне аэрации развиты темно-бурые и черные прослойки, цвет которых объясняется присутствием гидроокислов марганца. Ритмолиты по мере поднятия ложа впадин фациально замещаются известковистыми глинами, содержащими примесь (обычно менее 10%) кластического материала, в основном алевролитовой размерности и марганца.

В толще ритмолитов изредка встречаются прослойки (до 0,5 м) светло-коричневого известняка с вкрапленностью пирита и марказита, туфов дацит-липаритового состава, тонкие прослойки песков, песчаников и глин, содержащих обломки известняков.

Туфы имеют ограниченное распространение на описываемой территории и развиты преимущественно в северо-западной ее части, однако среди верхнебаденских отложений Предкарпатского прогиба они встречаются довольно часто. Максимальное число их прослоек в отдельных скважинах достигает шести, обычно одна-три (скв. 31, 392, 175, 378, 45 и др.). Прослойки туфов состоят в основном из пепла вулканических выбросов.

Туфы имеют витрокластическую структуру и состоят из угловатых рогульковидных обломков вулканического стекла кислого состава (N 1,495–1,506), нередко содержащего включения газовых пузырьков; встречаются также зерна плагиоклаза, кварца, темноцветных (биотит, роговая обманка, гиперстен, редко циркон, турмалин, рутил и др.) и непрозрачных (ильменит и др.) минералов. Обломки сцементированы хлоритизированной стекловатой массой.

Слои ритмолитов иногда содержат большое число тонкостенных раковин, среди которых отмечены *Chlamys teibl* и *Carbula golba*, а также в незначительном коли-

Химический состав марганценосных пород Бурштынского месторождения

Компоненты	Массивные известняки						Ритмолиты								
	6081	6075	6073а*	6073б**	289	328	6072	6071*	42*	6070а*	6070б**	1а*	16**	15а*	15**
SiO ₂	4,22	7,72	4,96	1,14	5,20	7,92	7,10	6,66	24,90	5,98	26,68	19,75	37,46	13,50	34,80
TiO ₂	0,08	0,16	0,14	0,04	Сл.	Сл.	0,14	0,16	0,43	0,12	0,33	0,19	0,37	0,10	0,30
Al ₂ O ₃	1,82	3,20	2,26	0,55	2,35	0,48	2,23	2,24	6,87	2,10	7,87	2,21	9,39	5,09	8,11
Fe ₂ O ₃	3,87	1,85	2,25	0,95	0,75	0,52	2,21	2,21	4,55	1,58	5,21	2,31	3,85	1,34	3,51
MnO	3,00	1,60	2,10	1,64	0,92	1,06	5,50	2,29	6,66	4,86	2,44	10,45	2,65	17,88	4,60
MnO ₂	—	—	—	1,39	Не обн.	Не обн.	3,69	0,87	—	12,80	9,98	—	—	—	—
MgO	8,43	3,41	10,30	5,36	0,99	0,95	5,17	6,37	3,52	8,66	4,00	5,29	4,53	2,95	4,38
CaO	37,56	42,71	37,30	46,28	43,26	51,92	36,08	39,88	21,76	26,90	16,99	25,23	15,24	23,70	14,00
Na ₂ O	0,70	0,55	0,75	0,48	0,15	0,07	0,40	0,40	1,10	0,30	0,40	0,54	0,54	0,30	0,45
K ₂ O	0,37	0,50	0,35	0,19	0,31	0,06	0,43	0,37	1,67	0,40	1,31	1,29	2,65	0,78	2,46
S	0,18	0,18	0,12	0,52	2,15	0,11	0,02	0,05	0,55	0,04	0,10	0,93	1,33	0,46	0,58
P ₂ O ₅	0,36	0,32	0,33	0,12	—	—	0,21	0,16	Сл.	0,18	0,18	0,18	0,13	0,12	Сл.
CO ₂	35,94	34,72	36,64	37,68	Не обн.	Не обн.	34,02	36,42	24,00	28,14	15,43	26,92	13,83	Не обн.	16,38
C	0,35	0,30	0,35	0,45	"	"	0,55	0,30	Не обн.	0,33	0,27	Не обн.	Не обн.	"	Не обн.
H ₂ O	0,58	1,03	0,79	0,13	0,56	0,34	0,85	0,52	2,53	0,87	3,00	1,66	2,89	1,04	3,60
П.п.п.	2,86	2,20	1,57	1,09	34,44	42,46	1,34	1,50	Не обн.	6,97	5,99	Не обн.	Не обн.	30,76	3,92

Примечание. Содержание железа независимо от формы пересчитано на Fe₂O₃ (исключая обр. 1а, 1б, 15а и 15), а серы — на атомарную S. Обр. 6081, 6075, 6073а, 6073б, 6072, 6071, 6070а, 6070б — сборы Л.И. и Е.А. Кулиш (с. Черче), обр. 289, 328, 42, 1а, 15 заимствованы из работы [2].

*Светлая часть породы.

**Темная часть породы.

честве очень мелкие тонкостенные раковины фораминифер. Преобладают планктонные их представители. Кроме того, в прослойках ритмолитов отмечаются раковины спирялисов, реже — мелких пектенид [2].

В верхней части рудоносной толщи иногда имеется маломощный слой кварцевых песчаников, содержащих тонкие прослойки гидроокислов марганца и характеризующихся плохой сортировкой слагающего его кластического материала (скв. 220, 250 и др.). Величина кварцевых зерен 0,04—0,4 мм; кроме того, могут присутствовать в незначительном количестве зерна полевого шпата. Цемент песчаников — базальный, состав — глинисто-карбонатный.

Глины вербовецких отложений широко распространены, они обычно по горизонтали и вертикали замещают слоистые мергелистые породы (ритмолиты) изредка залегают на известняках, в повышенных же частях рельефа — на гипсах или меловых мергелях. Глины серого, зеленовато-серого, желтовато-серого цвета часто обогащены марганцем (в этом случае цвет их более темный), обычно сильно известковистые. По-видимому, марганец в глинах присутствует в пелитоморфном карбонате как изоморфная примесь.

Глины, залегающие в подошве вербовецких слоев, часто содержат окатанные, полуокатанные, угловатые, неправильной, реже округлой формы обломки известняков (скв. 193, 35, 10, 195, 239 и др.) и кристаллов гипса (скв. 220, 239, 261, 269, 341 и др.).

Верхняя часть разреза вербовецких слоев представлена глинами. В толще глин местами обнаружены тонкие прослойки мергелистых известняков и туфов такого же состава, что и в ритмолитах. В глинах обычно присутствует кластический материал алевритовой размерности, в то время как в ритмолитах он встречается значительно реже. Это свидетельствует о различных условиях осадконакопления в период формирования глин и ритмолитов. Глины являются более мелководными осадками, чем ритмолиты.

Мергель-глинистые и мергелистые ритмолиты — основной концентратор марганца, содержание которого в неокисленных разностях колеблется от 0,5 до 9% (в среднем составляет 7,7%), в окисленных — достигает 40%. Участки, обогащенные марганцем, образуют рудные тела, форма которых обусловлена характером древнего микрорельефа. Чаше рудные тела имеют линзовидную форму, их длина и ширина изменяется от 100 до 500 м, мощность — от 1 до 6 м. Руды в основном относятся к карбонатному типу (см. таблицу), в зоне аэрации — к окисленному карбонатному, с относительно повышенным содержанием глинозема — к глинисто-карбонатному.

Микропрослойки ритмолитов характеризуются различным содержанием CaO , SiO_2 , Al_2O_3 , MnO и т.д. Более светлые микропрослойки по сравнению с более темными содержат больше марганца, CaO , меньше — SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O (см. таблицу, № 10—15). Чем выше CaO , тем больше в них марганца и меньше кремнезема и глинозема. Руды преимущественно состоят из тонкодисперсной смеси марганцовистого карбоната с алеврит-глинистым веществом. В них присутствуют в основном марганцовистый кальцит, реже — кальцит, арагонит, родохрозит, из глинистых минералов — монтмориллонит, гидрослюда. Иногда отмечаются пелитоморфный кремнезем, барит, глауконит, коллофан, сферолиты пирита и т.д. Кластический материал играет незначительную роль, не считая редких прослоев песчаников и песчанистых мергелей. Среди кластического материала отмечаются обломки кварца, реже — полевого шпата; встречаются ильменит, магнетит, роговая обманка, апатит, турмалин, ставролит, сфен, циркон, рутил, биотит, мусковит, хлорит, вулканическое стекло [2].

В зоне аэрации марганецсодержащие ритмолиты интенсивно окисляются с образованием вторичных минералов, преимущественно бёрнесита и рансьеита; кроме того, встречаются вернадит, реже тодорокит [11]. При окислении руд в них происходит некоторая концентрация марганца, поэтому окисленные карбонатные руды более богатые.

В марганецсодержащих ритмолитах наиболее широко распространены слоистые текстуры. Слоистость обусловлена тончайшей перемежаемостью прослоек существенно карбонатного состава с прослойками, обогащенными глинистым материалом (монтмориллонитом) или песчанистым веществом. Наиболее характерны алевролитовые и алевролитопелитовые структуры руд. Иногда среди глинисто-карбонатных руд отмечаются отдельные прослойки с органогенной структурой. Для них характерно обильное скопление обломков фораминифер, заключенных в криптокристаллическую пелитоморфную глинистую массу. Иногда в прослойках, сложенных чрезвычайно тонкозернистой глинисто-карбонатной породой, отмечаются линзообразные выделения, вытянутые вдоль слоистости и состоящие из сравнительно хорошо раскристаллизованного карбоната. Такие образования возникли в процессе перекристаллизации пород при диагенезе. Сферолитоподобные структуры, встречающиеся в полуокисленных карбонатных рудах, представляют собой скопление сферических образований гидроокислов марганца, возникших в результате окисления сферолитов марганцевого карбоната (кальциевого родохрозита) в глинисто-карбонатной массе. В этих же рудах редко отмечаются оолиты с нечетко выраженным тонкоконцентрическим строением, сложенные марганцовистым карбонатом.

В некоторых местах описываемого района отложение марганца сопровождалось коагуляцией геля кремнезема, образовавшего среди ритмолитов тонкие прослойки, обогащенные опалом. Так, например, в некоторых толщах (скв. 183, 220, карьер р. Черге и др.) были обнаружены тонкие прослойки опалсодержащих пород: опал-монтмориллонитового, опал-монтмориллонит-карбонатного, опал-карбонатного составов и почти мономинеральные опаловые прослойки. Опал мономинеральных прослоек рассечен мелкими трещинками контракции, образовавшимися при высыхании коллоидных масс, и выполненными глинисто-карбонатной массой. Обычно опал присутствует в тесном сростании с монтмориллонитом. В опал-карбонатных прослойках кальциевый родохрозит образует мелкие сферолиты, заключенные в опаловый цемент. Тесная ассоциация этих минералов указывает на раскристаллизацию их из геля сложного кремнисто-карбонатного состава. Изредка отмечаются скопления опала органогенного происхождения, по-видимому, за счет вещества радиолярий и диатомей. Местами опал преобразован в халцедон, карбонат там тоже перекристаллизован.

В марганценосных толщах глауконит встречается в незначительном количестве в виде отдельных зерен в мергель-глинистых ритмолитах или среди кварцевого песка и песчаника. Он образует однообразные мелкие зерна зеленого цвета размером 1–1,5 мм, форма зерен овальная, округлая. Края зерен очень часто расщеплены радиальными трещинками, образованными растрескиванием веществ при дегидратации геля. В этих породах иногда отмечается пирит в тонкорассеянном состоянии, а также пирит и марказит в виде мельчайших сферолитов размером до 0,2 мм.

Среди минеральных образований, слагающих рудоносную толщу, условно выделяют четыре группы: 1) образовавшиеся в водном бассейне: карбонаты (в том числе марганцовистый кальцит), опал, глауконит, возможно монтмориллонит; 2) возникшие при диагенезе: карбонаты (в том числе кальциевый родохрозит), халцедон, хлориты, марказит, пирит; 3) сформировавшиеся при гипергенезе: бёрнесит, рансьеит, вернадит, тодорокит, гидроокислы железа; 4) кластический материал: кварц, полевошпат, слюда, возможно монтмориллонит, рутил и др.

Глинисто-карбонатные руды Бурштынского месторождения по содержанию марганца относятся к непромышленным и только на отдельных участках окисленные разности руд отвечают кондициям (Mn до 22%).

Образование марганценосных толщ Бурштынского месторождения осуществлялось в позднеорогенную стадию альпийского цикла развития региона во время трансгрессии моря со стороны Предкарпатского прогиба, заходящего в виде

рукавов и заливов на северо-западную окраину Русской платформы. Примыкающая с северо-востока суша была низкой, равнинной и поставляла в бассейн преимущественно хомогенный материал (в виде коллоидов и дисперсных частиц) и незначительно — терригенный.

Накоплению марганценосных осадков предшествовало отложение солей. В самом начале верхнебаденского времени при общей регрессии бассейна в районе Предкарпатья, захватив часть края Русской платформы, сформировалась лагуна, которая время от времени соединялась с бассейном. Климат был сухим и жарким, что способствовало развитию эвапоритового процесса, увеличению концентрации солей в водах и осаждению гипса. Во время формирования эвапоритов в лагуне неоднократно изменялась концентрация солей в результате притока вод открытого моря, а временами — за счет стока рек с равнинной суши. При этом осаждение гипса сменялось садкой карбонатов и известковистых илов. В прослоях известковистых глин, локализующихся в гипсах, нередко встречаются раковины фораминифер (скв. 31, 30, 49 и др.). Формирование известковистых илов, переслаивание гипса с известняками и глинами свидетельствует о том, что временами климат изменялся, становился более влажным, а реки приносили в лагуну уже глинисто-песчаный материал.

В более позднее время отложение гипса прерывается трансгрессией моря, которая способствовала соединению лагуны с открытым морем и расслоению ее вод. В мелководном море формируются надгипсовые известняки, в которых иногда присутствует незначительная примесь марганца. Климат в основном остается еще достаточно сухим и жарким.

Осаждение карбоната кальция также было прервано частичным отступлением моря. При этом надгипсовые известняки местами интенсивно разрушались, иногда полностью, кое-где они превращались в скопление глыб, с поверхности покрытых кавернами и гидроокислами железа, некоторые из них были перемещены на незначительное расстояние. Куски этих известняков нередко встречаются в известковистых глинах вербовецких слоев. В этих же слоях иногда отмечаются обломки кристаллов гипса разрушающейся гипс-ангидритовой толщи, подстилающей известняки. Все это свидетельствует о существовании кратковременного, по-видимому, внутриформационного перерыва между отложениями надгипсовых известняков и покрывающих их вербовецких слоев.

После кратковременного перерыва наступает новая, вербовецкая трансгрессия. Море на платформу проникало по долинообразным понижениям в виде относительно узких небольших заливов, которые от основного более глубоководного бассейна, расположенного в Предкарпатья, отделялись зоной мелководья, что защищало их от воздействия терригенного материала, поступавшего в основной бассейн с вздымающихся Карпат.

Вздымание Карпат сопровождалось вулканической деятельностью, в результате чего в бассейн поступал и пепловой материал, образующий в толще пород вербовецкого слоя прослой и пачки туфов и туффитов, которые почти не содержат терригенного материала и встречаются на разных стратиграфических уровнях верхнебаденских отложений. Образование туфовых прослоев непосредственно связано с вулканической деятельностью, а не с перемывом ранее существовавших вулканических пород. На территории плиты и Предкарпатского прогиба до сих пор не обнаружены следы вулканической деятельности в баденское время. Можно предположить, что вулканический пепел приносился из Закарпатья, где известны вулканы, действующие в позднебаденское время.

На раннем этапе вербовецкой трансгрессии в углублениях впадин формируются мергель-глинистые и мергелистые ритмолиты, обогащенные марганцем и терригенным материалом, на остальной описываемой территории — известковые глины, а на всей площади Предкарпатья — песчано-глинистые толщи.

Происхождение впадин трактуется по-разному. Одни [7] предполагают, что они являются реликтами погребенного нижнемелового и палеогенового рельефа,

возможно в виде долинообразных понижений, которые во время накопления рудного материала были мелководными морскими заливами [8]. Другие [9] не исключают, что данные структуры являются тектоническими, возникшими при заложении и формировании миоценового краевого прогиба, или конседиментационными структурами. Как бы то ни было, именно углубления этих неглубоких впадин являлись местами концентрации марганца, в то время как на равнинной поверхности дна моря марганец рассеивался по всему водному бассейну.

Бассейн, где происходило формирование мергель-глинистой толщи, местами обогащенной марганцем, судя по присутствию в ней глауконита, монтмориллонита, раковин моллюсков, фораминифер и других показателей, имел соленость, близкую к нормальной.

Марганецсодержащие ритмолиты накапливались в заливах мелководной части морского бассейна, в понижениях дна, во впадинах, являющихся ловушками для марганецсодержащих осадков, на остальной описываемой территории в это время образуются известково-глинистые осадки, местами содержащие незначительную примесь марганца, тонкие прослойки песка и туфов. Кластогенный, глинистый, а также хемогенный материалы, в том числе марганцовистый, привносились в бассейн поверхностными водами преимущественно с юго-западной равнинной окраины Русской платформы. Трудно согласиться с В.А. Хмелевским [9], считающим, что весь глинистый материал на северную мелководную окраину бассейна поступал со стороны прогиба. Материал, поступающий с возвышающихся Карпат, скорее всего осаждался в Предкарпатском прогибе, который являлся наиболее глубоководной частью моря, в северную же прибрежную часть бассейна лагунного типа он не мог привноситься из-за мелководья, разделяющего вышеназванные части бассейна. Не исключено, что часть глинистого и кластогенного материала поступала и с островов, расположенных в мелководной части юго-западнее описываемого бассейна.

Марганец привносился в бассейн в растворенной, коллоидной и тонкодисперсной формах и осаждался, образуя с другими составными частями марганцовистый ил. Среда иловых вод была восстановительной и щелочной, ил содержал органические остатки (фораминиферы, моллюски, водоросли). Это способствовало восстановлению MnO_2 до MnO и совместному формированию карбонатов кальция и марганца, а также в незначительном количестве — и пирита. По-видимому, марганцовистый кальцит образовался на ранних стадиях диагенеза в результате перераспределения и химического взаимодействия первичных соединений кальция и марганца. В более позднее время происходит перекристаллизация пород с образованием в некоторых микрослойках ритмолитов очень мелких сферолитов и микровыделений кальциевого родохрозита, т.е. последний является более поздним образованием по сравнению с первичным марганцовистым кальцитом.

После отложения марганецсодержащих слоев береговая линия отодвинулась дальше к северу и эти слои оказались перекрытыми сравнительно мощной толщей осадков верхней части косовской свиты и сармата. Впоследствии в зоне аэрации происходит окисление марганцовистого кальцита с образованием гидрооксида марганца.

Климат во время отложения марганцовистых глинисто-мергелистых и мергелистых ритмолитов на описываемой территории был более влажным по сравнению с предыдущим периодом, когда формировались гипс-ангидритовая толща и надгипсовые известняки, т.е. климат в этот период изменился в сторону его гумидизации.

В.А. Хмелевский [9] отмечает, что марганецсодержащие ритмолиты несут в себе следы как аридного, так и гумидного климата. Так, карбонатная часть ритмолитов сложена пелитоморфным хемогенным карбонатом, раковинный детрит развит слабо и находится в угнетенном состоянии, в то же время в ритмо-

литах иногда присутствуют тонкие прослойки песка, известковых глин, оолито-подобных агрегатов, состоящих из тонкодисперсного марганцевого карбоната и опала. Присутствие в толщах редких и маломощных прослоек хемогенного опала свидетельствует о влажном и теплом климате в период их образования, а также о наличии гумидных кислот в водах рек при транспортировке гелей кремнезема. Редко встречающиеся в ритмолитах и известковых глинах вербовецкого слоя тонкие прослойки волокнистого гипса являются более поздними образованиями и не могут свидетельствовать о климатических условиях образования этих толщ.

Глинисто-мергелистые и мергелистые марганецсодержащие и замещающие их известковистые глины были сформированы в субгумидном, ближе к гумидному климате, т.е. происходили гумидизация климата и, по-видимому, неоднократная смена более или менее засушливых периодов значительно более влажными. Во влажный период площадь водосбора расширялась и в бассейн седиментации поступал в большем количестве терригенный материал. В это же время происходят активизация и мобилизация марганца на суше и поступление его в бассейн в виде растворов, взвеси и коллоидов. В более сухой период разбавление осадков глинистым материалом слабое, а концентрация марганца более высокая. Осаждение последнего осуществлялось совместно с карбонатом кальция. Не исключено, что мобилизация марганца в коре выветривания равнинной суши могла происходить в условиях гумидного климата, а осаждение его в бассейне осуществлялось в субгумидном климате, т.е. мобилизация и осаждение марганца происходили в несколько различных климатических условиях.

Следует заметить, что во время формирования вербовецких слоев (низы косовской свиты) в описываемом районе климат был приближенный к гумидному, а на территории всего Предкарпатья преобладал сугубо гумидный климат.

Косовская свита (вербовецкие, прутские, коломыйские и так называемые ковалевские слои) и ее аналоги относятся к морской сероцветной песчано-глинистой субформации, преобладающий тип литогенеза которой является гумидным [10].

Кроме того, вербовецкие слои юго-западной окраины Русской платформы характеризуются спорово-пыльцевым спектром, в котором в равных количествах встречена пыльца голо- и покрытосеменных растений [4]. Из голосеменных в наибольшем количестве обнаружена пыльца семейства Pinaceae, а из покрытосеменных — в основном ильм, кроме того, в значительном количестве отмечается пыльца бука и дуба. Все это свидетельствует о влажном и умеренно теплом климате со среднегодовой температурой примерно 12–15°C.

Следовательно, еще при формировании гипс-ангидритовой толщи сугубо аридный климат временами (хотя и на короткое время) изменялся, становился более влажным. При отложении надгипсовых известняков, иногда с небольшой примесью марганца, климат в основном остается еще достаточно сухим и жарким. При смене аридного климата гумидным, т.е. при гумидизации его, происходит хотя и незначительное по масштабам осаждение марганца в виде бедных карбонатных марганцевых руд. Следовательно, аридный климат, а также аридизация климата отрицательно влияют на марганцеворудный процесс, подавляя его. Как известно, в обстановке гумидного климата в сочетании с благоприятными тектоническими условиями в олигоцене были сформированы наиболее крупные месторождения марганца Причерноморской марганцеворудной провинции Украины.

Мобилизация марганца в корах выветривания может происходить только при влажном, гумидном и теплом климате, осаждение же его в бассейне может реализоваться как при аридном, так и гумидном климате, в зависимости от физико-химического состояния бассейна. Только благоприятное сочетание гумидного климата с тектоническими факторами и физико-химическим состоянием вод бассейна седиментации способствует формированию наиболее крупных марганцеворудных накоплений.

Таким образом, Бурштынское месторождение марганца сформировалось в мелководных впадинах прибрежных частей морского бассейна в зоне сочленения Русской платформы и Внешней зоны Прикарпатского прогиба. Его особенности обусловлены благоприятным сочетанием тектонического режима, литолого-фациальных и климатических условий. Марганцевые соединения выносились из кор выветривания, развитых в сопредельных частях платформы. Климат во время мобилизации, переноса и отложения марганца был приближенным к гумидному. Воды бассейна по солености были близки к нормально-морским. Первично-марганцевые концентрации были карбонатными, впоследствии претерпевали диагенез. Наиболее богатые окисные руды марганца возникают при выветривании ранее созданных марганценосных карбонатных пород.

Список литературы

1. Бобровник Д.П. К вопросу о генезисе надгипсовых сернистых известняков Прикарпатья // Вестн. Львов. ун-та. Сер. геол. 1964. Вып. 2. С. 3–8.
2. Бобровник Д.П., Хмелевский В.А. Основные особенности минералогии и геохимии Бурштынского месторождения марганца // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. Кн. 7. С. 97–114.
3. Бобровник Д.П., Хмелевский В.А. Тортонакские осадочные марганцево-карбонатные породы юго-западной окраины Русской платформы и условия их образования // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 1. С. 117–126.
4. Венглинский И.В., Горецкий В.А. Стратотипы миоценовых отложений Вольно-Подольской плиты, Предкарпатского и Закарпатского прогибов. Киев: Наук. думка, 1979. 174 с.
5. Вялов О.С. Стратиграфия неогеновых моласс Предкарпатского прогиба. Киев: Наук. думка, 1965. 189 с.
6. Сребродольский Б.И. О месте гаурерита в процессе сероотложения // Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, № 6. С. 55–59.
7. Утробин В.Н. Особенности тектонического строения Внешней зоны Предкарпатского прогиба // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. 1958. № 5–6. С. 25–42.
8. Фургес В.В. Палеографические условия образования мезо-кайнозойских марганцевых руд Украины // Геол. журнал. 1977. № 37. Вып. 5. С. 124–135.
9. Хмелевский В.А. Геологическое строение и генетический тип Бурштынского месторождения марганца // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. 1968. № 11. С. 108–115.
10. Хрущев Д.П., Компанец Г.С. Литология галогенных и красноцветных формаций Предкарпатья. Киев: Наук. думка, 1988. 193 с.
11. Янчук Э.А., Хмелевский В.А. Минералы окисленных марганцевых руд Бурштынского месторождения // Минер. сб. Львов. ун-та. 1976. № 30. Вып. 2. С. 79–84.

Институт геохимии и физики
минералов АН УССР, Киев

УДК 551.3.051:551.21 (517)

© 1991

Вознесенская Т.А., Бадарч Г.

СЕДИМЕНТАЦИЯ И ВУЛКАНИЗМ ДЖИНСЭТСКОЙ ПОДЗОНЫ ВАРИСЦИД ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

Рассмотрены вещественный состав и структурно-текстурные признаки отложений, охватывающие возрастной диапазон от позднего ордовика по ранний карбон, а также особенности седиментации и вулканизма Джинсэльской подзоны варисцид Южной Монголии, располагавшейся в субтропиках. Выделены три седиментационных этапа, отличавшихся батиметрическими и гидродинамическими условиями бассейна, источниками обломочного материала, интенсивностью карбонатонакопления и вулканизма.

Северная краевая зона варисцид Южной Монголии известна в литературе как Гоби-Алтайская [2]; при этом отдельные ее блоки существенно отличаются друг от друга строением разреза и вещественным составом отложений, что позволяет выделить здесь несколько подзон (с севера на юг); Баянгобийскую, Баянлегскую, Баянцаганскую и Джинсэтскую [10]. Последняя занимает территорию массива Джинст (фиг. 1), в пределах которой по всему разрезу широко развиты карбонатные отложения, содержащие остатки разнообразной известковой фауны, благодаря чему стратиграфия этого района палеонтологически хорошо обоснована [1, 2, 5, 7, 8, 10–12, 15, 16 и др.].

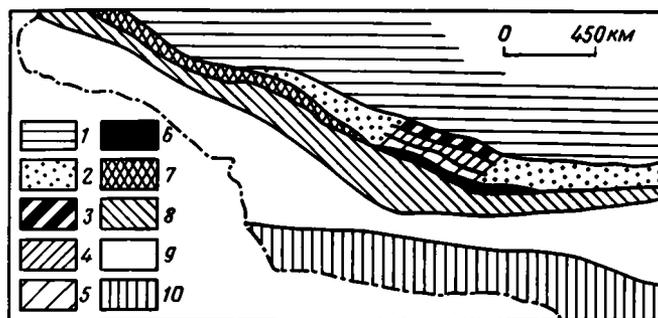
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Современная тектоническая структура Джинсэльской подзоны во многом определяется наличием верхнепалеозойских и мезозойских разломов. Преобладают нарушения субширотного, северо-восточного простирания, которые разделяют территорию на блоки (фиг. 2). Нижне- и среднепалеозойские отложения смяты в крутые сжатые, изоклинальные кливажные складки. В целом палеозойская структура района имеет надвигово-складчатое строение.

Доорогенные осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы массива Джинст характеризуются широким возрастным диапазоном от позднеордовикских по раннекаменноугольные, а перекрывающие их молассовые образования формировались в среднем–позднем карбоне и перми.

Верхнеордовикские (ашгилл) отложения развиты на юге подзоны (колодец Шара-Чулут) и образованы зеленовато-серыми кварцевыми и плагиоклаз-кварцевыми песчаниками и алевролитами, содержащими горизонты органогенных и органогенно-обломочных известняков. На западе региона (Байшинтин-Дзадагай) ашгилл представлен серыми и розовыми органогенными известняками с табулятами и брахиоподами (70–80 м), выше сменяющимися органогенно-обломочными разностями (до 50 м), на которых местами развиты крупногалечные известняковые конгломераты. Надстраиваются конгломераты пачкой (до 150 м) красных песчаников с линзами известняковых конгломератов. Галька представлена главным образом серыми и розоватыми известняками верхнего ордовика. Конгломератово-песчаная пачка рассматривается как базальный горизонт силура [10].

Фаунистически охарактеризованные силурийские карбонатно-терригенные отложения вскрыты на юге региона и почти повсеместно имеют тектонические кон-

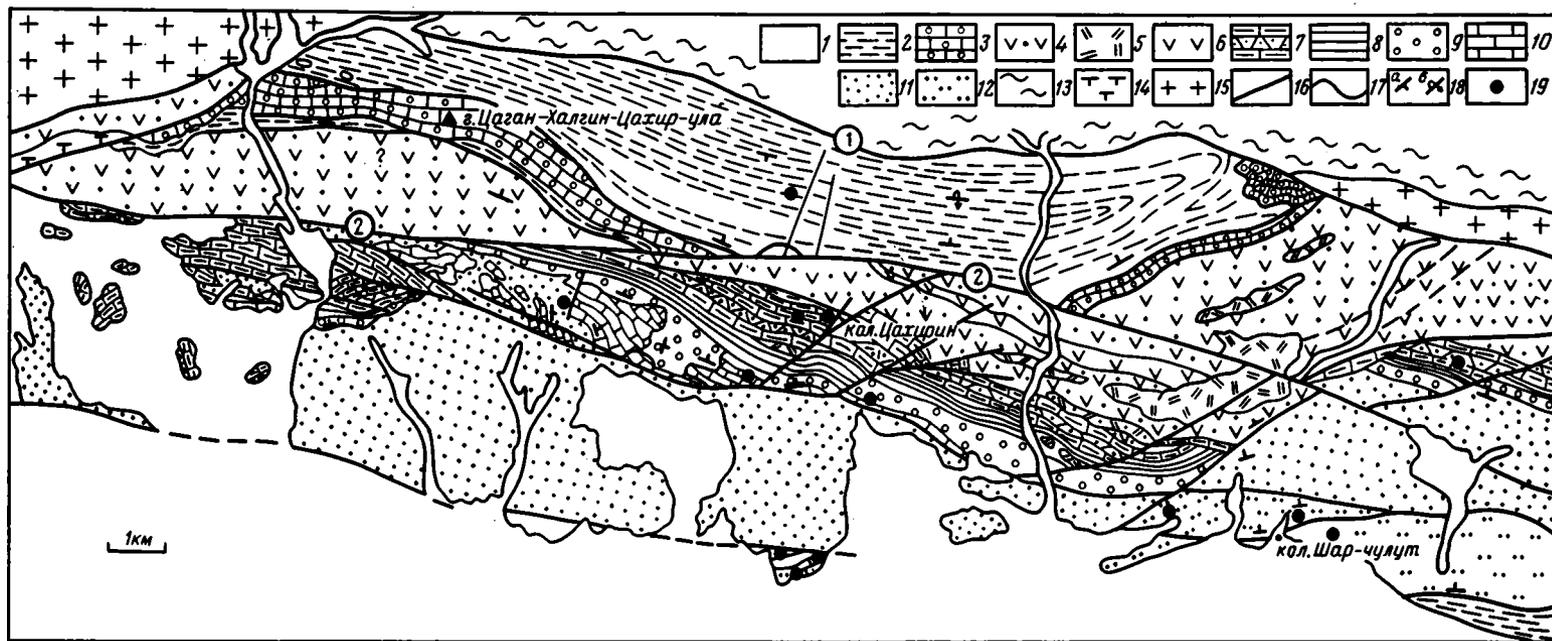


Фиг. 1. Схема тектонической зональности Юго-Западной Монголии [10]
 1 – каледониды Западной и Центральной Монголии; 2–7 – Гоби-Алтайская зона (2 – нерасчлененная, 3 – Баянгобийская подзона, 4 – Баянлегская подзона, 5 – Баянцаганская подзона, 6 – Джинсэцкая подзона, 7 – цэлский метаморфический комплекс); 8 – Эдрэнгийнская зона; 9 – Заалтайская зона; 10 – Южно-Гобийская зона

такты с ордовикскими породами. Лландоверийско-венлокские образования (данные Х.С. Розман, Ч. Минжина) сложены разнообразными известняками (150–170 м), на которых залегает толща (400–500 м) плагиоклаз-кварцевых алевролитов и песчаников. Лудлов представлен слоистыми известняками, местами кремневыми, органогенно-детритовыми с линзами брахиоподовых ракушнякав (90–110 м); известняки перекрываются песчаниками, алевролитами, алевропелитами и песчанистыми известняками с брахиоподами лудлова – пржидола; мощность карбонатно-терригенной пачки составляет 30–35 м. Выше с размывом залегают слоистые известняки (25–30 м) с остатками кораллов и брахиопод пограничных слоев пржидола – жедина.

Девонские отложения, широко развитые в центральной части массива Джинст, включают два стратиграфических уровня: нижний – средний и средний – верхний девон. Отложения нижнего уровня трансгрессивно с базальным конгломератом (10–200 м) залегают на разных горизонтах силура. Конгломераты средне- и крупногалечные, состоящие из гальки известняков и кварцитов и содержащие пласты песчаников и алевролитов, надстраиваются толщей (> 200 м) переслаивания полимиктовых песчаников и алевролитов с прослоями и линзами конгломератов и кислых туфов. Вверх по разрезу терригенные образования сменяются органогенными и органогенно-обломочными известняками (до 300 м), расслоенными пачками и пластами песчаников, алевролитов, туффитов и кислых туфов; в известняках содержится богатая и разнообразная фауна, указывающая на эмзйфельский возраст вмещающих отложений. Средне- и верхнедевонские образования (800–1200 м) представлены вулканомиктовыми песчаниками, аргиллитами, силицитами, разнообразными по структуре кислыми туфами; характерны многочисленные субвулканические тела дацитового и липаритового состава; в центральной части разреза встречаются горизонты базальтоидов, их аквагенных брекчий, туфов основного и среднего состава, которые местами составляют 40–45% от общей мощности разреза.

Нижнекаменноугольные отложения (до 1,5 км) трансгрессивно с базальным конгломератом перекрывают нижележащую толщу девона на западном окончании гряды Цаган-Халгин-Цахир. В их строении принимают участие алевролиты, туффиты, силициты с линзами брахиоподовых (турнейских) ракушнякав, на которых залегают светло-серые известняки (до 350 м), перекрытые мощными терригенно-карбонатными образованиями, представляющие собой переслаивание полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов с линзами и прослоями брахиоподовых и мшанковых известковых песчаников и известняков; постепенно вверх по разрезу в ней увеличивается роль грубозернистых пород, появляются конгломераты и отложения приобретают молассоидный облик.



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта района колодца Шахир Джинсэтской подзоны

1 – четвертичные отложения; 2 – песчаники, алевролиты, туффиты, известняки (C_1); 3 – известняки (D); 4 – кислые и средние туфы, вулканомиктовые песчаники (D_{2-3}); 5 – липариты, дациты (D_{2-3}); 6 – покровы базальтоидов (D_{2-3}); 7 – биогермные известняки, кислые туфы (D_{1-2}); 8 – песчаники, алевролиты (D_1); 9 – известняковые конгломераты (цахиринские слои D_1); 10 – массивные известняки (S_1w-S_2); 11 – песчаники, алевролиты (S_{1-2}); 12 – известняки, алевролиты, песчаники (O_3); 13 – метаморфические породы (Pz_1 , Баянцаганская подзона); 14 – риолиты (P); 15 – лейкократовые граниты (P); 16 – разломы (1 – Юмчинуланский, 2 – Цаганалгинский); 17 – геологические границы; 18 – элементы залегания (а – опрокинутые и б – нормальные); 19 – места находок фауны

Анализ минерального состава осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов массива Джинст показал, что почти на протяжении всего доорогенного развития этой территории ведущая роль в седиментации принадлежала двум типам осадочного вещества (фиг. 3): обломочному (терригенному) и карбонатному (хемогенно-биогенному).

Обломочная кластика по происхождению подразделяется на две категории: аллохтонная (сиалическая), возникшая от разрушения континентальных масс, и "автохтонная", источником которой были внутрибассейновые поднятия.

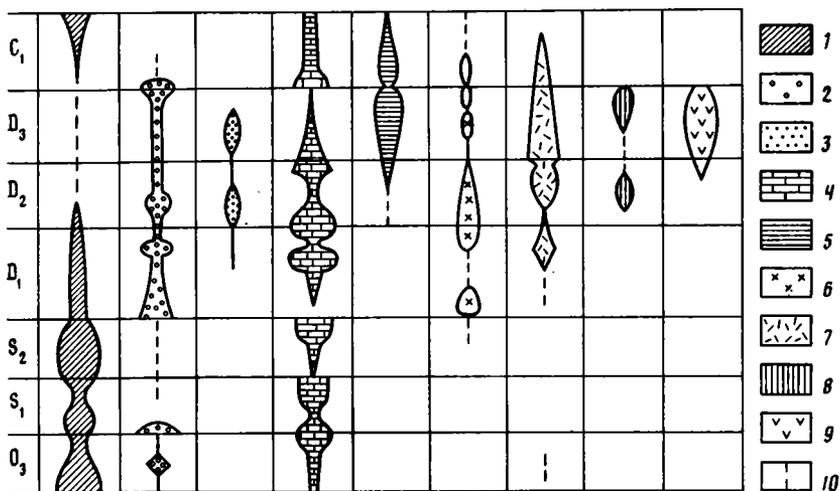
Обломочный материал континентального генезиса представлен кварцем, плагиоклазами и фрагментами пород: гранитоидов, кислых вулканитов, силицитов, микрокварцитов, слюдисто-кремнистых и кремнисто-хлоритовых сланцев; встречаются хлоритизированные обломки и хлорит-мусковитовые агрегаты; из акцессорных минералов присутствуют магнетит, мусковит, апатит, циркон, турмалин, эпидот, реже — сфен, лейкоксен, биотит. Материал слабо обработан и формирует широкий спектр пород от гравийных разнозернистых песчаников до алевролитов, при этом наиболее распространены тонко- и мелкозернистые образования. Сортировка материала (средняя, плохая) находится в теснейшей зависимости от гранулометрии: чем грубее порода, тем она хуже сортирована. Гранулометрия также налагает отпечаток и на особенности минерального состава; тонко- и мелкообломочные накопления — кварцевые и полевошпат-кварцевые, а более грубозернистые — полевошпат-литокварцевые и литокварцевые. Цемент скудный — хлоритовый и гидрослюдисто-хлоритовый, реже гидроокисно-железистый. Породы зеленые, серовато-зеленые и зеленовато-серые, менее распространены розовато-серые разности; для последних характерен диагенетический сидерит, кристаллы которого либо неравномерно рассеяны в породе, либо встречаются в виде скоплений.

Этой категории материала принадлежит ведущая роль в седиментации на территории Джинсэтской подзоны в позднем ордовике и силуре. Во времени происходят некоторые изменения в минеральном составе пород: в алевролитах увеличивается количество мусковита, иногда настолько, что их можно определить как слюдисто-кварцевые; чаще встречается измененный биотит, появляются кварцево-литические песчаники с преобладанием обломков пород над кварцем, и обычно это обусловлено примесью к сиалическому материалу эдафогенных фрагментов алевролитов и аргиллитов. В девоне и раннем карбоне роль сиалического материала резко снижается; он не образует самостоятельных накоплений, а в разных соотношениях смешивается с внутрибассейновой, преимущественно известняковой кластикой.

Внутрибассейновый обломочный материал подразделяется на два основных минеральных класса: известняковый и вулканитовый. Первый, возникший при разрушении карбонатных, в том числе и рифогенных, построек, который условно можно определить как рифотерригенный, прослеживается на протяжении почти всего времени развития рассматриваемой территории, второй — по генезису относится к вулканотерригенному материалу и приурочен к отложениям девона.

Известняковая кластика состоит из разнообразных по цвету и структуре известняков: серых, темно-серых и розоватых тонко- и мелкокристаллических, органогенных (чаще коралловых), органогенно-детритовых и мелкогустоструктурных; попадаются скелетные обломки кораллов и иглокожих. Обычна примесь (не более 25%) кварца, полевых шпатов, кислых эффузивов, глинизированных кислых туфов. Материал полу- и хорошоокатанный, как правило, плохо отсортирован; формирует калькарениты (от алевритистых мелкозернистых до средних и крупнозернистых) и кальцирудиты, которые пространственно тесно связаны с рифогенными известняками девона.

На протяжении всего развития Джинсэтской подзоны (от ордовика до карбона)



Фиг. 3. Схема, иллюстрирующая значимость материала разного генезиса в истории развития Джинсэльской подзоны
 1–3 – терригенная кластика (1 – континентального генезиса, 2–3 – внутрибассейновая, соответственно преимущественно известняковая и вулканотерригенная); 4 – известковый материал; 5 – кремнезем; 6 – субвулканический кислый материал; 7 – кислая тефра; 8 – средняя и основная тефра; 9 – базальтоидные лавы; 10 – незначительное количество материала

были наиболее распространены смешанные обломочные осадки, которые можно подразделить в зависимости от процентного содержания известняковой кластики на кремнево-известняковые (50–75%) и известняково-кремневые (50–25%) алевролиты, песчаники разной структуры, гравелиты и конгломераты от мелко- и средне- до средне- и крупногалечных, иногда с рассеянными мелким валунами. Кремневый материал представлен кварцем, кварцитами, силицитами; кремнисто-хлоритовыми сланцами; встречаются кислые плагиоклазы, иногда эдафогенные фрагменты кварцевых и полевошпат-кварцевых алевролитов и песчаников; в смешанных породах девона наблюдается биотит, растительный и фосфатный детрит. В ордовике и силуре формировались преимущественно известняково-кремневые, в частности известняково-кварцевые породы, в девоне много кремнево-известняковых разновидностей. В целом увеличение во времени роли известняковой кластики в седиментации связано, с одной стороны, с увеличением масштабов органогенных построек, являвшихся поставщиками известнякового материала, а с другой – с уменьшением глубины осадконакопления и усилением гидродинамических процессов.

Вулканокластика формировала два типа пород. Один тип сложен разными по структуре кислыми вулканитами, включая их туфы, кислые плагиоклазы и хлоритизированные фрагменты; попадает кварц и обломки известняков и алевролитов. Материал полуокатан и не сортирован. Кислые вулканитовые песчаники от мелко- и средне- до средне- и крупнозернистых содержат небольшое количество (пленочного и порового) хлоритового или лейкоксенизированного цемента. Они приурочены к среднему – позднему девону.

Другой минеральный тип сложен основными и средними вулканитами и пространственно тесно связан с базальтоидами. В его составе много слабо измененных плагиоклазов (от алевритовой до крупнопесчаной размерности), фрагментов афировых и порфирировых базальтов и андезитов; попадают хлоритизированные и серицитизированные (гидротермально измененные) обломки; характерна примесь железистых базальтов причудливых очертаний, которые являются литокластами базальтовой тефры, поэтому породы определяются как вулканитовые туфопесчаники; они бесцементны, иногда по периферии некоторых базальтов

развиты тонкие пленки хлорита. Породы участками пренитизированы или эпидотизированы; иногда встречается вторичный амфибол.

Карбонатакопление было процессом (по масштабу равнозначным терригенной седиментации), который протекал с разной интенсивностью почти на протяжении всего доорогенного развития Джинсэтской территории; при этом усиление терригенного осадконакопления приводило к ослаблению и даже прекращению садки карбоната и наоборот. Карбонатакопление осуществлялось как хемогенным путем, так и преимущественно посредством жизнедеятельности различных групп известковых организмов: водорослей, ракообразных, строматопорат, кораллов, табулят, мшанок, иглокожих и брахиопод. Наиболее распространены органогенно-обломочные, биоморфные и детрито-биоморфные известняки.

По преобладанию порообразующих организмов можно выделить следующие типы известняков: коралловые, водорослево-коралловые, криноидно-коралловые, криноидные, мшанковые, кораллово-мшанковые, строматопоратовые, брахиоподовые; связующая масса состоит из тонко- и мелкокристаллического кальцита, иногда перекристаллизованного до средне-крупнозернистого. Биоморфно-детритовые известняки обычно полигенные, состоящие из двух-трех и более групп организмов и их фрагментов, сцементированных крипто-тонкозернистым кальцитом: часто присутствует алевритовая или песчаная примесь кварца, полевых шпатов и кислых эффузивов. Встречаются полидетритовые крипто-тонкокристаллические разновидности с рассеянным известковым детритом и шламом.

Органогенно-обломочные известняки серые и розовато-серые, состоят из фрагментов разнообразных известковых организмов и известняков с примесью олигомиктового материала: кварца, полевых шпатов, иногда мусковита. Материал обычно не сортирован, не окатан или полуокатан. По гранулометрии меняется от мелкообломочного до гравийного; цемент карбонатный или гидроокисножелезистый, последний развит не только по периферии обломков, но и иногда выполняет внутренние части организмов (породы обычно окрашены в розоватые и коричневые тона). В отличие от калькаренитов органогенно-обломочные известняки характеризуются значительно худшей обработкой материала и преобладанием обломков и раковин организмов над литическими фрагментами. Намечается непрерывный гидродинамический ряд пород: биоморфные и биоморфно-детритовые известняки → органогенно-обломочные известняки → калькарениты и кальцирудиты.

В девонских отложениях встречается еще один тип известняков, органогенная природа которых обусловлена жизнедеятельностью роющих организмов, — сгустковые (копрогенные) известняки; в них пеллеты, образованные криптозернистым карбонатом, сцементированы тонкозернистым кальцитом. Часто наряду с пеллетами в основной массе рассеян органогенный детрит, и породы следует определять как сгустково-детритовые известняки.

К хемогенным отнесены тонкомикрозернистые однородные известняки (микриты), часто содержащие то или иное количество кварцевого алеврита и песка: алевритистые (копрогенные) известняки; в них пеллеты, образованные крипто-с известковыми и известковистыми алевролитами и песчаниками, сложными олигомиктовым (кварц, полевые шпаты, мусковит) материалом. Таким образом, выявляется непрерывный седиментационный ряд пород, обязанный своим происхождением смешению двух категорий материала: аллохтонной терригенной кластики и гидрогенного карбонатного вещества.

Вулканический материал, приуроченный в основном к девону (см. фиг. 3), представлен как экструзивно-эффузивными образованиями, так и пирокластическими, причем основные дифференциаты магмы реализовались преимущественно в виде лавовых потоков, а кислые — субвулканических тел и тефровых накоплений. Лавовые потоки имеют массивное, пластово-блоковое и подушечное сложение; в последнем случае межподушечные пространства выполнены розоватым мраморизованным известняком. Среди как субвулканических, так и лаво-

Таблица 1

Состав средне- и верхнедевонских вулканитов, мас.%

Компоненты	Пикритовый базальт	Базальты			Андезитобазальты		Андезит	Дацит	Риолиты	
	400Б	11Б	465/82	414Б	12Б	108/84	412Б	517/82	13Б	513/82
SiO ₂	45,38	48,75	49,02	51,86	53,60	56,08	57,90	63,10	72,96	77,02
TiO ₂	1,41	1,23	0,59	0,86	0,51	0,92	0,99	0,62	0,21	0,19
Al ₂ O ₃	16,10	16,96	18,37	15,18	15,99	14,87	16,40	16,76	13,31	10,17
Fe ₂ O ₃	4,69	5,15	5,63	3,19	5,54	7,13	3,71	2,31	2,11	2,38
FeO	6,68	6,80	6,51	6,21	5,73	4,71	3,40	2,35	1,68	1,66
CaO	10,80	9,81	7,67	8,72	4,85	2,14	6,94	4,96	1,22	0,74
MgO	8,06	5,15	4,84	5,55	5,03	4,05	3,88	2,30	0,61	0,93
MnO	0,17	0,15	0,10	0,17	0,19	0,13	0,10	0,06	0,06	0,08
Na ₂ O	1,96	1,40	4,48	4,00	2,20	5,92	3,54	3,18	4,06	3,30
K ₂ O	0,92	0,48	0,32	1,63	0,72	0,33	0,92	2,44	2,06	2,44
P ₂ O ₅	0,17	0,19	0,05	0,05	0,04	0,10	0,20	0,16	0,02	0,01
H ₂ O ⁺	Не опр.	Не опр.	2,20	Не опр.	Не опр.	2,49	Не опр.	1,35	0,30	0,93
H ₂ O ⁻	"	"	0,06	"	"	0,46	"	0,07	0,10	0,10
П. п. п.	3,42	3,41	Не опр.	2,57	4,44	Не опр.	2,08	Не опр.	1,02	Не опр.
Na ₂ O + K ₂ O	2,88	2,88	4,80	5,63	2,92	6,25	4,46	5,62	6,12	5,74
Na ₂ O/K ₂ O	2,13	2,92	14,00	2,45	3,05	17,94	3,84	1,30	1,97	1,35
FeO*	10,90	11,44	11,57	9,08	10,72	11,13	6,73	4,42	3,58	3,80
FeO*/MgO	1,35	2,22	2,39	1,63	2,11	2,75	1,73	1,92	5,87	4,08

Примечание. Образцы, в номерах которых фигурирует "Б", анализировались в ГИН Бурят. фил. СО АН СССР, остальные – в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР; FeO* – суммарное железо, пересчитанное на двухвалентное.

вых образований резко доминируют порфиновые разности (пироксеновые и плагиоклазовые порфиры, плагиоклазовые и кварц-плагиоклазовые порфиры).

По химическому составу (табл. 1)¹ вулканы образуют непрерывно дифференцированную серию (от пикритовых базальтов до риолитов включительно) с тенденцией к контрастности, с модами в области базальтов и риолитов. В целом вулканизм имел антидромную направленность. Вулканы принадлежат щелочной оливин-базальтовой, высокоглиноземистой и толеитовой сериям (по Х. Куно), при этом резко преобладают субщелочные разности. На вариационной трехкомпонентной диаграмме *AFM* джинсэские базальтоиды располагаются в поле гиперстеновой серии. На схеме А. Миасиро [$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] они попадают в поле вулканических островных дуг. Для них характерны прямые корреляционные зависимости между такими петрогенными компонентами, как $\text{FeO}^* - \text{MgO}$, $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$, условная глиноземистость (τ) - TiO_2 . Такого же типа соотношения свойственны островодужным вулканическим современным океанам [4]. Корреляция между $\text{K}_2\text{O} - \text{TiO}_2$ и $\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ обратная, сходная с таковой базальтоидов сводовых и глыбовых поднятий океана со щелочным трендом дифференциации. Такие же корреляционные связи между этими элементами установлены и для островодужного (гурвансайханского) комплекса осевой зоны варисцид Южной Монголии [3]. Очень показательны содержания микроэлементов: значения Sr, Ni, V и Cu очень низкие и сопоставимы со средними содержаниями этих элементов в островных дугах [4], а количество Co в 2 раза больше (28–30 г/т против 15 г/т в вулканических островных дуг).

В седиментационном плане большое значение имеет тефра – продукт эксплозивного вулканизма. По составу пирокластический материал подразделяется на две минеральные группы: среднеосновную и кислую. К первой относятся базальтовые, андезитобазальтовые и андезитовые кристаллолитические и литические туфы, которые сложены слабо измененными плагиоклазами и обломками базальтов или андезитов, часто причудливых (“лапчатых”) очертаний, погруженными в буровато-зеленую измененную стекловатую основную массу, фрагментированную, что подчеркивается развитием разных вторичных минералов: хлорит развит по фрагментам стекла, цементированным в основном эпидотом. Встречаются литические андезитовые туфы, полностью сложенные однородными по структуре и вторичным изменениям обломками плагиоклазовых порфиритов с гиалопилитовой основной массой; фрагменты от мелкопесчаной до гравийной размерности цементированы мелкокристаллическим карбонатом.

Кислая тефра представлена дацитовыми и риолитовыми разностями (с резким преобладанием последних) с натровой специализацией расплава (табл. 2). Туфы зеленовато-серые от тонко- и мелко- до крупнообломочных, кристалловитрические, кристаллопемзовые, витрические (тонкообломочные). Кристаллическая фаза состоит из кислых плагиоклазов и обычно оплавленного кварца (в дацитовых практически отсутствует); преобладают крупные и мелкие, часто удлинённые черепки и рогульки девитрифицированного стекла, местами встречаются пемзовые фрагменты. В основании некоторых туфовых пластов наблюдается насыщенность пород кристаллической фазой. Основная масса кислой тефры приурочена к девону, особенно позднему. В ордовике развиты лишь единичные тонкие пласты двух типов риолитовых туфов: средnekрупнообломочные пемзовые и тонко- и мелкообломочные кристалловитрические с малым содержанием кристаллической фазы по сравнению с девонскими туфами. Учитывая общую геологическую ситуацию, характер распространенности туфовых накоплений, особенности их состава и структур, можно предположить, что они являются аллохтонными образованиями для Джинсэской подзоны.

¹ Непредставительность аналитического материала связана с широким развитием процессов карбонатизации базальтоидов, обуславливающей высокие содержания в породах двуокиси углерода (3–4% и более).

Состав девонских туфов, мас. %

Компоненты	Байшинтин-Дзадагай				Цахири-Худук			Восточнее Цахири-Худука		
	дацитовые		риолитовые		риолитовые			андезитоба- зальтовый	андезито- да- цитовый	риолитовый
	29/84	44/84	43/84	23/84*	68/84	77/84	86/84	474/82	94/84	15Б
SiO ₂	64,75	67,68	75,70	78,47	73,32	76,37	79,42	54,19	62,24	76,03
TiO ₂	0,90	0,96	0,48	0,34	0,40	0,48	0,16	1,15	0,72	0,20
Al ₂ O ₃	14,80	13,75	10,22	9,95	11,82	9,12	9,60	13,88	17,06	11,76
Fe ₂ O ₃	1,39	2,65	1,24	1,76	2,65	2,33	1,51	4,09	0,94	0,45
FeO	3,65	3,56	1,46	1,32	0,79	1,50	1,09	8,71	3,18	2,51
CaO	1,35	1,91	3,81	0,69	1,12	0,90	0,90	4,52	1,90	1,87
MgO	2,85	1,58	1,19	1,33	3,07	0,48	0,52	5,99	2,00	0,63
MnO	0,09	0,09	0,04	0,04	0,01	0,01	0,01	0,21	0,02	0,05
Na ₂ O	5,55	4,53	0,58	4,38	1,60	4,79	4,51	1,80	8,36	3,20
K ₂ O	0,61	1,10	2,22	0,40	1,82	2,44	1,86	1,02	0,11	0,96
CO ₂	Нет	Нет	0,80	-	Нет	Нет	Нет	Нет	1,00	Нет опр.
P ₂ O ₅	0,17	0,09	0,05	0,05	0,09	0,10	0,01	0,18	0,10	0,05
H ₂ O*	2,85	1,87	1,81	0,25	2,22	0,58	0,46	3,67	1,70	Нет опр.
H ₂ O ⁻	0,60	0,52	0,41	0,05	0,68	0,40	0,24	0,18	0,33	"
П. п. п.	Нет опр.	Нет опр.	Нет опр.	Нет опр.	Нет опр.	Нет опр.	Нет опр.	Нет опр.	Нет опр.	2,17
Cr**	~10	32	12	11	11	11	10	28	26	Нет опр.
Ni	< 15	29	< 15	< 15	~15	< 15	< 15	26	28	"
V	49	106	28	14	8	19	< 5	315	125	"
Cu	21	61	23	24	19	23	24	135	77	"
Co	11	16	6	5	5	7	< 5	30	16	"
Pb	14	8	15	19	13	19	13	< 5	~5	"
Ga	11	17	10	< 10	17	10	11	12	16	"
Ge	< 2,5	< 2,5	< 2,5	< 2,5	< 2,5	< 2,5	< 2,5	~1,5	< 2,5	"
Mo	1,5	1,6	2,3	~1,5	1,5	1,9	< 1,5	< 1,5	~1,5	"

*Образец пересчитан на бескарбонатность (CO₂ 2,00).

**Элементы определялись спектроскопическим методом, г/т.

Состав девонских глинисто-кремнистых пород, мас. %

Компоненты	Аргиллит	Кремнистые аргиллиты						Силицит
	120	122	43	42*	116	92	96	118
SiO ₂	71,31	71,20	70,24	72,89	73,66	67,11	73,06	90,89
TiO ₂	0,32	0,56	0,64	0,57	0,32	0,88	0,72	0,16
Al ₂ O ₃	13,50	11,71	12,46	10,87	10,65	14,20	10,56	2,85
Fe ₂ O ₃	1,02	2,37	2,81	1,13	1,14	2,36	3,06	0,37
FeO	1,37	2,42	2,51	2,56	3,59	3,51	2,42	1,65
MnO	0,04	0,08	0,06	0,05	0,10	0,01	0,02	0,04
MgO	1,84	2,26	2,31	2,81	2,10	1,78	1,92	0,49
CaO	0,95	2,13	1,46	2,62	0,90	1,01	1,23	1,31
Na ₂ O	0,81	1,35	1,64	0,96	1,84	1,60	0,56	0,27
K ₂ O	6,10	2,34	1,72	1,55	1,74	1,57	2,44	0,54
H ₂ O ⁺	1,97	2,63	2,45	2,94	2,53	3,52	2,58	0,88
H ₂ O ⁻	0,30	0,41	1,12	0,62	0,90	1,66	0,89	0,04
CO ₂	1,00	—	—	—	—	—	—	—
C	—	—	—	—	—	0,28	—	—
P ₂ O ₅	0,01	0,04	0,08	0,11	0,03	0,05	0,09	0,02
SiO ₂ (св)**	16,61	37,21	42,68	44,85	44,85	45,35	47,25	81,49
Ab	6,66	12,98	16,68	2,66	18,43	17,62	5,57	2,68
An	3,90	10,24	7,42	13,18	4,50	5,56	6,11	6,50
Chl	2,55	8,04	8,69	10,45	7,78	7,24	7,06	1,79
Гидрослюда	70,26	31,51	24,50	21,83	24,40	24,21	33,99	7,51

* Анализ пересчитан на бескарбонатность (CO₂ 1,3).

** Минеральный состав, пересчитанный по данным химических анализов и приведенный к 100%.

Производными кислой пирокластики являются кварц-плаггиоклазовые и плаггиоклаз-кварцевые тефроиды — продукты перемыва тефры в седиментации, наиболее характерные для среднего — позднего девона. Они состоят из удлинённых и оплавленных зерен кварца и однообразно изменённых плаггиоклазов, в мелко- и среднезернистых разностях присутствует небольшое (< 20%) количество изменённого стекла, в крупнозернистых — немного обломков кислых вулканитов и хлоритизированных фрагментов; цемент поровый карбонатный; материал слабо сортирован. Встречается еще один минеральный тип породы этого генетического ряда, который можно определить как риолитовый кристаллолитический ксенотефроид. В его составе преобладают обломки кислых вулканитов, среди которых особенно много сферолитовых риолитов; им подчинены однотипно изменённые плаггиоклазы и оплавленный кварц. Сортировка слабая, цемента мало, по составу — хлоритовый, импрегнированный лейкоксенизированным рудным минералом; структура ксенотефроидов средне- и крупнообломочная.

Кремнакопление на Джинсэтской территории проявлялось спорадически и было ограничено как в пространстве, так и во времени. Основными извлекаемыми кремнезема из морской воды являлись радиоляции и кремневые губки; первые господствовали в девоне, вторые — в раннем карбоне; соответственно формировались радиоляриты и спонголиты фтанитового ряда. Радиоляриты — черные крипто- и тонкозернистые кварцевые породы, переполненные перекристаллизованными радиоляриями, с рассеянным органическим веществом и импрегнированные тонкими кристалликами пирита. Химический состав радиолярита приведен в табл. 3. Спонголиты макро- и микроскопически сходны с радиоляри-

тами, но сложены спикулами губок разной размерности и обычно карбонатизированы. Спиккулы рассортированы по размерности и субпараллельно ориентированы, что свидетельствует о доминирующей роли течений в образовании спонголитов.

Более распространенным в седиментации был процесс смешения кремнезема с глинистым веществом или тонким тефровым материалом, приводившим к возникновению смешанных пород, соответственно кремнистых аргиллитов и кремнистых туффитов. Они выделяются по содержанию свободного кремнезема, колеблющегося от 25 до 50%, полученного путем пересчета химических анализов по методике, предложенной И.В. Хворовой [14].

Кремнистые аргиллиты (табл. 3) — зеленые, серовато-зеленые и зеленовато-серые кремнисто-гидрослюдистые породы, содержащие небольшое количество хлорита, а также кварцевого и полевошпатового алеврита; в некоторых разностях присутствуют радиолярии. Кремнистые туффиты — зеленые, голубовато-зеленые, преимущественно альбит-кварцевые породы, часто с реликтами пепловой структуры и рассеянными радиоляриями; альбитовая составляющая в них достигает 45–52% (Na_2O 4,5 – 5,5 мас.%). В некоторых разностях кремнистых туффитов стекло глинизировано, альбитовая составляющая снижается до 25%, а гидрослюдистая достигает 25% (как в кремнистых аргиллитах); содержание свободной кремнекислоты в кремнистых туффитах составляет 32–38% при общей SiO_2 , равной 75–73%. Основная масса тефрово-кремнистых осадков формировалась в позднем девоне.

ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ И ВУЛКАНИЗМА

По палеотектоническому положению Гоби-Алтайская зона в раннем палеозое представляла собой шельф, который обрамлял с севера Заалтайский палеоокеанический бассейн [10]. В структуре палеошельфа Джинсэтская подзона занимала крайнее южное положение; здесь накапливались карбонатно-терригенные и карбонатные отложения с сообществами бентосных организмов, характерных для внешнего шельфа [6].

Начало седиментации на внешнем шельфе приурочено к ашгиллу (возможно, к концу карадока)². Сюда с севера и северо-запада поступал сиалический обломочный материал, преимущественно средне-мелкопесчаной и алевритовой размерности; местами возникали известковые банки [7]: водорослево-коралловые и коралловые, крайне редко биогермы (район колодца Байшинтин-Дзадагай), в строении которых принимали участие строматопораты, табулятоморфные кораллы, ругозы и брахиоподы. В результате формировалась тонко- и мелкостратифицированная толща (до 350 м) переслаивания пластов песчаников и алевролитов, мощность которых варьирует от 1 до 20, реже 40 см, с линзами и пластами (от 2 до 25 см) серых и розовато-серых известняков. Стратификация нарушается крупными (до 6 м) линзами массивных крупнозернистых и гравийных песчаников и линзами (1–4, иногда до 12 м) органогенных и органогенно-обломочных известняков, в основании обычно песчаных. Часто наблюдаются постепенные переходы олигомиктовых песчаников в известняки через известковые песчаники и (или) песчаные известняки. Иногда попадают пласты с прямой градационной рассортированностью, сложенные у подошвы средне- и мелкозернистым песчаником, а у кровли — алевропелитом; они представляют собой отложения волновых течений на мелководье. Песчаные и алевритовые прослои обычно массивные или тонкогоризонтально-слоистые. Выше или латеральнее некоторых линз известняков наблюдаются прослои известняково-кварцевых разнозернистых песчаников, иногда с гравием, возникших в результате смешения в седиментации аллохтонного сиалического материала и автохтонного известнякового.

² В последние годы установлено, что в некоторых районах Южной Монголии начало осадконакопления на шельфе приурочено к позднеаренигскому времени [9].

Рельеф ордовикского внешнего шельфа был слабо расчлененным; в обширных пониженных его участках накапливались карбонатно-терригенные осадки в относительно спокойных гидродинамических условиях, ниже или вблизи базиса действия волн. Выступающие в рельефе дна участки формировались в результате жизнедеятельности известковых организмов; попадая в зону волновой деятельности, карбонатные постройки частично разрушались и становились источником внутривыбассейновой известняковой кластики.

В силуре в целом характер седиментации оставался тот же, что и в ордовике: продолжалось накопление терригенной кластики и шла садка карбоната. По всему разрезу силура широко развиты бентосные организмы, обитавшие на разных глубинах и в различной гидродинамической обстановке, — свидетели изменения батиметрии и гидродинамики осадконакопления во времени, а также по площади бассейна.

Контакты ордовикских и силурийских отложений тектонические. Лишь в районе колодца Байшинтин-Дзадагай установлены стратиграфические их соотношения и наблюдались нижние горизонты силура. Здесь серые и розовые органогенные известняки ашгилла сменяются органогенно-обломочными разностями, на которых залегает пачка чередующихся известняковых конгломератов и красных литокварцевых песчаников. Красноцветные отложения основания силура, представленные мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, встречены восточнее, в районе колодца Улан-Шанда-Худук, в небольшом тектоническом блоке. Красный цвет пород обусловлен обилием обломочного магнетита и гематита. Толща, мощностью не более 100 м, неравномерно стратифицирована. В ней перемежаются пачки разного строения: песчанниковые (до 5 м), массивные и горизонтально-слоистые; ритмичного переслаивания алевролитов и песчаников (до 25 м); чередования алевролитов и аргиллитов (до 12 м) с редкими тонкими (1—15 см) прослоями песчаников. Мощность отдельных песчаных пластов колеблется от 10 до 25 см. Толщина алевропесчаных ритмов варьирует от 10 до 20 см; иногда ритмы венчаются алевропелитами. В основании некоторых песчаных пластов наблюдаются довольно крупные язычковые гиероглифы — проглифы со струй течений, ориентированные с запада и юго-запада на восток и северо-восток и указывающие на то, что движение некоторых потоков обломочного материала осуществлялось вдоль простирания внешнего шельфа. Наличие отложений гравитационных потоков в негативных участках дна и автохтонных известняковых конгломератов на позитивных формах свидетельствует об увеличении контрастности подводного рельефа в раннем силуре.

В конце лландовери и венлоке шло накопление зеленых, зеленовато-серых и серых преимущественно мелкозернистых полевошпат- и литокварцевых песчаников, алевролитов и алевропелитов, часто известковистых, а также буровато-серых и серых мелкокристаллических известняков и органогенных криноидных разностей. Терригенные пачки мощностью от 1 до 2,5 м, редко 6 м, представляют собой тонкое и мелкое переслаивание (слойки от 0,5 до 25 см) мелкозернистых песчаников и алевролитов; встречаются пачки (1—3 м), полностью сложенные алевропелитами, иногда содержащими пласты (2—4 см) песчаников; контакты между разными гранулометрическими типами постепенные: иногда наблюдаются знаки ряби волнений с шагом до 1 см; некоторые песчаники тонкогоризонтально-слоистые. Терригенные пачки разделены прослоями и линзами известняков мощностью от 0,8 до 5 м; в некоторых из них развиты линзовидные пласты песчаников. Попадают пакеты (2—6 м) тонкого (1—5 см) и мелкого (5—25 см) чередования буровато-серых известняков, зеленых мелкозернистых песчаников и алевролитов. Формирование карбонатно-терригенной ассоциации происходило в мелководной обстановке с довольно спокойным гидродинамическим режимом, о чем свидетельствуют характер стратификации, текстурные признаки отложений и комплекс брахиопод, обитавших на тиховодном мелководье [6]. Восточнее колодца Шара-Чулут венлок представлен исключительно карбонатными фациями

мощностью до 25 м: это разнообразные биоморфные известняки – брахиоподовые, коралловые, гастроподовые, но чаще всего встречаются прослои мшанковых; в небольшом количестве попадаются трилобиты, мелкие строматопораты, криноидеи. По данным Х.С. Розман (устное сообщение), комплекс брахиоподовой фауны, развитый вблизи основания известнякового массива, более мелководный, чем у кровли.

В позднем силуре карбонатные фации получают более широкое развитие. Формируются примитивные органогенные постройки – коралловые биогермы, сложенные светло-серыми и бело-розовыми органогенно-детритовыми известняками с массивными, реже кустистыми табулятами, массивными гелиолитоидами и ругозами, обитателями подвижного мелководья [18]. Между известняковыми массивами в более прогнутых участках накапливались карбонатно-терригенные осадки. Сформировалась толща (> 300 м) тонкого (1–6 см) и мелкого (15–20 см) переслаивания серых и зеленовато-серых средне- и мелкозернистых олигомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов; терригенные пачки (1–8 м) расслоены пластами и линзами (мощностью от 3–15 см до 0,5–2 м) серых мелкокристаллических известняков, песчаных обломочных известняков, известняковых гравелитов и конгломератов, лиловых и темно-серых алевропелитов.

В начале девона устанавливаются крайне мелководные условия осадконакопления с высокой гидродинамической активностью; возникают внутрибассейновые поднятия, сложенные терригенно-карбонатными породами силура, явившиеся источником известняковой, песчаниковой и алевролитовой кластики, как правило, хорошо окатанной и гранулометрически разнородной: песчаной, гравийной и галечной, иногда валунной; она образует самостоятельные накопления – известняковые конгломераты, кальцирудиты, калькарениты; часто к ней примешивается алевропесчаный сиалический материал: кварц, полевые шпаты, кварциты, слюда.

В жедине господствовало терригенное осадконакопление, приведшее к образованию красноцветно-сероцветных песчано-галечных толщ невыдержанной мощности (200–400 м). На некоторых участках шельфа ему предшествовало формирование небольших (2–7 м) биогермов, сложенных органогенно-детритовыми серыми известняками, в которых преобладали сообщества кораллов (табуляты, ругозы), брахиопод, мшанок, остракод, криноидей [18]. Известняки надстраиваются обломочной толщей, сложенной пачками конгломератов (3–50 м), песчаников (5–30 м) и пакетов (15–30 м) переслаивания конгломератов и песчаников. Конгломераты известняковые и песчаниково-известняковые средне- и мелкогалечные, реже средне- и крупногалечные, несортированные, нестратифицированные или слабо стратифицированные; в мощных конгломератовых пачках наблюдаются неправильные линзовидные тела гравелитов и гравийных песчаников с рассеянной галькой. Песчаные пачки сложены калькаренитами и кремнево-известняковыми песчаниками от гравийных крупно- до мелкозернистых, иногда с прослоями и линзочками (3–4 см) серых известковистых и известковых алевролитов. Переходы между конгломератами и песчаниковыми пачками постепенные; они обозначены пакетами переслаивания песчаников разной структуры (до 1,5 м) и мелкосреднегалечных конгломератов (20–70 см).

Для песчаников характерна горизонтальная, средняя и крупная одно- и разнонаправленная косая слоистость; мощность косых серий колебалась от 20 до 60 см. Направление течений менялось во времени и было разноориентировано в разных частях шельфа. На востоке (район колодца Цахирин) сначала они были направлены с северо-востока на юго-запад, затем сменились на противоположные. На западе (район Байшинтин-Дзадагая) преобладали течения, ориентированные с северо-запада на юго-восток и с северо-востока на юго-запад.

К раннему девону приурочено начало вулканической деятельности. Среди терригенных пород наблюдаются горизонты (1–3 м) кристаллопемзовых и кристал-

ловитрических слабо спекшихся туфов; преобладают голубовато-серые тона с подчиненными прослоями лиловатых разностей, в которых витрокластика частично ожелезнена. На востоке рассматриваемой территории (Сахирин-Худук) широко развиты субширотно ориентированные линзовидные тела (от 10 до 35 м в поперечнике), нацело сложенные слабо спекшимися средне- и крупнообломочными кристаллопемзовыми туфами с включениями фельзитовых риолитов и известковых алевролитов. По периферии линз туфы обычно тонко- и мелкообломочные. Эти тела, по-видимому, маркируют субширотную трещинную зону, вдоль которой происходили эрупции раскаленной пирокластики.

Временной зиген-эйфельский интервал отличался широким развитием органогенных построек, характеристика которых приводится в работах Т.Т. Шарковой [17, 18]. Это крупные рифогенные линзовидные тела протяженностью 50 км и более и мощностью 200–250 м. Основными рифостроителями были квидарии, среди которых доминировали табуляты; меньшую роль играли водоросли, а также ругозы, гелиолитоиды, строматопораты; встречаются брахиоподы, мшанки, криноидеи. Органогенные постройки представляют собой чередование биогермов и биостромов, с преобладанием последних, сложенных серыми, светло- и темно-серыми биоморфными, биоморфно-детритовыми, реже обломочными известняками. Батиметрические и гидродинамические условия формирования построек не оставались постоянными [18]. В относительно спокойных глубоких водах возникали заросли ветвистых кораллов в виде лугов; при последующих обмелениях и высокой гидродинамике развивались скопления массивных полипняков.

В этом возрастном диапазоне выделяются два уровня рифообразования: зиген-раннеэмский и позднемс-эйфельский, разделенные интервалом терригенного осадконакопления; по простиранию постройки сменяются карбонатно-терригенными породами, структурно и минерально сходными с жединскими, содержащими прослой (1–4 м) риолитовых и дацитовых туфов от крупно- до мелкообломочных. Пачки и прослой терригенных пород наблюдаются и внутри биостромов. Характерна горизонтальная и косая однонаправленная слоистость, размер которой обусловлен гранулометрическим составом материала: от мелкой – в тонкозернистых породах до крупной (40–60 см) – в гравийно-песчаных. Течения (в основном с востока и северо-востока) часто обладали большой эродирующей силой, создавая промоины на дне глубиной до 30 см (иногда 50 см) при ширине 20–40 см (иногда до 1 м).

Терригенное и карбонатное осадконакопление продолжалось в конце среднего и позднем девоне, но в существенно меньших размерах, так как на большей части бассейна ведущую роль в седиментации играл ювенильный вулканический материал и продукты его переотложения. На изученной территории основное средоточие кислой тефры находится в районе Сахирин-Худука. Сначала преобладали эксплозии пелейского типа тонкого и мелкого пепла; формировались пласты (до 30 см) кислых туфов и кремнистых ортотуфитов (смесь пепла и скелетов радиолярий) обычно горизонтально-слоистые. Мощность туфово-туффитовых пачек колеблется от 3 до 30 м. В межэруптивные периоды накапливались тонкозернистые известняки, мергели, туфоалевролиты, олигомиктовые алевролиты и мелко-, реже крупно- и среднезернистые песчаники с остатками трилобитов, брахиопод и растительным детритом. Попадают редкие крупные (150 × 20 м) линзы грубообломочных андезитовых литических туфов с отторженцами (до 1 м) подстилающих алевропелитов и обломками (5–10 см) серых известняков.

В позднем девоне возрастают интенсивность и частота эрупций. Образуются слабостратифицированные пачки (35–90 м) кислых туфов (от гравийных до мелкообломочных), ксенотуфов и разнообразных тефроидов; отдельные пласты массивные, либо слабо градационно отсортированные; мелкообломочные породы – горизонтально-слоистые. Встречаются мелкостратифицированные пачки

(9–25 м), образованные переслаиванием средне- и мелкообломочных туфов и кремнистых ортотуффов; иногда они содержат прослои (до 10 см) радиоляриевых фтанитов с фрагментами оползневой текстуры, возникшими в полуконсолидированном осадке, главным образом в результате повышенной сейсмичности территории. Основная масса пирокластики осаждалась гравитационным путем через толщу воды (тефровые декантиты³). Попадая в зону волнений и течений, она "отмывалась" от тонкого витрического материала и формировала тефроиды. Обилие тефры создавало неблагоприятные условия для жизнедеятельности радиолярий; погибая, они попадали в пепловый ил, что приводило к образованию кремнистых туффов. Местами (восточнее Цахирин-Худука) происходили излияния базальтоидов, сопровождаемые лавобрекчиями, андезитовой и андезито-базальтовой тефрой. Накопление базальтоидов приводило к перекомпенсации прогибания, возникали вулканические острова, служившие источником вулканотерригенной кластики.

В раннем карбоне вулканическая деятельность по существу прекратилась, спорадически происходили выбросы витрического пепла, который примешивался к терригенному алевропелитовому материалу. Господствовала терригенная и карбонатная седиментация. Накапливались глины, олигомиктовые алевриты и мелкозернистые пески, обычно известковистые; локально формировались брахиоподовые, мшанковые и криноидные банки. Характерным для начального этапа карбонатакапления было чередование двух генетических типов отложений: известняковых турбидитов, представленных пластами (5–40 см) криноидных калькаренинов с прямым градиционным распределением материала, и кремневых контуритов-спонголитов (15–40 см) с горизонтальной и слабоволнистой слоистостью. Постепенно происходило "вытеснение" сначала калькаренинов, а затем и спонголитов глинистым, а также тонко- и мелкообломочным терригенным материалом, а в среднем – позднем карбоне – более грубообломочной кластикой. Исходя из общей геологической ситуации [10], можно предположить, что аллохтонный обломочный материал карбона Джинсэтской подзоны приносился с юга, с территории современной Эдрэнгийнской шовной зоны, становление которой происходило в девоне, а начиная с раннего карбона здесь формировались мощные моласоидные толщи. В заключение отметим, что с седиментологической точки зрения в доорогенной истории развития Джинсэтской подзоны выделяются три этапа.

1. Ордовикско-силурийский, когда седиментация на внешнем слабо расчлененном шельфе определялась привносом с севера континентального сиалического материала.

2. Девонский – связь с континентальной питающей провинцией резко ослабевает; в седиментации большую роль начинают играть внутрибассейновый обломочный материал и продукты вулканической деятельности (особенно эксплозивной) и резко возрастают масштабы карбонатакапления; усиливается расчлененность донного рельефа.

3. Раннекаменноугольный, когда формировался остаточный бассейн, в седиментационном плане тесно связанный с развитием Эдрэнгийнской шовной зоны.

В целом осадконакопление происходило в мелководной обстановке, которая неоднократно менялась от относительно глубоководной (200–300 м) до чрезвычайно мелководной, в водах нормальной солености и в субтропическом климате.

Список литературы

1. Алексеева Р.Е., Мендбаяр Б., Эрлангер О.А. Брахиоподы и биостратиграфия нижнего девона Монголии. М.: Наука, 1981. 176 с.

³ Термин "декантиты" был применен И.В. Хворовой [13] к карбонатному материалу, осевшему из верхнего продуктивного слоя воды ("дождь частиц").

2. *Амантов В.А., Благоврагов В.А., Борзаковский Ю.А. и др.* Основные черты стратиграфии палеозоя Монгольской Народной Республики // Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики: Тр. Совместной Советско-Монгольской геол. экспед. Вып. 1. М.: Наука, 1970. С. 8–63.
3. *Вознесенская Т.А., Руженцев С.В., Бадарч Г.* Среднепалеозойские базальтоиды Заалтайской зоны Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 9. С. 38–48.
4. *Золотарев Б.П.* Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией // Геотектоника. 1979. № 1. С. 22–35.
5. *Маркова Н.Г., Шаркова Т.Т.* Девонские отложения южной части Монгольского Алтая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 3. С. 104–114.
6. *Розман Х.С.* Основные черты зоогеографии ордовика и силура Монголии по брахиоподам // Проблемы палеобиогеографии Азии: Тр. Совместной Советско-Монгольской палеонтол. экспед. Вып. 29. М.: Наука, 1986. С. 55–70.
7. *Розман Х.С., Минжин Ч.* Отложения верхнего ордовика // Тр. ГИН АН СССР, 1981. Вып. 354. С. 26–37.
8. *Розман Х.С., Минжин Ч.* К стратиграфии силура Гобийского Алтая (Южная Монголия) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 4. С. 932–935.
9. *Розман Х.С., Цукерник А.Б.* Находки ранне-среднеордовикских брахиопод в Гобийском Алтае (Южная Монголия) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 5. С. 1180–1182.
10. *Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А., Шаркова Т.Т.* Формации и структуры варисцид Южной Монголии // Тр. ГИН АН СССР. 1987. Вып. 417. С. 101–137.
11. *Улитина Л.И., Большакова Л.В., Копаевич Г.В.* Особенности распространения строматопорондей, ругоз и мшанок в разрезе гор Джинсэту-Ула (Гобийский Алтай) // Палеонтология и биостратиграфия Монголии: Тр. Совместной Советско-Монгольской палеонтол. экспед. Вып. 3. М.: Наука, 1976.
12. *Филиппова И.Б.* Строение и тектоническое развитие варисцид Центральной Монголии: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1970. 23 с.
13. *Хворова И.В.* Карбонатонакопление // Тр. ГИН АН СССР. 1984. Вып. 396. С. 82–102.
14. *Хворова И.В., Пушкина З.В., Вознесенская Т.А., Гордеева С.Н.* К методике изучения тонкозернистых пород из туфовых толщ палеозоя // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 3. С. 96–103.
15. *Цукерник А.Б., Шаркова Т.Т., Кравцов А.В.* Геологическое строение восточной части хр. Монгольский Алтай // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 12. С. 10–21.
16. *Шаркова Т.Т.* Силурийские и девонские табуляты Монголии. М.: Наука, 1981. 104 с.
17. *Шаркова Т.Т.* Коралловые ассоциации девонских рифов Южной Монголии // Фанерозойские рифы и кораллы СССР: Тр. 5-го Всес. симпозиума по кораллам и рифам. 1986. С. 188–202.
18. *Шаркова Т.Т.* Закономерности рифообразования в силурийских и девонских бассейнах Южной Монголии // Проблемы палеобиогеографии Азии: Тр. Совместной Советско-Монгольской палеонтол. экспед. Вып. 354. М.: Наука, 1986. С. 70–77.

Геологический институт АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
21.VI.1989

УДК 551.311.7:552.313.8(575)

© 1991

Коптева В.В.

ГИАЛОКЛАСТИТ-ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА БАЗАЛЬТОВОГО КОМПЛЕКСА ОФИОЛИТОВ АЛАЯ

Рассмотрены особенности гиалокластит-осадочной толщи, где пульверизационные гиалокластиты являются преобладающим материалом. Показано, что в разрезе толщи они многократно чередуются с тефрогенными гиалокластитовыми песчаниками – продуктами турбидитного размыва и перетолжения. Установлено, что все это происходило на фоне продолжавшегося пелагического кремненакопления.

Гиалокластиты широко распространены как среди базальтов современных океанов, так и в базальтовых комплексах эвгеосинклиналей и офиолитах древних палеоокеанических структур.

В разрезах базальтоидных комплексов палеоокеанических структур гиалокластиты представляют собой своеобразные обломочные породы, которые часто ошибочно принимаются за туфы, туфобрекчии и даже туфоконгломераты.

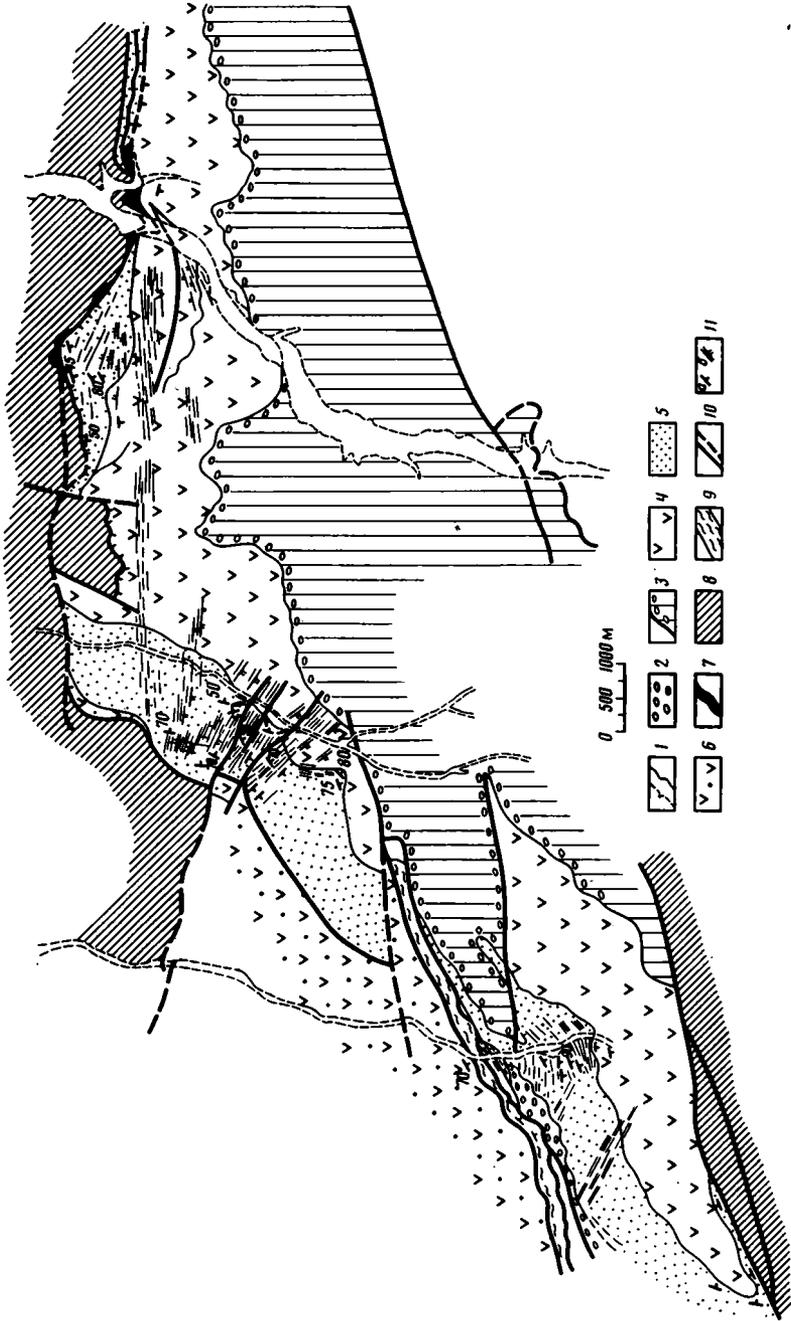
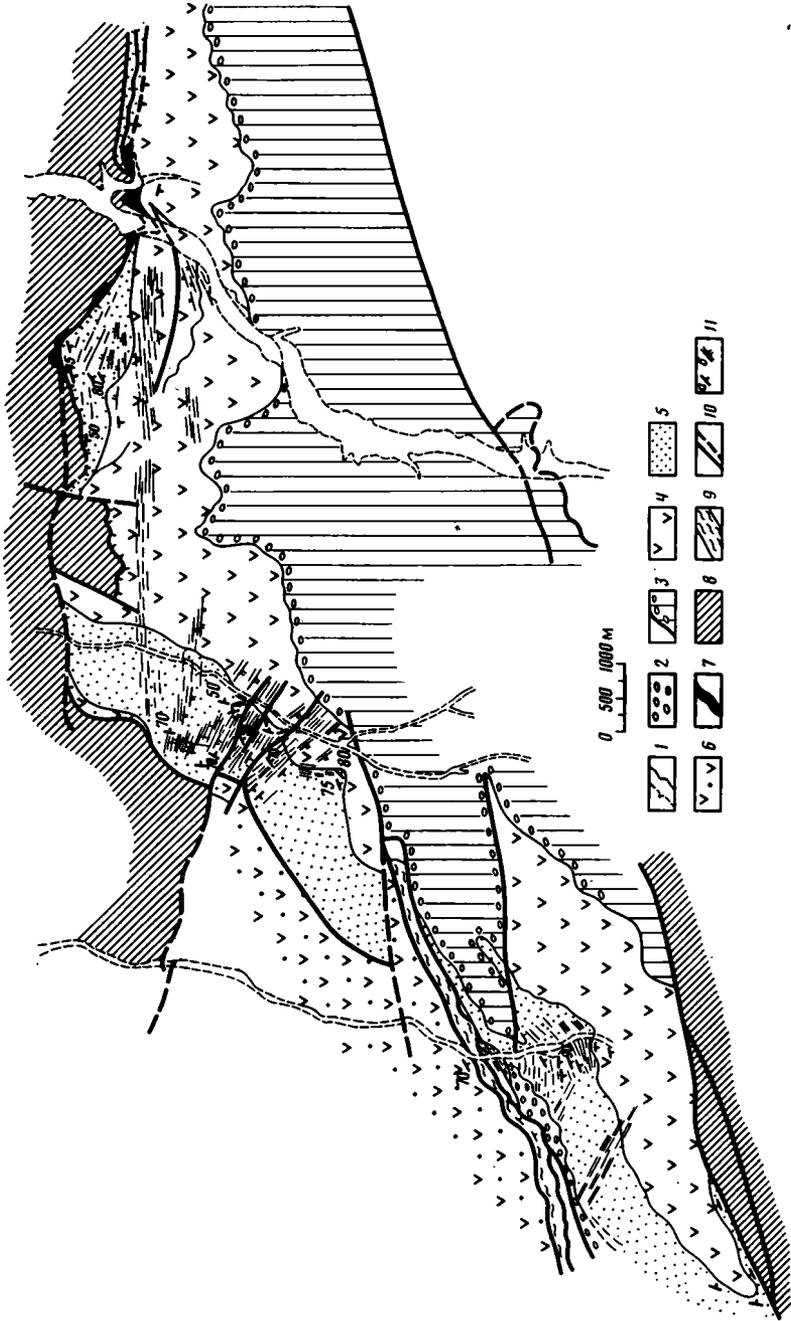
Гиалокластиты Алайского хребта, которым посвящена настоящая статья, слагают существенную часть базальтового комплекса офиолитов силуро-девонского возраста [6]. Базальтовый комплекс состоит из двух толщ: нижней толщи гиалокластитов, тефрогенных песчаников и алевролитов и верхней толщи, сложенной подушечными базальтами [7]. Нижняя существенно гиалокластитовая толща (яшская свита S–D₁) сохраняет свой характерный облик в двух разных аллохтонно залегающих синформах северного склона Алайского хребта – Киргизатинской и Учкургонской, т.е. на протяжении свыше 200 км. Ее мощность в них достигает соответственно 1000 и 300–400 м [2].

Гиалокластиты яшской свиты (S–D₁) Алайского хребта были впервые обнаружены и описаны Л.Н. Котовой [4, 5], которая рассматривала их как часть офиолитовой ассоциации и относила к ультраосновным породам. Нашими работами (1984–1988 гг.) гиалокластиты яшской свиты были изучены не только на стратотипическом разрезе руч. Яш, но в целом по Киргизатинской и Учкургонской синформам. При этом было выявлено, что толща яшской свиты неоднородна по составу и является гиалокластит-осадочной ритмично-слоистой с мощностью до 1000 м. Опорными были выбраны разрезы по левобережью р. Чиле (включая разрез руч. Яш) и левобережью р. Чачме от верховьев руч. Пикритового (фиг. 1).

Прежде чем рассматривать особенности всей гиалокластит-осадочной толщи в целом, рассмотрим характер гиалокластитов на примере хорошо обнаженного участка руч. Яш.

ГИАЛОКЛАСТИТЫ

А. Ритман [10] называл гиалокластитамы раздробленный материал стекляных корок, застывающих лавовых подушек, отлагающийся на месте. И.В. Хворова с соавторами [12] называет гиалокластитамы скопления стекловатых фрагментов, связанных с подушечными лавами. Оба эти определения, очевидно, относятся к более широко известным гиалокластитам десквамационного типа. Они образуются при отшелушивании от поверхности подушек быстро застывающих стекловатых



корочки и заполняют пространство, остающееся в межподушечных треугольниках. Десквамационные гиалокластиты не образуют самостоятельных отложений и наблюдаются вместе с подушечными лавами.

В последнее время благодаря интенсивному изучению пород океана и остатков древней океанической коры на континентах (офиолитов) наши представления об гиалокластитах значительно расширились и появились данные о вулканокластических гиалокластитах. Эти последние состоят из фрагментов дезинтегрированных базальтовых стекол и, в отличие от десквамационных гиалокластитов, образуют достаточно мощные (30–90 м) отложения с хорошо выраженной слоистостью.

Среди них различаются взрывные и невзрывные гиалокластиты. В первых дезинтеграция базальтового материала при выведении его на подводную поверхность происходит при мгновенном выделении газов, растворенных в газонасыщенном расплаве. Она выражается в мгновенном "вскипании" газонасыщенного базальта или подводным взрывом, или серией подводных взрывов, сопоставимых с повременной подводной пульверизацией или фонтанированием [1, 15–17, 19, 22]. Такие взрывные гиалокластиты могут образовываться только на небольших глубинах не ниже "уровня компенсации давлением" или "глубины дробления легучими", которая для большинства базальтов не превышает 500 м, но обычно составляет 200–300 м [8, 11, 19, 22].

Другой тип подводной дезинтеграции базальтового расплава проявляется на больших глубинах, где декомпрессия происходит без взрывных явлений, а растрескивание на мелкие частицы обусловлено термошоком лавы [14, 18, 20, 21]. Обломки базальта, образующиеся при таком растрескивании, имеют угловатую форму, в поперечном сечении близкую к треугольной, и раковистый излом. Они резко отличаются от сильнопузыристых остроугольных обрывков, характерных для взрывных или пульверизационных гиалокластитов. Эти данные и позволяют судить о характере и генезисе древних гиалокластитов.

Выбранный хорошо обнаженный фрагмент разреза гиалокластит-осадочной толщи по руч. Яш дает представление о гиалокластитовых разностях и о ритмично-слоистом характере строения всей толщи. Гиалокластитовые породы здесь чередуются с кремнисто-глинистыми тонкозернистыми. Слои залегают очень круто и под углами 80–75° падают к югу к центру Киргизатинской синформы (фиг. 2).

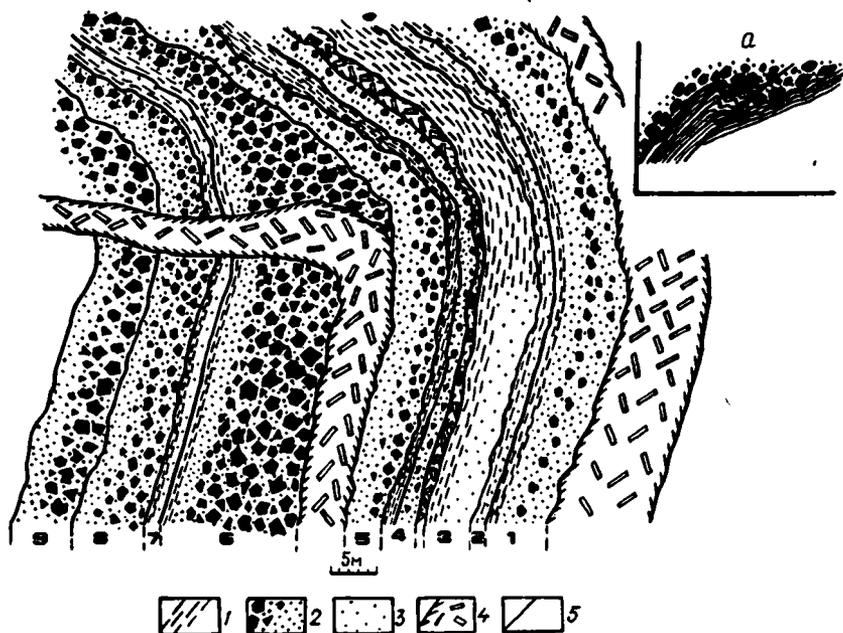
Вулканокластические обломочные породы с разным размером обломков слагают ритмы, в которых нижние слои сложены наиболее крупнообломочным материалом, а верхние – наиболее тонкозернистыми песчаниками и кремнисто-глинистыми породами. Ритмы сменяют друг друга таким образом, что на очень тонкий осадок типа тефрогенного песчаника или кремнисто-глинистой пелитоморфной породы ложатся гиалокластиты с крупными обломками. При этом часто наблюдается характерное прогибание, проседание крупнообломочной массы внутрь залегающего под ним осадка с нарушением его слоистости (см. фиг. 2, а). Подобные детали позволяют с большей уверенностью утверждать направление наращивания разреза.

Крупнообломочная масса низов ритмов 1, 3 и 4 сложена обломками, размер которых не превышает 1,5–1 см. В 5-м ритме обломки достигают размеров 3–4 см, в 6-м и 9-м – 10–15 см. В каждом ритме вверх по разрезу размеры гиало-



Фиг. 1. Геологическая схема Киргизатинской синформы (составили С.А. Куренков, А.С. Перфильев, В.В. Коптева)

1 – современные аллювиальные отложения; 2 – обломочные породы N_2-Q ; 3 – толща молассоидов $G_2 m-C_3$; 4 – толща подушечных базальтов (араванская свита D_1); 5 – толща гиалокластитов, кремнистых сланцев (яшская свита $S-D_1$); 6 – островодужный комплекс нижнего девона; 7 – серпентинитовый меланж; 8 – комплекс пород, подстилающих офиолитовый алдохтон; 9 – зоны тектонического меланжа и расщепления; 10 – разломы (видимые и предполагаемые); 11 – залегания пород (а – в разрезе, б – падение плоскостей даек)



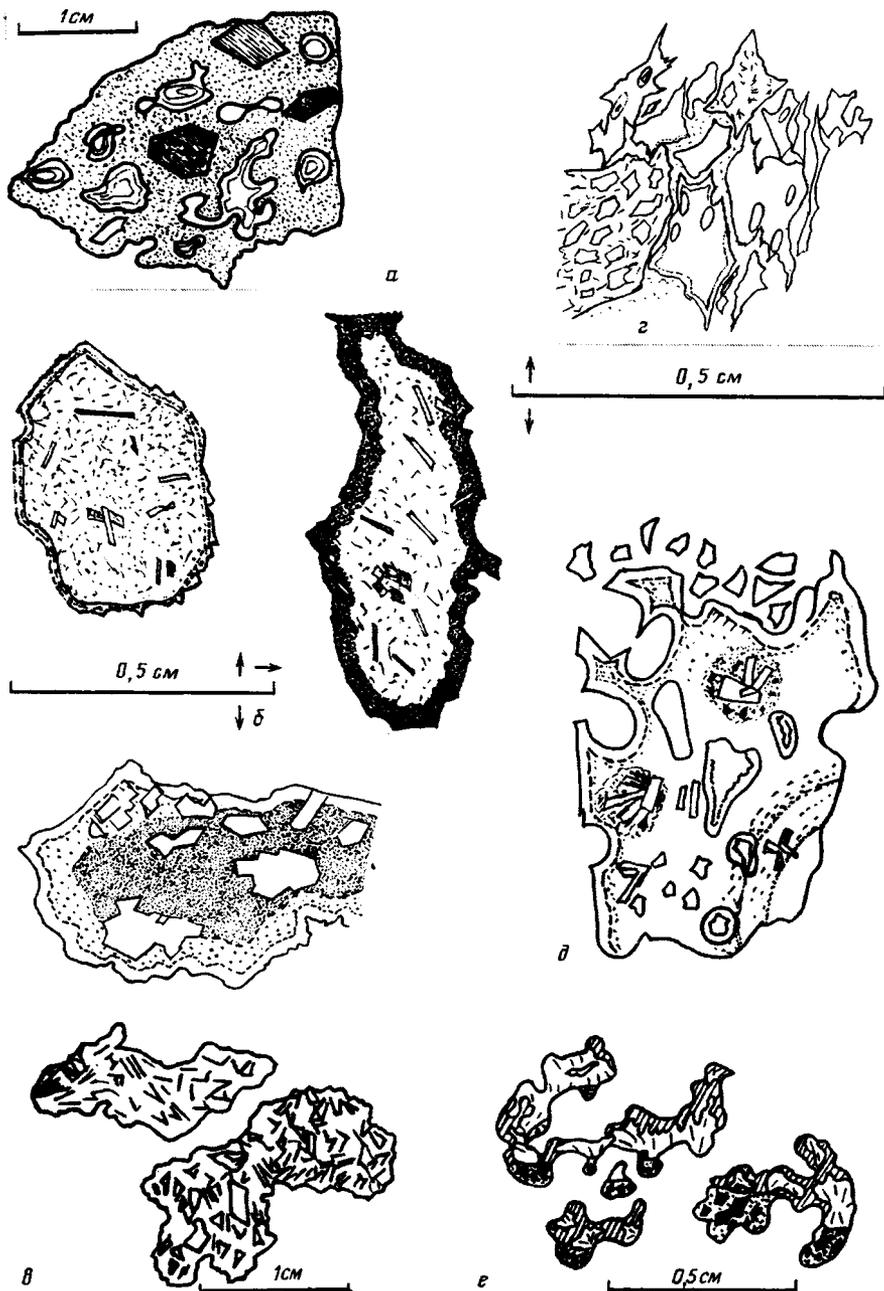
Фиг. 2. Схема обнажения руч. Яш

1 - кремнистые и кремнисто-глинистые прослои; 2 - гиалокластиты; 3 - гиалокластитовые песчаники; 4 - силлы и дайки пикрит-базальтов; 5 - контакты. На врезке изображен характер конседиментационного прогибания крупнообломочных гиалокластитов основания вышележающего ритма на тонкозернистых породах предыдущего ритма

кластитовых фрагментов постепенно уменьшаются и они переходят в гиалокластитовые (тефрогенные) песчаники. Характер обломков и их состав при этом остаются теми же. Большинство обломков имеет неправильную, угловатую форму, но часть из них представляет собой округлые каплевидные обособления, иногда с тонкой корочкой закала. Все обломки представлены фрагментами оливиновых базальтов, или оливин-пироксен-плаггиоклазовых базальтов. В целом материал их довольно однороден по составу. Среди гиалокластитовых фрагментов выделяются следующие разновидности (фиг. 3).

1. *Обломки неправильной формы, часто угловатые, сложенные оливиновыми базальтами с многими миндалинами или без них, размером от 0,2 до 20 см (отдельные обломки до 0,5 м).* Миндалины иногда составляют до 40–45% массы породы (см. фиг. 3, а). Множество этих обломков являются самыми крупными и поэтому наиболее заметными. Характерно отсутствие закальных корочек обрамления. Форма изометричная. Такие крупные обломки оливиновых и реже оливин-пироксен-плаггиоклазовых базальтов позволяют судить об особенностях базальтов, подвергшихся дезинтеграции. Только в этом типе обломков можно судить о полностью раскристаллизованной лавовой структуре, о форме и процентном содержании вкрапленников. По-видимому, эти обломки представляют собой фрагменты разрушенных взрывами уже раскристаллизованных подушечных лав. Возможно, это фрагменты лавовых пробок, которыми заканчивалась каждая порция расплава и взрывом которых начиналась каждая новая эксплозия.

2. *Обособления базальтов овальной или округлой формы с тонкой корочкой закала, с миндалинами или без них* (см. фиг. 3, б). Максимальный размер обломков составляет 10–15 см (в диаметре), реже до 0,5 м. Это каплевидные обособления типа мелких подушек или крупных капель базальтового расплава, в отличие от предыдущего типа обладают не только внешней зоной закала, но и внутренней



Фиг. 3. Выделяемые типы гнаукластитовых фрагментов (описание типов см. в тексте)

зональностью с более раскристаллизованными переходной и внутренней частями. Для всех зон характерна относительно слабая раскристаллизация, свидетельствующая о быстром застывании базальтового вещества. Наиболее раскристаллизованная внутренняя часть чаще всего обладает тонкой базальтовой структурой с гломеропорфировыми сростками оливиновых фенокристаллов. По-видимому, к этому же типу следует отнести изредка наблюдаемые целые базальтовые подуш-

ки с характерной поверхностью и формой. Еще реже, главным образом в верхах гиалокластитовой толщи, вблизи жерловых участков встречаются две-три связанные друг с другом подушки, погруженные в массу мелкой гиалокластике. Вероятно, они образовались при выплесках мелких порций расплава во время взрывов на подводную поверхность.

3. *Обломки полнокристаллических долеритов, аналогичных дайкам и ошлам, связанным с вмещающей гиалокластит-осадочной толщей.* Они имеют неправильную, часто угловатую форму без зон закала (см. фиг. 3, в). Вероятно, эти обломки образовались из ранее раскристаллизованных пород, сглавленных стенками подводящих трещин, и были выброшены при взрывах, связанных с дегазацией поступавших порций расплава. Такие обломки долеритов, как крупные (1–3 см), так и мелкие (0,1–0,5 см), присутствуют во многих прослоях разреза гиалокластит-осадочной толщи.

4. *Мелкие осколки хлоритизированного пузыристого базальтового стекла, имеющие причудливую форму, определяемую комбинацией вогнутых и выгнутых поверхностей миндалин бывших газовых пустот* (см. фиг. 3, г). Гиалокластитовые фрагменты этого типа обычно называют "визикулярными". В изученном объекте они имеют размеры от 0,1 до 1 мм и вместе с мелкими обломками предыдущих типов слагают цемент гиалокластитовых слоев, где удельный вес фрагментов стекла колеблется от 20 до 100%. Реже наблюдаются более крупные фрагменты стекла. В некоторых из них частично прошла раскристаллизация и успела образоваться тонкая зона закала. Крайне редко встречаются свежие или почти свежие стекла. Они могут содержать сростки мелких кристаллов пироксена с плагноклазом или оливином и могут иметь (или не иметь) миндалины (см. фиг. 3, д).

Вся эта обломочная масса обычно беспорядочного строения проявляет плохо выраженную слоистость, но четкое уменьшение размеров обломков к верхнему контакту каждого ритма (см. фиг. 2). Крупные обломки и мелкие фрагменты располагаются друг относительно друга не слишком плотно, так что первоначально это была достаточно пористая масса. Многочисленные миндалины в вышеописанных обломках выполнены вторичными минералами. Последовательность заполнения: альбит — калиевый полевой шпат — эпидот — хлорит — карбонат. Заполнение миндалин эпидотом, хлоритом и карбонатом — явление довольно типичное для палеотипных вулканитов разных регионов. Однако присутствие в миндалинах альбита, и особенно калиевого полевого шпата, является интересным фактом, который надо учитывать.

В одном из обнажений среднего течения руч. Пикритового наблюдались миндалины, которые до зарастания полевыми шпатами были до определенного уровня засыпаны тонкой гиалокластитовой пылью — во всех миндалинах уровни параллельны (см. фиг. 3, е). Следовательно, зарастание миндалин полевыми шпатами происходило уже после того, как они были освобождены от газов и какое-то время были зияющими порами, свободными для циркуляции воды и приносимых ею гиалокластитовых частиц. Образование полевого шпата, вероятно, было связано не только с гидротермальными растворами, легко циркулировавшими в пористой гиалокластитовой массе, но и с длительным поддержанием сравнительно высоких температур, производных теплового потока.

В рассматриваемом разрезе руч. Яш (см. фиг. 2) в 6-м ритме найдено много округлых обломков (типа 1), где содержание миндалин, выполненных альбитом и калиевым полевым шпатами, составляет до 40–45% массы породы. Недоучет этого факта при отборке проб на анализы может привести к искажению истинного состава породы. Такая минерализация миндалин полевыми шпатами встречена и в других участках гиалокластит-осадочной толщи Киргизатинской синформы.

Рассмотренные типы обломков гиалокластитов, часть которых насыщена газовыми пустотами, а другая часть образовалась при мгновенной дезинтеграции базальтовых фрагментов до мелких осколков, позволяют предполагать образова-

ние гиалокластитовых масс в процессе многочисленных повторяющихся подводных мелких взрывов, происходивших с освобождением газовой фазы при выводе порций расплава на подводную поверхность, а также благодаря разности температур между базальтовым расплавом и морской водой.

В некоторых участках гиалокластит-осадочной толщи сохранились их жерловые зоны [3]. Выявленные нами остатки подводных каналов, сложенных брекчированными лавами, характер перехода от этих подводных тел к окружающим слоям гиалокластитов — все это подтверждает и дополняет вышеизложенные представления об образовании гиалокластитов путем подводных фонтанирования и пульверизации.

Таким образом, тип вулканических взрывов базальтов с образованием гиалокластитов представляется очень близким к тому, который был описан рядом исследователей для субаквальных вулканокластических гиалокластитов, в том числе мелководных гиалокластитов Исландии [1, 15–17, 19, 22].

В рассматриваемом обнажении по руч. Яш кроме гиалокластитов наблюдаются и чисто осадочные образования, которые также характерны для гиалокластит-осадочной толщи, это гиалокластитовые (тефрогенные) песчаники и кремнисто-глинистые породы. В 4-м ритме (см. фиг. 2) такие песчаники слагают его верхнюю часть и состоят из мелких, тонких фрагментов базальтов и их стеклов, находящихся в переотложенном залегании (см. фиг. 2). Фрагменты всегда остроугольны, так как базальтовые стекла не окатываются, а ломаются из-за своей хрупкости. В верхах слоев-ритмов 1, 2 и 3 (см. фиг. 2) наблюдаются прослои кремнисто-глинистого пелитоморфного материала, где видны тонкие цепочки реликтов единичных радиолярий. Такие прослои являются, вероятно, результатом хемогенных осадков бассейна. Они переслаиваются с тонкими же прослоями переотложенной гиалокластики.

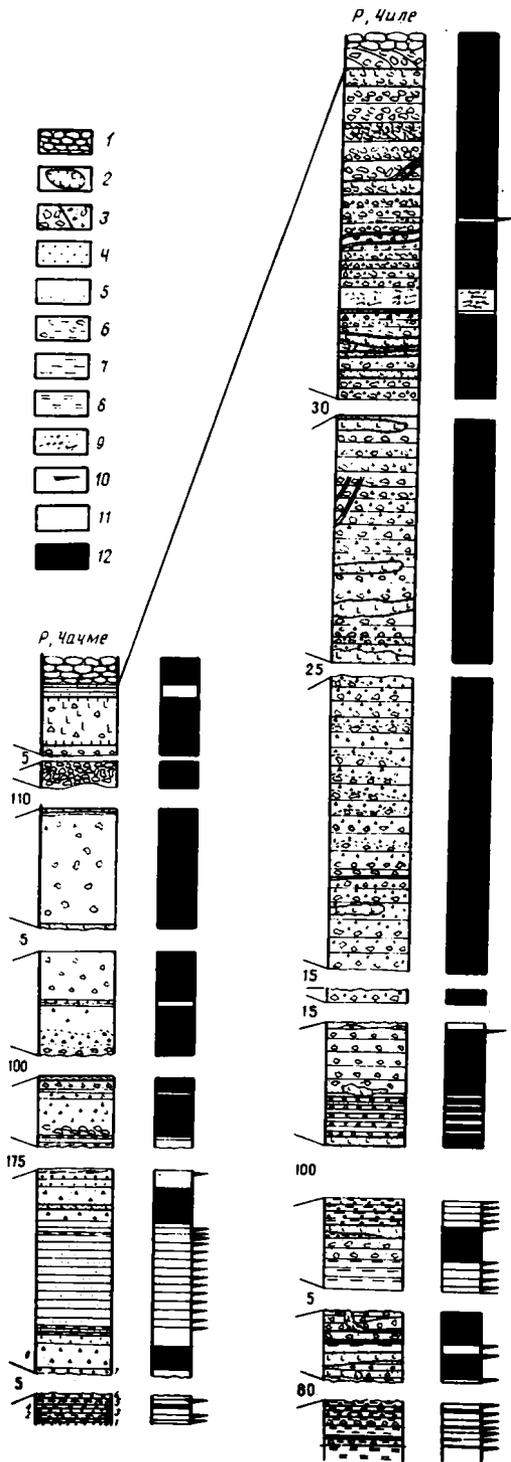
ГИАЛОКЛАСТИТ–ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА

Рассматриваемая толща гиалокластитов и песчаников едина и формируется при сочетании одновременно происходящих вулканического и осадочного процесса, но их роль в начале и конце формирования толщи не равнозначна. Поэтому для удобства описания рассмотрим отдельно нижнюю, среднюю и верхнюю части толщи, каждая из которых различается по соотношению вулканического и осадочного процессов.

Основание гиалокластит-осадочной толщи везде, где она обнажена, тектонически сорвано. Так, разрез на левобережье р. Чачме (Киргизатинская синформа) начинается непосредственно с тефрогенных песчаников, переслаивающихся с гиалокластитами. Однако на участках по р. Чиле (Киргизатинская синформа) и р. Ходжигайр (Учкургонская синформа) разрез включает и сохранившуюся пачку кремней и кремнистых сланцев из подстилающего комплекса. Мощность пачки кремней, сохранившейся выше плоскости тектонического срыва, не превышает соответственно 50–70 и 150 м. Кремнистые породы в обоих разрезах несколько отличаются друг от друга.

Так, в районе р. Ходжигайр они состоят из темно-серых и черных слоистых кремней и фтанитов, представляющих собой конденсированный разрез. Кремни часто перекристаллизованы до мозаичного мелкозернистого кварца. По находкам конодонтов В.А. Аристовым установлен возраст средней части пачки кремней как лландовери и начало нижнего девона для верхов той же пачки [7]. Формы глубоководные.

В разрезе левобережья р. Чиле (фиг. 4) пачка кремнистых сланцев представлена чередованием тонких прослоев кремней и тонкозернистых алевролитов. Здесь в 25 м ниже основания гиалокластитовой толщи наблюдаются многочисленные ритмы мощностью 2–4 см, верхние части которых сложены кремнистым тонкоотмученным материалом вишневого или фиолетового цвета, переслаиваю-



Фиг. 4. Колонки опорных разрезов гиадокластит-осадочной толщи, составленные по рекам Чачме и Чили Киргизатинской синформы

1-7 - пикрит-базальтовый комплекс: 1 - подушечные лавы пикрит-базальтового комплекса, 2 - тела габбро-долеритов, базальтов и пикрит-базальтов с рвущими контактами, 3 - гиадокластиты (а - крупнообломочные, б - мелкообломочные), 4 - гиадокластитовые гравелиты и песчаники, 5 - гиадокластитовые мелкозернистые песчаники, 6 - гиадокластитовые песчаники с обломками подстилающих кремнисто-глинистых пород, 7 - кремнисто-глинистые породы в тонких прослоях; 8 - кремнисто-глинистые породы толщи кремней и фтанитов (S_2 ?); 9 - рассланцованные породы; 10 - тонкие немасштабные прослои кремнистых и кремнисто-глинистых пород; 11 - гиадокластитовые гравелиты и песчаники турбидитного происхождения; 12 - гиадокластиты, лавы и другие вулканические образования

щимся с тонкодисперсным глинистым материалом серой окраски, а нижние — зеленовато-серыми тонкозернистыми песчаниками типа граувакк из переотложенного базальтового материала мощностью 0,5–2 см. В верхних частях ритмов кремнистый и глинистый материал переслаивается в виде очень тонких линзовидных прослоев мощностью 1–1,5 мм. Наиболее кремнистый материал представляет собой тонкодисперсное, почти изотропное вещество с реликтами перекристаллизованных радиоларий, которые образуют редкие послойные цепочки одиночных сохранившихся осей. Даже в таких прослоях мелкозернистый кварц с мозаичным угасанием отсутствует. Возможно, этому мешает постоянная примесь глинистого вещества. Интересно, что в кремнистых сланцах этого разреза конодонты пока не найдены, может быть это объясняется наличием указанной примеси.

Постепенный переход от кремнистой пачки к гиалокластитовой толще совершается однотипно на протяжении 10–15 м как в разрезе по р. Чиле (Киргизатинская синформа), так и в разрезе западнее р. Ходжигайр (Учкургонская синформа). В обоих разрезах кремнистые породы сменяются переслаиванием тонкослоистых кремнистых прослоев с тонкозернистыми гиалокластитовыми песчаниками. Затем вверх по разрезу кремнистые породы постепенно вытесняются более крупнообломочными гиалокластитам.

Нижняя часть гиалокластит-осадочной толщи в разрезе по р. Чиле начинается 2–3-метровым прослоем, где появляется местной обломочный материал, как эксплозивный базальтовый (гиалокластитовый), так и кремнистых сланцев (см. фиг. 4). Это гравелиты, состоящие из обломков кремнистых пород, сцементированных более тонкообломочной массой гиалокластитов. Обломки кремнистой породы имеют овальную или округлую, реже линзовидную форму с округлыми концами. Неровная поверхность этих обломков-комков позволяет предполагать, что кремнистая порода еще не была консолидированной в момент раздробления на обломки. Длина обломков составляет 1,5–3 см, при ширине 0,5 см. Более крупные обломки размером до 15–20 см часто сохраняют собственную тонкую слоистость. Нередко присутствуют и крупные эксплозивные обломки с реликтами вкрапленников оливина и многочисленными газовыми пузырями, теперь выполненными хлоритом. Совместное отложение гиалокластитов, образованных при подводных эксплозиях, и обломков кремнистых пород позволяет предполагать, что последние образованы вулканическими выбросами при вскрытии вулканических трещин. Обломки подстилающих кремнистых сланцев вместе с эксплозивными гиалокластитам наблюдается еще в двух залегающих выше ритмах (см. фиг. 4).

На левобережье р. Чиле, где гиалокластит-осадочная толща представлена наиболее полным разрезом, ее наращивание происходит вверх по течению реки. Мощность ее нижней части здесь составляет 250–300 м. Для нее характерно ритмично-слоистое строение, где верхние части ритмов сложены тонкозернистым осадочным кремнисто-глинистым материалом, а нижние — гиалокластитам или продуктами их перемыва — гиалокластитовыми песчаниками. Указанные ритмы переслаиваются с более мощными ритмами крупнообломочных гиалокластитов без прослоя кремнистого материала сверху ритма (см. фиг. 2 и 4).

Для нижней части толщи характерно чередование пачек таких ритмов с пачками флишоидного облика, состоящими из чисто осадочных ритмов. Этот тип переслаивания наблюдается на левобережье р. Чиле по правому берегу руч. Яш, а также в верховьях руч. Пикритового, на левобережье р. Чачме. В этом последнем примере хорошо обнаженный разрез нижней части толщи составляет 70 м, а ниже — основание разреза тектонически сорвано (см. фиг. 4).

Первые два ритма мощностью по 0,5 м сложены в своих нижних половинах тефрогенными песчаниками, состоящими из тонких фрагментов переотложенных гиалокластитов. Отдельные прослои мощностью по 2–3 мм различаются в них по степени дифференциации материала. Иногда это тонкие четкие слои, а иногда — линзовидные прослои. В верхней, тонкозернистой части ритмов гиалокластитовый

материал резко сменяется кремнистым с редкими реликтами радиолярий и примесью глинистого материала. Последний часто дает тонкие переслаивания в кремнистом материале в виде тончайших линзовидных прослоев.

Залегающие выше 3-й и 5-й ритмы имеют сложное строение. Оба эти ритма как бы прерывают неполные предыдущие ритмы, от которых сохранились лишь нижние слои тефрогенных среднезернистых песчаников или гравелитов (см. фиг. 4). Все обломки в них представлены фрагментами гиалокластитов оливиновых и пироксен-плагиоклазовых базальтов. Изредка среди других наблюдаются обломки тех же песчаников размером до 0,5 см. Цемент хлоритовый. Грубая нечеткая слоистость выявляется по ориентировке некоторых обломков, расположенных длинной стороной вдоль слоистости. Мощность гиалокластитовых песчаников в обоих неполных ритмах не превышает 2 м. Выше песчаники резко сменяются новыми ритмами, которые начинаются с гиалокластитов с глобулярными разностями размером 0,5–1 см, погруженными в тонкооскольчатую массу базальтового стекла. Состав прежний, т.е. оливин-пироксен-плагиоклазовый базальт. В базальтовых фрагментах хорошо различимы вкрапленники: пироксен – свежий, оливин – в реликтах. Выше гиалокластитовый материал вновь сменяется тонкозернистыми слоистыми гиалокластитовыми песчаниками, где наряду с параллельной слоистостью присутствуют участки косой слоистости. Эти песчаники (в 3-м ритме через 0,8 м, а в 5-м через 3 м) сменяются тонкими кремнистыми сланцами с реликтами радиолярий и глинистыми прослоями, т.е. породами, уже описанными для подстилающей кремнистой пачки как пелагические хомогенные осадки.

Выше 5-го ритма начинается монотонная чисто осадочная пачка, сложенная многочисленными мелкими ритмами. Из них только 6-й ритм имеет мощность свыше 1 м, а остальные очень мелки и не превышают 15–25 см (см. фиг. 4). Нижние их части сложены мелкозернистыми гиалокластитовыми песчаниками, а верхние (4–5 см) – кремнисто-глинистыми пелитоморфными породами с тонкой слоистостью, аналогичными описанным. Вся эта тонкоритмичная пачка имеет мощность 30 м. Выше нее залегают более мощные, часто сложно построенные и нередко усеченные ритмы, где в низах появляются крупнообломочные гиалокластиты.

Таким образом, в рассматриваемой нижней части гиалокластит-осадочной толщи ритмы, содержащие гиалокластиты, чередуются с чисто осадочными пачками флишоидного облика, состоящими из мелких (мощностью 20–25 см) ритмов, вероятно, турбидитного происхождения.

Турбидитные отложения обладают целым набором признаков, среди которых главными являются [9, 13, 20] наличие: 1) градационной слоистости в нижней, обломочной части ритмов; 2) пелагических осадков вверху ритмов; 3) разнородной фауны в обломочной части и в пелагическом осадке. Все эти признаки присутствуют в рассматриваемых ритмично-слоистых отложениях. В нижней, обломочной части ритмов фиксируется наиболее грубый материал, который постепенно скачкообразно мельчает вверх по разрезу. Наблюдаемые вверху ритмов слои пелагических осадков (кремнистые и кремнисто-глинистые породы) содержат радиолярии, полностью отсутствующие в низах ритмов.

Турбидитная природа отдельных пачек таких мелких, повторяющихся идентичных ритмов подтверждается рядом специфических текстурных признаков (косая слоистость внутри единого ритма, разная полнота ритмов и другие признаки). Разная полнота наиболее четко просматривается в строении сложных ритмов, где низы представлены первичными гиалокластитам, затем перекрытыми гиалокластитовыми песчаниками. Кремнистые слои в ряде случаев срезаны эрозией вышезалегающего турбидитного потока так, что от них остаются только линзы, не соединенные между собой.

Понятие – турбидитные подводные потоки, или высокоплотностные течения больших скоростей, было введено для объяснения ритмично-слоистых подводных

осадочных отложений в работах Боума [13], Мура [20], рассмотрено среди других терригенных отложений Рейнеком Г.Ж. и Сингхом И.Б. [9]. По мнению этих исследователей, такие течения возникают при накоплении крупных масс осадков на склонах подводных коньконов. Они накапливаются и сползают. Указанные авторы убедительно показали, что турбидитные течения могут распространяться и по горизонтали, потому что взвесь осадочного материала делает их более тяжелыми по сравнению с окружающей чистой водой. Такие ритмы, повторенные множество раз, наблюдаются неоднократно в разрезах левобережья р. Чачме (верховья руч. Пикритового) и левобережья р. Чиле (правый берег руч. Яш).

Пульверизационные гиалокластиты, насыпавшиеся вблизи своих жерловых трещин, по-видимому, слагали простые, часто одноактные вулканические постройки в виде возвышающихся гряд [3]. Рассмотренное строение нижних слоев гиалокластитовой толщи в Киргизатинской синформе позволяет сделать следующие выводы: 1) до начала базальтовых эксплозий здесь существовал некоторый бассейн, где шло кремненакопление; 2) турбидитные гиалокластитовые песчаники появляются в разрезе только с началом подводных базальтовых эксплозий.

Действительно, турбидитные отложения в разрезах гиалокластитовой толщи по рекам Чиле, Чачме и Ходжигайр отмечаются только после появления в разрезе гиалокластитов. Вероятно, вулканические выбросы, формирование вулканических гряд, вулканотектонические движения привели к формированию расчлененного рельефа, способствовавшего проявлению турбидитных течений. Наличие многочисленных участков с косой слоистостью также свидетельствует о расчлененном рельефе и сползании осадков со склонов. Это позволяет предполагать, что в данном случае турбидитные потоки сносили гиалокластитовый материал не со склонов шельфа (края бассейна), а со склонов многочисленных вулканических гряд.

Тонкая гиалокластитовая масса с более крупными обломками-фрагментами, осевшая на склонах вулканических гряд, так же как в классическом варианте осадочный материал, могла давать обвалы. В результате этих обвалов и оползней возникали, вероятно, высокоплотностные турбидитные потоки из-за увеличения количества вулканической взвеси в воде. Несомненно, что этот механизм не представляется до конца ясным, так же, как и многие аспекты образования турбидитов, по поводу которого существуют разные мнения.

Таким образом, при отложении нижней части гиалокластит-осадочной толщи одновременно действуют три разных процесса: 1) вулканический — подводная пульверизация газонасыщенных пикрит-базальтов с образованием и отложением гиалокластитов; 2) турбидитный разнос гиалокластитового материала и его перетотложение; 3) продолжающееся фоновое пелагическое кремненакопление, связанное с жизнью бассейна.

Средняя часть разреза гиалокластит-осадочной толщи характеризуется уже иным соотношением эксплозивных гиалокластитов и тефрогенных песчаников. На изученных разрезах правобережья рек Чачме и Чиле общая мощность этих слоев толщи составляет 300–400 м. Они представляют собой многочисленные чередования прослоев гиалокластитов с прослоями гиалокластитовых песчаников (см. фиг. 4). При этом первые слагают нижние части ритмов, а вторые — верхи ритмов. Гиалокластиты содержат обломки тех же типов, которые описаны выше, с максимальным размером вплоть до 0,5 м и мелкообломочным цементом. Отдельные слои имеют линзовидную форму и мощности от 3 до 10 м. Мощности тефрогенных песчаников не превышают 3 м, а часто составляют 10–20 см.

Мелкообломочные разности гиалокластитов на первый взгляд обладают большим сходством со среднезернистыми разностями гиалокластитовых песчаников. И те и другие сложены фрагментами — обломками оливиновых или оливин-пироксеновых базальтов. Однако если первые из них характеризуются беспорядочным нагромождением обломков, то вторые — сортировкой и градиционной слоис-

тостью [1]. В гиалокластитах обломки характеризуются большим разнообразием по форме и размеру, причудливостью форм, а в песчаниках обломки более изометричны по форме и сортированы по размеру [2]. Более плотное расположение обломков относительно друг друга характерно для гиалокластитов, где иногда сохранены следы их пластичной деформации; в гиалокластитовых песчаниках обломки более разобщены и часто едва касаются один другого, оставляя место цементу, обычно хлоритовому.

В приведенных фрагментах разреза песчаники представлены одним или двумя прослоями: например, среднезернистый песчаник мощностью 3–5 м и тонкозернистый тонкослоистый – мощностью 20 см. Среди них местами наблюдаются контуриты с тонкой внутренней ритмичностью и косой слоистостью. Тонкозернистые прослои иногда как бы размыты и наблюдаются в виде мелких (10–20 см), не соединенных между собой линз. Отдельные прослои тефрогенных песчаников, вероятно, представляют собой проявления неполных турбидитных ритмов. Тонкие прослои кремнистых хемогенных пород встречаются крайне редко.

Верхняя часть гиалокластит-осадочной толщи уже полностью сложена гиалокластитами (см. фиг. 4). Они образуют отдельные ритмы, которые так же, как и по всей толще, характеризуются крупнообломочными разностями в низах (более мелкообломочными в верхах ритмов), отдельные слоиритмы отвечают каждому вулканическому импульсу. Однако осадочные породы в верхах ритмов обычно отсутствуют. Мощности ритмов возрастают от 10 до 30 м в самых верхних слоях. Прослои крупнообломочных гиалокластитов в верхних слоях толщи представляют собой беспорядочное нагромождение крупных (0,1–0,7 м) обломков оливиновых, оливин-пироксеновых и пироксен-плагноклазовых базальтов, погруженных в более мелкообломочную массу осколков базальтовых стекол. В верхней части каждого прослоя более мелкообломочный материал содержит обломки, размер которых не превышает 1–1,5 см. Иногда в крупнообломочной массе выявляются отдельные языки базальтов, состоящие из трех-четырёх подушек, связанных между собой.

Осадочные прослои отсутствуют, но следы их в виде мелких линз тефрогенных песчаников мощностью 20–30 см или кремнистых сланцев крайне редко наблюдаются в разрезе до самых верхов гиалокластит-осадочной толщи. Эти кремнистые породы сходны с таковыми в основании гиалокластит-осадочной толщи.

В обоих разрезах левобережья рек Чачме и Чиле верхние слои гиалокластит-осадочной толщи оказались наиболее насыщены подводящими и жерловыми рвущими вулканическими телами. Так, верхние слои толщи на левобережье р. Чачме изобилуют как телами брекчированных оливиновых пикрит-базальтов, так и многочисленными дайками габбро-долеритов, подводящими для выше-залегающей толщи подушечных базальтов. На левобережье р. Чиле верхняя часть рассматриваемой гиалокластит-осадочной толщи прорвана многочисленными дайками и силлами габбро-долеритов, которые над кровлей толщи, под базальтовыми лавами обнаруживают жерловые образования [3]. Гиалокластит-осадочная толща в Учкургонской пластине настолько насыщена дайками и дайковыми пакетами габбро и габбро-долеритов, что в большинстве обнажений трудно судить об особенностях ее эволюции. Интенсивный вулканический процесс к концу образования гиалокластит-осадочной толщи явно подавлял осадочный процесс, хотя следы последнего встречаются вплоть до самого верха толщи.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ОТЛОЖЕНИЯ ГИАЛОКЛАСТИТ-ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ПИКРИТ-БАЗАЛЬТОВОГО КОМПЛЕКСА

Рассмотренная гиалокластит-осадочная толща, как уже было отмечено выше, составляет нижнюю часть пикрит-базальтового комплекса силуро-девонского возраста, образованного в зоне повторного спрединга офиолитов Алайского хребта [2, 7].

Как следует из приведенных разрезов гиалокластит-осадочной толщи, она, т.е. основание пикрит-базальтового комплекса офиолитов Алая, закладывается в некотором бассейне. Характер бассейна и его ложа остается неясным, так как рассматриваемый базальтовый комплекс залегает в аллохтонных пластинах и его основание тектонически сорвано. Однако сохранившаяся выше плоскости тектонического срыва пачка кремнистых пород и фтанитов (в Учкургонском аллохтонном фрагменте), а также кремнистых сланцев с тонким кремнисто-глинистым материалом (в Киргизатинской аллохтонно залегающей синформе) позволяет предполагать, что этот бассейн был достаточно глубоководным. При этом в первом случае это были более глубоководные части бассейна (разрез кремней и фтанитов), а во втором — краевые его части, о чем свидетельствуют добавленный глинистый материал и алевролитовые прослои типа граувакк.

Согласное с постепенным переходом залегание гиалокластит-осадочной толщи на кремнистых породах позволяет предполагать, что переход от кремненакопления к отложению ритмично-слоистой гиалокластит-осадочной толщи происходил постепенно. Он фиксировался появлением в разрезе: 1) как пульверизационных гиалокластитов, вплоть до крупнообломочных, так и тонкого переотложенного гиалокластитового материала; 2) угловатых обломков кремнистых сланцев из подстилающей пачки кремней, выброшенных вулканическими взрывами при раскрытии жерловых трещин.

Таким образом, формирование гиалокластит-осадочной толщи началось с раскрытия многочисленных субпараллельных трещин растяжения и с поступления газонасыщенного пикрит-базальтового расплава. В результате многократных импульсов мелких вулканических взрывов с дезинтеграцией базальтового расплава образовались гиалокластиты, сложенные базальтовыми обломками и фрагментами специфической формы, характерной для взрывных гиалокластитов. Подводный рельеф с вулканическими грядами, образовавшийся в результате этой вулканической деятельности, и многократные осаждения гиалокластитов, как крупнообломочных, так и мелкозернистых, создали условия для турбидитных течений. В результате их проявления в периоды вулканического покоя отлагались турбидиты в виде тифрогенных гиалокластитовых песчаников разной размерности с градационной слоистостью.

Формирование нижней части гиалокластит-осадочной толщи происходило при поступлении эксплозивного базальтового материала в виде отдельных импульсов, в интервалах между которыми шел его турбидитный разнос с отложением слоев тифрогенных песчаников. В разрезе нижней части толщи имеются два-три уровня, вероятно, совпадавшие с длительными вулканическими паузами, когда формировалось множество (30–50) идентичных мелких (20–25 см) чисто осадочных турбидитных ритмов. В другие моменты при проявлении вулканических импульсов шло накопление толщи со сложным сочетанием чисто вулканических — гиалокластитовых ритмов с турбидитными слоями, отражающими полные, а чаще неполные турбидитные ритмы. Вулканическая деятельность, так же как и сочетавшийся с ней турбидитный разнос, происходила на фоне продолжавшегося более широко развитого процесса медленного кремненакопления — собственно пелагических осадков данного бассейна. На начальном этапе образования базальтоидного комплекса он выражен наиболее четко.

Дальнейшее отложение гиалокластит-осадочной толщи шло, вероятно, с возрастанием интенсивности вулканического процесса, с уменьшением пауз между вулканическими импульсами. Об этом свидетельствует увеличение мощностей отдель-

ных прослоев гиалокластитов от 8–10 м в средней части толщи до 20–30 м — в верхней при общем увеличении количества крупнообломочных разностей. Осадочный процесс при этом, по-видимому, был подавлен нарастающей интенсивностью вулканических извержений. Так, в средней части рассматриваемой толщи уже не прослеживаются чисто осадочные турбидитные ритмы, а лишь прослой средне- и тонкозернистых песчаников, представляющих неполные фрагменты турбидитных ритмов. Осадочные прослой уступают по своим мощностям гиалокластитовым прослоям.

Вверху гиалокластит-осадочной толщи песчаники не характерны и наблюдаются лишь в виде тонких (10–20 см) единичных прослоев в верхней части вулканических ритмов. Прослой тонких кремнистых пород эпизодически встречаются в виде мелких, не соединенных между собой линз, вплоть до самых верхов толщи. Это позволяет предполагать, что некоторый бассейн с кремненакоплением продолжал существовать до конца формирования гиалокластит-осадочной толщи.

Невыдержанные по простиранию линзы гиалокластитовых песчаников (в том числе и очень тонких) фиксируются и непосредственно под контактом с лавовой толщей базальтоидного комплекса. Такие породы наблюдались по левобережью р. Чачме в самых ее верховьях и ниже руч. Пикритового. Их характер свидетельствует о наличии возможных локальных перерывов в вулканическом процессе на рубеже смены гиалокластит-осадочной толщи лавовой, а также и об расчлененном подводном вулканическом рельефе, существовавшем в это время в зоне формирования пикрит-базальтового комплекса.

Внутри лавовой части этого комплекса осадочные прослой не характерны, однако в верхней части подушечных лав прослежены небольшие линзовидные тела гиалокластитов. Характер их фрагментов и особенности цементации (обломки как бы плавают в карбонатном цементе) позволяют рассматривать их как образования, отложенные одновременно с карбонатным осаждением. Можно предполагать, что верхняя, существенно лавовая часть пикрит-базальтового комплекса образовалась уже в зоне и на уровне карбоната накопления. Обращает на себя внимание и общая зараженность лав карбонатным материалом, выраженная многочисленными мелкими карбонатными жилками и прожилками, выполняющими все трещины в подушечных лавах уже как результат позднего перераспределения карбонатного вещества. Находки конодонтов, сделанные С.А. Куренковым в осадочных прослоях верхов лавового разреза Киргизатинской синформы и определенные В.А. Аристовым как формы середины нижнего девона, характеризуют условия образования верхов толщи подушечных лав как мелководные. Следовательно, бассейн, или та его часть, где шло формирование базальтоидного комплекса, вероятно, претерпел изменение за время его образования от уровня кремненакопления до уровня карбонатонакопления.

Следует обратить внимание на кажущееся противоречие между относительной глубоководностью разреза пачки кремней и фтанитов и относительной мелководностью залегающих непосредственно на них пульверизационных гиалокластитов. Последние, как следует из накопленных данных, образуются не ниже уровня компенсации давления (УКД), т.е. обычно не ниже 200–300 м [16, 19]. Однако известно, что сильно газонасыщенные расплавы основных магм, обогащенные щелочами, могут образовываться и на глубине до 500 м, а иногда и до 1000 м [22]. Рассматриваемые гиалокластиты принадлежат к комплексу пород, варьирующих по составу от пикрит-базальтов к базальтам с повышенным содержанием щелочей. Это позволяет предполагать, что их УКД был на уровне не менее 500 м глубины. Во время отложения подстилающей пачки кремней и фтанитов глубина могла быть и большей. Однако указанный бассейн, вероятно, не был существенно глубоководным в том понимании, как это употребляется к современным глубоководным бассейнам.

Ритмично-слоистое строение гиалокластит-осадочной толщи отражает сложное сочетание трех одновременно идущих процессов накопления осадков: 1) медлен-

ное кремненакопление — образование хемогенных осадков пелагического типа, связанное с жизнью бассейна; 2) вулканический процесс базальтоидных извержений, проявляемый импульсами и приводящий к образованию гиалокластитов и лав; 3) турбидитный размыв и отложение неравномерно накапливающихся вулканических продуктов, связанные с образованием турбидитных течений.

Интересно, что каждый из этих трех процессов приводит к отложению ритмичных образований. При этом четкость в строении отдельных ритмов выявляется, когда преобладает однозначный процесс, а не суммарное сочетание всех трех. В рассмотренной гиалокластит-осадочной толще ритмичность прослеживается не только в строении турбидитного или чисто вулканического гиалокластитового ритма, но и улавливается в виде чередования тончайших прослоев уже в подстилающих кремнисто-глинистых породах. Эта ритмичность, вероятно, является порождением каких-то тонких циклических процессов, связанных с развитием бассейна.

Список литературы

1. Гентнер А.Р. Характерные черты некоторых генетических типов континентальных отложенных вулканических областей // Тр. ГИН АН СССР. 1980. Вып. 350. С. 94–122.
2. Колтева В.В. Проявление подводного фонтанирования базальтов и пикрит-базальтов в герцинидах Алайского хребта // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294. № 4. С. 928–930.
3. Колтева В.В. Особенности базальтового вулканизма и систем магмовыведения в зоне рассеянного спрединга (Алайский хребет) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 8. С. 42–54.
4. Котова Л.Н. Гиалокластиты ультраосновного состава в Южно-Тяньшаньском офиолитовом поясе // Докл. АН СССР. 1977. Т. 232. № 6. С. 1391–1394.
5. Котова Л.Н. Гиалокластиты Алайского хребта // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224. № 1. С. 171–174.
6. Куренков С.А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 94 с.
7. Куренков С.А., Перфильев А.С., Печерский Д.М. и др. Повторный спрединг в герцинских офиолитах Алая (Южный Тянь-Шань) // Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. С. 78–102.
8. Кэри С., Сигурдсон Х. Модель вулканогенной седиментации в окраинных бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 65–101.
9. Райнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 438 с.
10. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 437 с.
11. Фишер Р.В. Субаквальные вулканокластические породы // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 9–51.
12. Хворова И.В., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. Гиалокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 3. С. 130–143.
13. Bouma A.H. Sedimentology of some flisch deposits. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.
14. Carlisle D. Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia // J. Geol. 1983. V. 71. P. 48–71.
15. Succosa-Silvestri S. Proposal for a genetic classification of hyaloclastites // Bull. Volcanol. 1963. T. 25. P. 315–321.
16. Fisher R.V., Schmincke H.U. Pyroclastic Rocks. Heidelberg: Springer, 1984. 318 p.
17. Honnorez J. Sur l'origine des hyaloclastites (note préliminaire) // Bull. Soc. belg. Geol. Paleontol. Hydrol. 1961. V. 70. P. 407–412.
18. Honnorez J. La palagonisation: l'alteration sous-marine du verre volcanique basique de Palagonia (Sicile). Stuttgart: Birkhauser Verlag Basel, Vulkan-institute Immanuel Friedlaender. 1983. N 9. 158 p.
19. McBirney A.R. Factors governing the nature of submarine volcanism // Bull. Volcanol. 1963. V. 26. P. 455–469.
20. Moore D.G. Reflection profiling studies of the California continental borderland: Structure and quaternary turbidite basins // Geol. Soc. America. 1961. Spec. Papers. 107. P. 1–142.
21. Schmincke H.U., Robinson P.T., Ohnmacht W., Flower M. Basaltic hyaloclastites from hole 396 B, DSDP Leg 46. Wash.: U.S. Government, Printing Office D.C., 1978. Proj 46. P. 341–356.
22. Staundigel H., Schmincke H.U. Structural evolution of seamount: evidence from the uplifted intraplate seamount on the island of La Palma, Canary Islands // Eos. 1981. V. 62. 1075 p.

УДК 552.57:551.735 (470.3)

© 1991

Орлова Л.В.

**СОСТАВ И СТЕПЕНЬ ИЗМЕНЕНИЯ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНО-РУССКОЙ ПРОВИНЦИИ
УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ**

Рассмотрен состав терригенных пород угленосных формаций карбона, расположенных по периферии Украинского кристаллического щита. Выяснена степень их изменения с помощью нового метода – определения коэффициента изменения структуры. Высказано соображение относительно источников питания обломочным материалом.

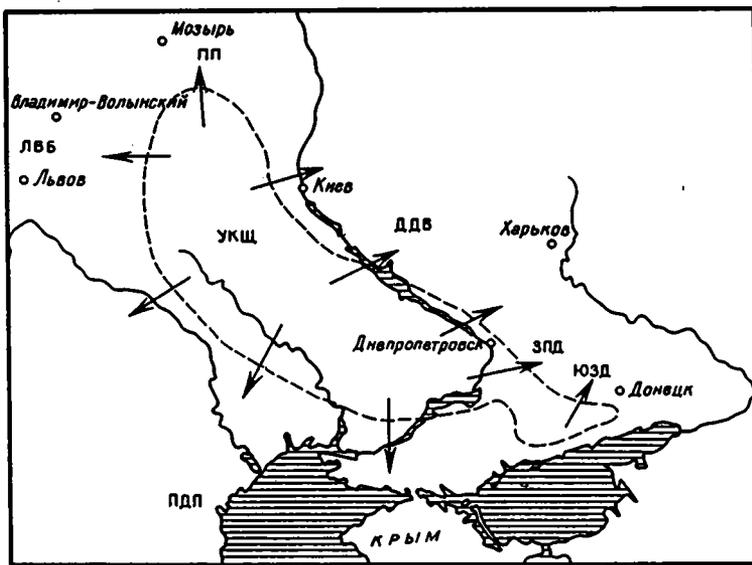
Южно-Русская провинция карбонового торфонакопления и последующего угленакопления (восточно-европейский узел карбонового пояса угленакопления П.И. Степанова) расположена по периферии докембрийского Украинского кристаллического щита (УКЩ). Восточнее и северо-восточнее от щита расположены южная и юго-западная части Донбасса (ЮД и ЮЗД) с развитием визейско-серпуховских, башкирских и московских угленосных толщ, западное продолжение Донбасса (ЗПД, визейско-серпуховский ярус), Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ, визейско-серпуховский, башкирский и московский ярусы); на севере в долине р. Припять расположены угленосные отложения Припятского прогиба (ПП, визейско-серпуховский, башкинский ярусы), на западе – Львовско-Волынский бассейн (ЛВБ, визейско-серпуховский, башкирский ярусы) и на юго-западе – Преддобруджинский прогиб (ПДП, визе-серпуховский ярус).

Южнее УКЩ (в пределах Степного Крыма) буровыми скважинами обнаружены мощные толщи углисто-сланцевых и слюдисто-кварцевых сланцев и песчаников и флишоидное переслаивание тех же пород с карбонатными сланцами нижнего и частично среднего карбона. В горном Крыму встречаются глыбы нижнекарбоновых (серпуховских) и среднекарбоновых (башкирских) известняков в отложениях флиша таврической формации Крыма.

Во всех перечисленных областях (за исключением Крыма) образовались угленосные формации платформенного и субплатформенного типов, паралические с хорошо выраженным циклическим строением и относительно небольшой мощностью (от нескольких сот до 1200 м) и только в юго-восточных частях ДДВ и ЮЗД (осевой части авлакогена или рифта) мощность угленосных формаций достигает 4000 м (фиг. 1).

В составе пород угленосных формаций преобладают песчаники, алевролиты и аргиллиты. Известняки и угли составляют только первые проценты, за исключением визейских отложений ЛВБ, где преобладают известняки, доломиты и аргиллиты.

Состав обломочных и глинистых пород заметно изменяется в стратиграфическом разрезе снизу вверх: в нижнем карбоне преобладают кварцевые и граувакковые песчаники, встречаются хорошо отмученные глины и аргиллиты, состоящие почти нацело из каолинита (ЮД, ЮЗД, ЗПД, ПП, ЛВБ). Олигомиктовые полевошпат-кварцевые песчаники и каолинит-гидрослюдистые аргиллиты распространены менее широко.



Фиг. 1. Схема УКШ и окружающих его бассейнов. Пунктиром обозначены границы современного УКШ. Стрелками показано предполагаемое направление сноса обломочного материала

В среднем карбоне ситуация изменяется – преобладают олигомиктовые полевошпат-кварцевые песчаники и алевролиты и гидрослюдистые, каолинит-гидрослюдистые аргиллиты. Наряду с этим довольно широко развиты аркозы, аркозо-граувакки, реже граувакки среди песчаных и алевритовых пород, а также гидрослюдисто-монтмориллонитовые и монтмориллонитовые аргиллиты (табл. 1).

Известняки представлены обломочными, обломочно-биогенными и биогенными разновидностями, угли преимущественно гумусовые, реже гумито-сапропелитовые, липтобиолитовые и сапропелитовые от бурых до каменных – длиннопламенных, газовых и паровичных жирных.

Исследованием угленосных формаций Южно-Русской провинции угленакопления занимались Ю.А. Жемчужников с коллективом ГИН АН СССР [3], Е.А. Бартошинская и др. [1], Г.В. Карпова и др. [4], Н.В. Логвиненко [6], П.П. Тимофеев, М.Л. Левенштейн [5, 9], А.П. Феофилова [10], А.Е. Лукин [7], А.А. Никитин [8], А.З. Широков [11, 12], В.Ф. Шульга [13] и мн. др.

Цель настоящей работы – изучение и сравнительный анализ состава терригенных пород угленосных формаций и определение степени их изменения.

Нами изучены обломочные породы собственных сборов по нижнему (ЮД, ЗПД, ДДВ¹, ЛВБ, ПДП) и среднему (ЮЗД, ДДВ, ЛВБ) карбону.

Для выявления степени изменения пород наряду с парагенезами аутигенных минералов использованы количественные методы – определение коэффициента изменения структуры K [9].

Степень изменения определяется по формуле

$$K = \frac{2\Sigma l_k}{\Sigma l_p}, \quad (1)$$

где l_k , l_p – суммарная протяженность соответственно контактов обломочных зерен и периметров обломочных зерен в единице площади шлифа. Если все зерна

¹ Образцы по ДДВ были любезно предоставлены А.Е. Лукиным.

Типы песчаников и алевролитов угленосных формаций

Возраст	ЮД и ЮЗД	ЗПД	ДДВ	ЛВБ	ПДП
$C_1 v - C_1 serp$	Кварцевые, по- лещат-квар- цевые, граувак- ки с обломка- ми силицитов с радиоляри- ями	Кварцевые, граувакки	Кварцевые, полещат- кварцевые	Кварцевые, граувакки, ар- козо-граувак- ки с обломка- ми кварцитов	Кварцевые, по- лещат-кварце- вые, граувакки
$C_2 bash$	Кварцевые, полещат- кварцевые, граувакки, аркозы	Кварцевые, полещат- кварцевые, граувакки	Кварцевые, полещат- кварцевые, аркозы	Кварцевые, полещат- кварцевые, аркозы	—
$C_2 mos$	Кварцевые, полещат- кварцевые, аркозы, граувакки	—	Кварцевые, полещат- кварцевые, аркозы, аркозо-грау- вакки, граувакки	—	—

свободны (висячие зерна в базальном цементе) и контактов нет, то числитель ра-
вен нулю и $K = 0$. Если на всем протяжении периметра обломочного зерна имеются
контакты с другими зернами, то $2\Sigma l_k = \Sigma l_p$, следовательно, $K = 1$. Путем преобра-
зования формула (1) примет окончательный вид:

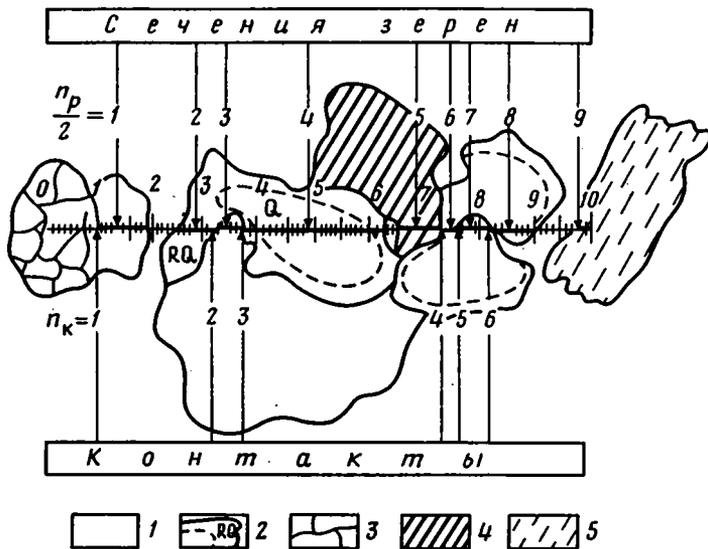
$$K = 2n_k/n_p, \quad (2)$$

где n_k — число пересечений микрометренной линейкой контактов зерен; n_p — чис-
ло пересечений контуров зерен. Число пересечений контактов и контуров зерен
микрометренной линейкой подсчитывается в 20–25 полях шлифа при увеличении
60–150. Весь анализ одного образца требует 15–20 мин (фиг. 2).

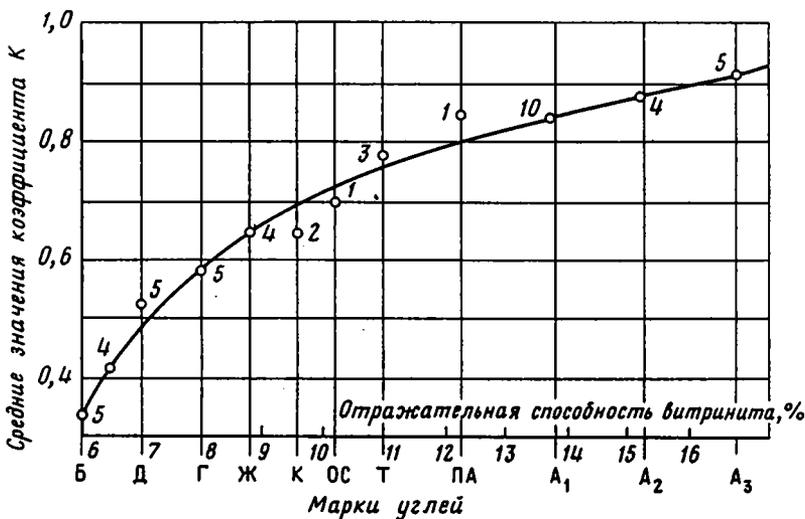
Коэффициент изменения структуры для пород, находящихся на стадии раннего
катагенеза, равен 0,28–0,47, среднего катагенеза — 0,47–0,58, позднего катагене-
за — 0,58–0,77, раннего метagenеза — 0,77–0,90 и позднего метagenеза — более
0,90. Эта шкала была установлена на материале Донбасса и сопоставлена с марка-
ми углей и отражательной способностью витринита (фиг. 3).

Нижний карбон. Южный Донбасс. Угленосная формация ЮД сложена терриген-
ными и глинистыми породами с прослоями известняков и углей (главным об-
разом пластов нерабочей мощности). Терригенные породы представлены всем
гранулометрическим спектром (от мелкогалечниковых конгломератов до мелко-
зернистых песчаников и алевролитов). Преобладают кварцевые мелкозерни-
стые песчаники и крупные алевролиты, реже встречаются полещат-кварцевые
слюдистые песчаники. Среднезернистые и более грубые песчаники, как правило,
имеют граувакковый состав. В конгломератах и песчаниках отмечена галька си-
лицитов с радиоляриями, коренные месторождения которых находятся южнее в
отложениях нижнего визе.

Цементом в песчаниках являются вторичный кварц, карбонаты, слюды и гли-
нистые минералы. Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином,
рутилом, апатитом, гранатом и рудными. Иногда встречается шпинель и хлори-
тоид. Большая часть зерен хорошо окатана, что свидетельствует о поступлении
их из осадочных пород.



Фиг. 2. Пример подсчета контактов зерен и периметров зерен в шлифе
 1 - кварц; 2 - каемка регенерационного кварца; 3 - кварцит; 4 - плагиоклаз; 5 - слюда



Фиг. 3. Соотношение между величиной коэффициента К, отражательной способностью витринита и марками углей. Цифры на кривой - количество изученных шлифов

Контакты между обломочными зернами точечные, конформные и сутурные - микростилолитовые. Коэффициент изменения структуры не определялся. Судя по большой мощности и наличию отощенных спекающихся и тощих углей, породы угленосной формации ЮД находятся на стадии позднего катагенеза и начального метагенеза.

Западное продолжение Донбасса. Угленосная формация ЗПД (визейско-серпуховский ярус) сложена обломочными и глинистыми породами с прослоями известняков и углей. Песчаники и алевролиты кварцевые с небольшим содер-

жанием полевых шпатов, слюд и обломков пород. Средне- и грубозернистые песчаники преимущественно граувакковые. Цемент базальный, поровый, контакто-поровый карбонатный и карбонатно-глинистый (каолинитовый, гидрослюдисто-каолинитовый). Акцессорные минералы представлены наиболее распространенными и устойчивыми разновидностями – цирконом, турмалином, рутилом, апатитом, гранатом и рудными.

По данным В.Ф. Шульги [13], в угленосной формации ЗПД преобладают песчаники грауваккового типа с содержанием обломков пород 35–55%. Контакты между обломочными зернами песчаников и алевролитов точечные, протяженные и конформные. Коэффициент изменения структуры K равен 0,38–0,45.

Днепровско-Донецкая впадина. Угленосная формация визейско-серпуховского яруса ДДВ сложена обломочными и глинистыми породами с прослоями известняков и углей. Преобладают мелкозернистые песчаники и алевролиты существенно кварцевого состава с небольшим содержанием полевых шпатов; слюды и обломков пород, реже встречаются более крупнозернистые песчаники грауваккового состава. Цемент глинистый, глинисто-карбонатный, кремнистый, а также каолинитовый и дикиитовый разного типа. Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, рутилом, гранатом и рудными минералами.

Контакты между обломочными зернами точечные, протяженные, конформные и микростилолитовые. Коэффициент изменения структуры K изменяется от 0,50 до 0,66. По данным А.А. Никитина [8], в непродуктивных песчаниках, не содержащих углеводородов, происходит интенсивная дикиитизация каолинита и стилолитизация, а в продуктивных песчаниках этот процесс не развивается из-за торможения катагенетических процессов углеводородами.

Львовско-Волынский бассейн. Угленосная формация верхневизейско-серпуховского яруса ЛВБ представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями известняков и углей. В верхневизейских отложениях преобладают известняки, доломиты, аргиллиты и содержатся единичные прослои угля.

Песчаники мелкозернистые кварцевые и полевошпат-кварцево-слюдистые с контактово-поровым карбонатным и глинисто-карбонатным цементом. В средне- и крупнозернистых песчаниках преобладают обломки пород и полевые шпаты – это граувакки и аркозо-граувакки с гидрослюдисто-хлоритовым и хлоритово-карбонатным цементом.

Обломки горных пород представлены кварцитами, микрокварцитами, глинистыми, кварцево-серицитовыми, серицито-хлоритовыми сланцами и редкими зернами эффузивов. Акцессорные минералы немногочисленны: циркон, турмалин, рутил, апатит, гранат, ставролит, шпинель и рудные.

Контакты между обломочными зернами точечные, протяженные, конформные. Коэффициент изменения структуры K колеблется от 0,53 до 0,66.

Преддобруджинский прогиб. Угленосная формация ПДП состоит из обломочных и глинистых пород с прослоями известняков и углей. Обломочные породы представлены песчаниками и алевролитами. Песчаники и алевролиты мономинеральные кварцевые, с небольшим содержанием полевых шпатов, слюд и обломков пород, реже встречаются полиминеральные – граувакковые песчаники, содержащие много обломков горных пород.

Цементирующими веществами в песчаниках и алевролитах служат кальцит, доломит и глинистые минералы – гидрослюды, реже каолинит или монтмориллонит.

Контакты между обломочными зернами точечные, протяженные и конформные. Коэффициент изменения структуры K колеблется от 0,48 до 0,58. Степень изменения пород и сопоставление ее с марками углей нижнего карбона приведены в табл. 2.

Средний карбон. Юго-западный Донбасс. Угленосная формация ЮЗД (Красноармейский, Донецко-Макеевский и Центральный районы), мощностью более 4000 м, рассматривалась как геосинклиальная (парагеосинклиаль) передового

Регион	Марки углей						
	БД	Д	Г	Ж	К	ОС	Т
ЗПД	0,41	—	—	—	—	—	—
ДДВ	—	0,51	0,57	0,61	—	—	—
ЛВБ	—	—	0,56	0,62	—	—	—
ПДП	—	0,53	0,55	—	—	—	—

прогиба или авлакогена, а в настоящее время как рифтовая формация стадии проседания рифтового прогиба.

Формация сложена обломочными и глинистыми породами с пластами известняков и углей. Среди песчаников и алевролитов преобладают олигомиктовые полевошпат-кварцевые разности с небольшим содержанием слюд и обломков горных пород. По гранулометрическому составу они разнообразны от мелко- до крупнозернистых и конгломератовидных (аллювиальные русловые песчаники). Наряду с ними встречаются аркозовые (полевых шпатов более 25–30%) и граувакковые (обломков пород более 30–40%) песчаники. Обломки горных пород представлены кварцитами, глинистыми и серицит-хлоритовыми сланцами, а также кислыми эффузивными породами (кварцевыми порфирами и порфиритами). Аркозовые песчаники чаще встречаются в отложениях московского яруса (над известняком L₇, L₆, M₆, K₇ и др.), граувакковые песчаники – в отложениях башкирского яруса (над и под известняками I₁, I₄, H₁, H₂, K₁ и др.).

Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, рутилом, гранатом, апатитом, сфеном, ставролитом, дистеном, хлоритоидом, эпидотом, эгирином, авгитом, роговой обманкой и рудными минералами.

Цементирующими веществами являются карбонаты (кальцит, железистые карбонаты), вторичный кварц, глинистые минералы, хлорит (крустификационный хлоритовый цемент в граувакковых песчаниках) и цементы смешанного состава (базальные, поровые, порово-контактные, регенерационные, коррозионные). Контакты между обломочными зернами точечные, протяженные, конформные, инкорпорационные и стилолитовые. Коэффициент изменения структуры обломочных пород К колеблется от 0,45 до 0,67.

Днепроовско-Донецкая впадина. Угленосная формация среднего карбона ДДВ сложена обломочными и глинистыми породами с прослоями известняков и углей. А.Е. Лукин [7] называет ее карбонатно-терригенной угленосной (угленосно-пестроцветной) полифациальной формацией и объединяет ее с таковой верхнего карбона.

Песчаники среднего карбона ДДВ представлены всеми гранулометрическими разновидностями от крупно- до мелко- и тонкозернистых, переходящих в алевролиты. По минеральному составу среди них в отложениях башкирского яруса больше всего встречается кварцевых и полевошпат-кварцевых разностей, а в отложениях московского яруса – аркозовых (полевых шпатов до 60%), аркозо-граувакковых и граувакковых (содержание обломков горных пород до 50%). Среди обломков горных пород обычны кварциты, кристаллические сланцы и эффузивные породы кислого и основного состава.

Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, рутилом, гранатом, апатитом, андалузитом, силлиманитом, дистеном, корундом, ставролитом, роговой обманкой и рудными минералами.

Цементирующими веществами являются вторичный кварц, карбонаты, глинистые минералы. Довольно часто встречаются регенерационный кварцевый цемент, цемент из каолинита и диккита, а иногда в баровых песчаниках – анатазовый це-

Регион	Марки углей						
	Б	БД	Д	Г	Ж	К	ОС
ЮЗД	—	—	0,50	0,60	0,65	—	—
ДДВ	0,33	0,40	0,45	—	—	—	—
ЛВБ	—	—	—	0,57	—	—	—

мент. Наличие последнего авторы связывают с обогащением песчаников ильменитом в процессе накопления осадков. Встречается также гидрослюдистый и гидрослюдисто-хлоритовый цемент.

Контакты между обломочными зернами точечные, протяженные, конформные, редко микростилолитовые. Коэффициент изменения структуры K колеблется от 0,28 до 0,50.

Львовско-Волынский бассейн. Отложения среднего карбона ЛВБ относятся к низам башкирского яруса и представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями известняков и углей. На некоторых уровнях разреза встречаются мощные пласты песчаников мощностью до 40 м. Песчаники главным образом полевошпат-кварцевые слюдястые с карбонатным и глинисто-карбонатно-кварцевым цементом.

Акцессорные минералы представлены наиболее распространенными видами — цирконом, турмалином, рутилом, гранатом, апатитом, ставролитом, гиперстеном, шпинелью и рудными минералами.

Контакты между обломочными зернами точечные, протяженные, конформные. Коэффициент изменения структуры K колеблется от 0,52 до 0,62. Степень изменения пород и сопоставление ее с марками углей среднего карбона приведены в табл. 3.

Наименьшая степень изменения терригенных пород угленосных формаций нижнего карбона наблюдается в пределах ЗПД — стадия раннего катагенеза или протокатагенез (ПК₁, ПК₂, ПК₃ по Н.Б. Вассоевичу), что согласуется со степенью изменения углей и рассеянной органики — угли марки БД переходные между бурыми и каменными и частично марки Д — длиннопламенные. Такая же степень изменения наблюдается в ПП, где присутствуют глины, пески и бурые угли. Близкая степень изменения отмечена в среднем карбоне ДДВ — ранний, средний катагенез или ПК_{1,2,3} и МК₁ по Н.Б. Вассоевичу.

В нижнем карбоне ДДВ, ЛВБ и ПДП степень изменения терригенных пород несколько выше: средний — поздний катагенез или мезокатагенез (МК_{1,2,3,4} по Н.Б. Вассоевичу). Наибольшая степень изменения терригенных пород наблюдается в нижнем карбоне ЮД — поздний катагенез — ранний метагенез или МК_{4,5} АК_{1,2} по Н.Б. Вассоевичу, но это связано с интрузиями.

Питающей провинцией для ЮД, ЮЗД, ЗПД, ДДВ, ПП, ЛВБ и ПДП в нижнем карбоне была Украинская кристаллическая плита (щит), перекрытая на значительной части поверхности отложениями протерозоя, нижнего палеозоя, а также девона и нижнего карбона (низы визейского яруса и турнейский ярус). На поверхности УКЩ были широко развиты коры выветривания, в том числе и нижнекарбоновые.

Питающей провинцией для ЮЗД, ДДВ, ПП и ЛВБ в среднем карбоне был тот же УКЩ, но более глубокий его эрозионный срез — размывались более глубокие горизонты — и в размыв были вовлечены магматические и метаморфические породы архея и протерозоя. Это проявилось в угленосных формациях широким развитием аркозовых и граувакковых песчаников. Для ДДВ и ПП вторым источником обломочного материала был Воронежский кристаллический массив с

раннекарбовыми корами выветривания. Оба кристаллических массива в карбоне испытывали поднятие разного масштаба.

Таким образом, рассматривая черты сходства и различия описанных угленосных формаций, можно прийти к выводу, что все они принадлежат единой провинции углеобразования, располагавшейся вокруг УКЩ – гигантского острова и отличаются угленосностью и степенью изменения пород. Мелководные моря, окружавшие этот остров, сообщались друг с другом, о чем свидетельствует сходство фаун [1], а на прибрежных равнинах обитали одни и те же сообщества растений. В среднем карбоне распределение суши и моря изменилось и, возможно, на месте Черного моря в конце среднего карбона появился массив суши. Косвенным указанием на это может служить наличие угленосных континентальных отложений на Кавказе и в Болгарии (Добруджанский бассейн). С этого массива обломочный материал мог поступать в ЮЗД и ДДВ.

Список литературы

1. Бартошинская Е.С., Бык С.И., Муромцева А.А. и др. Угленосные формации карбона юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Киев: Наук. думка, 1983. 169 с.
2. Бобровник Д.П., Болдырева Т.О., Ищенко А.М. и др. Львівсько-Волинський кам'яновугільний басейн. Киев: Изд-во АН УССР, 1962. 144 с.
3. Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л.И. и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. Ч. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 332 с.
4. Карпова Г.В., Тесленко-Пономаренко В.М. Гипогенный эпигенез и коллекторские свойства (на примере глубокозалегающих каменноугольных отложений ДДВ) // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 5. С. 64–76.
5. Левенштейн М.Л. Южно-Донбасский угленосный район // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 1. М.: Гостеолтехиздат, 1963. С. 568–596.
6. Логвиненко Н.В. Литология и палеогеография продуктивной толщи донецкого карбона. Харьков: Изд-во ХГУ, 1953. 435 с.
7. Лукин А.Е. Формации и вторичные изменения каменноугольных отложений ДДВ в связи с нефтегазоносностью. М.: Недра, 1977. 100 с.
8. Никитин А.А. Литолого-минералогические критерии нефтеносности верхневизейских песчаников Днепровского грабена // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 1. С. 27–38.
9. Орлова Л.В. Новый метод количественной оценки степени изменения структуры обломочных пород // Реферативная информация о законченных НИР в вузах УССР. Киев: Вища школа, 1974. Вып. 8. С. 16–17.
10. Феофилова А.П., Левенштейн М.Л. Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 174 с.
11. Широков А.З. История геологического развития угленосной формации Донецкого бассейна // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 1. М.: Гостеолтехиздат, 1963. С. 253–272.
12. Широков А.З., Сафронов И.Л., Белоцерковец Ю.И. и др. Угленосная формация Преддобруджанского прогиба: тез. докл. 7-го всесоюз. угольного совещ. Ростов н/Д, 1981. С.106–107.
13. Шульга В.Ф. Нижнекарбовая угленосная формация Донецкого бассейна. М.: Наука, 1981. 174 с.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт,
Ленинград

Поступила в редакцию
15.XI.1988

УДК 552.14:551.3

© 1991

Тимофеев П.П., Зверев В.П.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ СРЕДЫ СОВРЕМЕННОГО СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗА

Выделены основные специфические типы гидрогеохимических сред, в условиях которых реализуются главные этапы седименто- и литогенеза. Показана связь отдельных этапов осадочного процесса с определенным типом подземных вод.

Обширный фактический материал, накопленный к настоящему времени советскими [1, 3, 5, 7, 13–15, 17–20, 22, 23] и зарубежными [24–26] исследователями по геохимии природных вод, позволяет выделить основные специфические типы гидрогеохимических сред, под которыми понимается совокупность химических и геохимических параметров природных водных растворов, в условиях которых реализуются основные этапы седименто- и литогенеза. Химический состав природных вод меняется в очень широких пределах — от ультрапресных вод атмосферных осадков до высококонцентрированных рассолов соленых озер и подземных вод застойного водного режима.

ПРИРОДНЫЕ ВОДЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ И МОБИЛИЗАЦИЮ ВЕЩЕСТВА

Атмосферные осадки являются важнейшим геохимическим аспектом ландшафта, который имеет большое значение в развитии процессов выветривания и седиментогенеза. Это те первичные природные водные растворы, которые, взаимодействуя с поверхностными частями горных пород, формируют поверхностные и подземные воды.

Основными процессами, определяющими химический состав атмосферных осадков, являются ветровой вынос в атмосферу пыли с поверхности континентов, поступление в воздух солей с поверхности морей и океанов, современная вулканическая деятельность и искусственное загрязнение атмосферы промышленными предприятиями.

Многочисленные исследования [6], выполненные в районах морских побережий, дают основание заключить, что устойчивое, не эпизодическое влияние акваторий на химический состав атмосферных осадков распространяется не далее 200–250 км в глубь континента, а в горных районах на порядок меньше. В то же время в атмосферных осадках постоянно присутствует небольшая часть солей океанического происхождения. Пылевое загрязнение атмосферы наиболее сильно проявляется в химическом составе атмосферных осадков полупустынь и пустынь, особенно в районах интенсивного засоления почв.

Весьма значительная часть суши характеризуется такими климатическими и ландшафтно-географическими условиями, в которых влияние двух отмеченных процессов на состав атмосферных осадков выражено слабее. К подобным территориям следует отнести огромные пространства лесной и таежной зон, а также горные области. Разумеется, и здесь нельзя исключить полностью пылевое загрязнение атмосферы и поступление солей с поверхности. Но в этих условиях их влияние на состав атмосферных осадков можно считать относительно постоянным в пределах весьма обширных площадей.

Химический состав атмосферных осадков формируется в результате совокупности процессов, которые приводят к удалению из атмосферы находящихся в ней веществ. Наибольшую роль в этом играет самая нижняя часть тропосферы (верхняя граница которой располагается на 50–100 м выше земной поверхности), так как приповерхностная часть атмосферы наиболее богата продуктами механических, физико-химических и биологических процессов. Значительную роль при этом играет поступление солей в воздух при транспирации и испарении водных растворов из почвы, сопровождающихся выносом в атмосферу некоторых ионов [8].

Изучение обширного материала по режиму химического состава атмосферных осадков, выпавших в различных местах, показывает, что в том или ином пункте земного шара вместе с атмосферными осадками выпадает примерно постоянное количество солей, определяемое прежде всего ландшафтно-геохимическими условиями данной местности. Таким образом, продуктивность участка поверхности Земли, обуславливающая насыщенность нижних слоев тропосферы химическими элементами, и состав выпадающих здесь осадков есть величина достаточно постоянная и, вероятно, может быть принята в качестве характеристики физико-географических условий наряду с другими показателями. Всего для атмосферных осадков выделено пять типов гидрогеохимических сред, контролирующих мобилизацию (таблица).

Наибольшую работу по гипергенному преобразованию вещества и его геохимической мобилизации осуществляют почвенные растворы, грунтовые воды и напорные подземные воды, относимые к зоне активного водообмена. Она охватывает самые верхние части земной коры, достигая 100–200 м в платформенных и 500–1000 м в горно-складчатых областях. Химический состав почвенных растворов грунтовых вод тесным образом связан с климатической и ландшафтной зональностью. По данным В.А. Ковды (1973 г.) выделены четыре основных типа почвенных растворов. Детальное исследование и определение среднего состава грунтовых вод для различных ландшафтных зон выполнено С.Л. Шварцевым [22].

Наименее минерализованы грунтовые воды районов с развитием многолетне-мерзлых пород. Это связано с тем, что присутствие мерзлых пород препятствует активной инфильтрации атмосферных осадков и обуславливает более короткие пути миграции подземных вод и, следовательно, более активный водообмен.

Маломинерализованные грунтовые воды, формирующиеся в условиях тропической и субтропической областей, характеризуются наиболее высокой интенсивностью водообмена. Они имеют наиболее кислый состав среди вод других районов и высокую (21,9 мг/л) среднюю концентрацию SiO_2 . Интенсивный вынос кремния обуславливает здесь широкое развитие латеритизации.

Для грунтовых вод горных областей характерно дальнейшее увеличение минерализации по сравнению с названными выше провинциями. Интенсивность водообмена в этих районах также весьма высока, что связано с большой амплитудой абсолютных отметок областей питания и разгрузки.

Наиболее минерализованы подземные воды области умеренного климата на щитах и платформах. Сравнительно невысокая расчлененность рельефа обуславливает и невысокую интенсивность водообмена и как следствие – почти в 2 раза более высокую минерализацию по сравнению с другими регионами.

Особое место занимают грунтовые воды зоны континентального засоления, степень которого возрастает с увеличением недостаточности увлажнения. Высокая норма испарения существенно снижает интенсивность водообмена, что и приводит к значительному увеличению концентрации большинства компонентов, формирующих состав подземных вод.

В том случае когда грунтовые воды дренируют хорошо растворимые породы, состав их будет несколько отличаться от зонального. Причем если для карбонатов это увеличение невелико, то для хорошо растворимых гипсов и особенно камен-

Гидрогеохимические среды современного осадочного процесса

Стадии и этапы осадочного процесса	Тип природных вод, контролирующий процессы седименто- и литогенеза	Ландшафтно-климатические и почвенные зоны и геолого-тектонические природные обстановки; особенности водоема и химический тип вод	Минерализация, г/л	pH	Гидрогеохимический тип воды
Гипергенез и мобилизация	Атмосферные осадки	Избыточного и недостаточного увлажнения	0,02	4,0–6,0	HCO ₃ –SO ₄ –Na, N ₂ , O ₂
		Недостаточного увлажнения	0,04–0,05	4,5–6,0	HCO ₃ –SO ₄ –Ca–Na, N ₂ , O ₂
		Сухая	0,1–0,2	5,5–6,5	HCO ₃ –Cl–SO ₄ –Na–Ca, N ₂ , O ₂
	Почвенные растворы	Морских побережий	0,04–0,05	5,0–6,5	HCO ₃ –Cl–SO ₄ –Na, N ₂ , O ₂
		Высокогорных областей	0,025–0,035	4,0–6,0	HCO ₃ –Ca–Na, N ₂ , O ₂
		Кислые аллитные и каолиновые почвы (красноземы и т. п.)	До 0,1	3,0–4,5	Ca–Na, N ₂ , O ₂ , CO ₂
		Кислые ссилитные почвы (подзолы и т. п.)	До 1	4,0–7	То же
		Нейтральные и слабощелочные ссилитные почвы (бурые и т. п.)	1–3	7–8	HCO ₃ –SO ₄ –Ca, N ₂ , O ₂
		Нейтральные и слабощелочные монтмориллонитовые почвы (черноземы и т. п.)	1–10	7–8,5	HCO ₃ –SO ₄ –Cl–Ca, N ₂ , O ₂
	Грунтовые воды	Провинции с развитой многолетней мерзлотой	0,1–0,175	6,5–7,0	HCO ₃ –Ca, N ₂ , O ₂
		Субтропических и тропических областей	0,1–0,2	6,0–6,5	HCO ₃ –Na–Ca–SiO ₂ , N ₂ , O ₂
		Достаточного увлажнения на платформах и щитах	0,3–0,4	6,5–7,0	HCO ₃ –Ca, N ₂ , O ₂
		Горно-складчатых сооружений	0,15–0,25	7,0–7,5	То же
		Сухая	1,0–3,0	7,5	HCO ₃ –SO ₄ –Ca, N ₂ , O ₂
	Подземные воды активного водообмена	В осадочных песчано-глинистых породах	0,2–0,5	7,0–8,0	HCO ₃ –Ca, N ₂ , O ₂
		В вулканогенно-осадочных породах	0,2–0,5	7,5–8,5	HCO ₃ –Ca–Na, N ₂ , O ₂
В осадочных карбонатных породах		0,2–0,6	7,5–8,5	HCO ₃ –Ca, N ₂ , O ₂	
В осадочных сульфатных породах		До 25	7,5–8,0	SO ₄ –Ca, N ₂ , O ₂	
В осадочных галогенных породах		До 300	6,5–7,5	Cl–Na, N ₂ , O ₂	
В метаморфических породах		0,1–0,4	6,5–7,5	HCO ₃ –Ca, N ₂ , O ₂	
В магматических породах		0,05–0,3	6,5–7,5	То же	
Перенос континентальный	Временные водотоки и местный поверхностный сток	Избыточного увлажнения	0,01–0,25	7,5	HCO ₃ –SO ₄ –Ca; N ₂ , O ₂
		Достаточного увлажнения	0,05–0,10	6,0–6,5	HCO ₃ –Ca, N ₂ , O ₂
		Недостаточного увлажнения	0,150–0,25	6,5–7,0	HCO ₃ –SO ₄ –Ca, N ₂ , O ₂

		Сухая	0,25–0,50	7,0–7,5	SO ₄ –HCO ₃ –Cl–Na–Ca, N ₂ , O ₂	
		Горная	0,05–0,50	6,0–6,5	HCO ₃ –Ca, N ₂ , O ₂	
	Реки	Избыточного увлажнения	0,01–0,20	6,0–7,5	То же	
		Достаточного увлажнения	0,1–0,5	7,0–7,5	”	
		Недостаточного увлажнения	0,3–1,0	7,5–8,0	HCO ₃ –SO ₄ –Ca–Na; N ₂ , O ₂	
		Сухая	1,0–3,0	7,5–8,0	SO ₄ –Cl–HCO ₃ –Na–Ca, N ₂ , O ₂	
		Горная	0,05–0,25	7,0–8,5	HCO ₃ –Ca–Na, N ₂ , O ₂	
		Тропическая, влажная	0,02–0,30	6,5–7,0	То же	
Перенос морской	Внутренние моря		5,0–32,0	7,75–8,5	Cl–Na, Cl–SO ₄ –Na, N ₂ , O ₂	
	Океаны	Поверхностная зона	33,0–37,0	7,75–8,5	Cl–Na, мия Si, насыщ. CaCO ₃ ; N ₂ , O ₂	
		Промежуточная и глубинная зоны	33,0–37,0	7,75–8,5	Cl–Na, Si > 3 мг/л, ненасыщ. CaCO ₃ , N ₂ , O ₂	
Седиментация континенталь- ная гумидная	Временные водотоки	Горная и предгорная	0,05–0,10	6,0–6,5	HCO ₃ –Ca, N ₂ , O ₂	
		Реки	Избыточного увлажнения	0,01–0,200	6,0–7,5	То же
			Достаточного увлажнения	0,10–0,50	7,0–7,5	”
			Горная	0,05–0,25	7,0–8,5	HCO ₃ –Ca–Na; N ₂ , O ₂
			Тропическая, влажная	0,02–0,20	6,5–7,0	То же
		Болота	Избыточного увлажнения, верховые	0,01–0,05	6,0–7,0	”
			Избыточного увлажнения, низинные	0,1–0,35	6,0–7,0	”
		Озера	Избыточного увлажнения	0,02–0,08	6,0–7,0	HCO ₃ –Ca–Na; N ₂ , O ₂
			Достаточного увлажнения	0,05–0,25	7,0–8,0	HCO ₃ –Ca; N ₂ , O ₂
			Горная	0,05–0,8	7,5–8,5	HCO ₃ –Na–Ca; N ₂ , O ₂
Седиментация континенталь- ная аридная	Реки	Тропическая	0,025–0,6	7,5–8,5	HCO ₃ –Ca–Na; N ₂ , O ₂	
			Прибрежные лагуны	1,0–34,0	7,5–8,5	Cl–Na, N ₂ , O ₂
			Недостаточного увлажнения	0,7–1,0	7,5–8,0	HCO ₃ –SO ₄ –Ca–Na; N ₂ , O ₂
	Солоноватые озера	Сухая	1,0–3,0	7,5–8,0	SO ₄ –Cl–HCO ₃ –Na–Ca; N ₂ , O ₂	
			Карбонатные	1,5–10	8,5–10,5	HCO ₃ –Na; N ₂ , O ₂
			Сульфатные	1,5–10	8,5–9,0	SO ₄ –Na; N ₂ , O ₂
Седимента- ция морская аридная	Соляные озера	Сульфатно-хлоридные	1,5–10	8,5–9,0	SO ₄ –Cl–Na; N ₂ , O ₂	
			Хлоридные	1,5–10	7,5–8,5	Cl–Na; N ₂ , O ₂
			Карбонатные	До 300	8,5–11,5	HCO ₃ –SO ₄ –Na; N ₂ , O ₂
			Сульфатные	До 325	7,5–9,5	SO ₄ –Mg–Na; N ₂ , O ₂
	Внутренние моря	Сульфатно-хлоридные	До 325	8,0–9,0	Cl–SO ₄ –Na; N ₂ , O ₂	
			Хлоридные	До 350	7,0–8,0	Cl–Na; N ₂ , O ₂
			До 35	7,7–8,5	Cl–Na; N ₂ , O ₂	
Океаны		33–37	7,7–8,5	То же		
	Рифтовые долины		33–37	Cl–Na; N ₂ , O ₂ , CO ₂ , NH ₄		
		Рифтовые впадины, связанные с галогенными формациями				

Стадии и этапы осадочного процесса	Тип природных вод, контролирующий процессы седименто- и литогенеза	Ландшафтно-климатические и почвенные зоны и геолого-тектонические природные обстановки; особенности водоема и химический тип вод	Минерализация, г/л	pH	Гидрогеохимический тип воды	
Диагенез континентальный гумидный	Реки	Избыточного увлажнения	0,075–0,15	6,0–6,5	Cl–Na	
		Достаточного увлажнения	0,25–0,50	6,5–7,0	HCO ₃ –Ca; N ₂ , O ₂	
		Горные	0,1–0,25	6,5–7,5	То же	
		Тропические	0,05–0,20	6,5–7,0	HCO ₃ –Ca–Na; N ₂ , O ₂	
	Болота	Избыточного увлажнения, верховые	0,005–0,075	3,5–5,0	То же	
		Избыточного увлажнения, низинные	0,025–0,30	5,0–6,0	HCO ₃ –Ca; NH ₄	
	Озера	Зоны избыточного увлажнения	0,020–0,08	5,5–6,5	То же	
		Зоны достаточного увлажнения	0,05–0,30	6,5–7,5	HCO ₃ –Ca–Na; N ₂ , CO ₂	
		Горные	0,05–0,50	7,0–8,5	HCO ₃ –Ca; N ₂ , CO ₂	
		Тропические	0,025–0,60	7,0–8,0	HCO ₃ –Na–Ca; N ₂ , CO ₂ , NH ₄	
Прибрежные лагуны		1,0–34,0	7,0–8,5	Cl–Na; N ₂ , CO ₂ , NH ₄		
Зоны недостаточного увлажнения		0,3–1,0	7,0–7,5	HCO ₃ –SO ₄ –Cl–Na–Ca; N ₂ , O ₂		
континентальный аридный	Реки	Сухой зоны	1,0–3,0	7,0–7,5	SO ₄ –Cl–HCO ₃ –Na; N ₂ , O ₂	
		Карбонатные	1,5–10	7,5–9,5	HCO ₃ –Na	
	Диагенез континентальный аридный	Солоноватые озера	Сульфатные	1,5–10	7,0–8,0	SO ₄ –Na
			Сульфатно-хлоридные	1,5–10	6,5–7,5	SO ₄ –Cl
			Хлоридные	1,5–10	6,5–7,5	Cl–Na
			Карбонатные	До 300	8,0–10	HCO ₃ –CO ₃ –Na
		Соляные озера	Сульфатные	До 325	7,0–9,0	SO ₄ –Mg–Na
			Сульфатно-хлоридные	До 325	7,5–8,5	Cl–SO ₄ –Na
			Хлоридные	До 350	6,5–7,5	Cl–Na
			Внутренние моря	До 41	7,0–8,0	Cl–Na; N ₂ , CO ₂ , NH ₄
морской	Океаны	До 41	7,0–8,0	Cl–Na; N ₂ , CO ₂		
	Рифтовые долины	32–37	7,0–8,0	Cl–Na; N ₂ , CO ₂ , NH ₄		
	Рифтовые впадины, связанные с галогенными формациями	200 и более		То же		
	Катагенез элизионный	Поровые воды	Осадочные бассейны континентального генезиса	До 10	7,0–8,5	HCO ₃ –SO ₄ –Cl–Na–Ca; NH ₄ , N ₂

Катагенез рассольный	Седиментационные рассолы	Осадочные бассейны морского генезиса	До 40	6,5–7,5	Cl–Na; NH ₄ , N ₂
		Галогенные формации	До 320	5,5–7,5	Cl–Ca–Na; NH ₄ , N ₂
		Галогенные формации	До 700		Cl–Ca–Na–Mg; NH ₄ , N ₂
Катагенез инфильтра- ционный на платформах	Подземные воды замедленного и весьма замедленного водообмена	Осадочные бассейны континентального генезиса	До 10	6,5–7,5	O ₂ , N ₂ , HCO ₃ –Ca, SO ₄ –Ca–Na, NH ₄ , N ₂
		осадочные бассейны лишенные галоген- морского генезиса	До 70	6,5–7,5	O ₂ , N ₂ , Cl–Na; NH ₄ , N ₂
		развития галогенных формаций	До 320	6,5–7,5	CH ₄ , N ₂ , H ₂ S, NH ₄ , N ₂
Катагенез инфильтра- ционный в горно- складчатых областях	Углекислые воды глубо- кой циркуляции	Гидрокарбонатные	1,9–4,0	6,0–6,5	CO ₂ , HCO ₃ –Ca–Mg(Na); CO ₂
		Горячие сложного состава	До 6,5	7,5–8,5	CO ₂ HCO ₃ –SO ₄ } Na, CO ₂ Cl–HCO ₃ }
		Гидрокарбонатные натриевые	До 10	6,5–7,0	CO ₂ , HCO ₃ –Cl–Na, CO ₂
	Азотные термы глубокой циркуляции	Гидрокарбонатно-хлоридные натриевые	6–25	6,0–6,5	CO ₂ HCO ₃ –Cl } Na, CO ₂ Cl–HCO ₃ }
		Хлоридные натриевые	20–35	6,5–7,0	CO ₂ Cl } Na, CO ₂ Cl–HCO ₃ }
		В массивах кристаллических пород	1	8,9–9,6	N ₂ HCO ₃ (CO ₃) } Na, N ₂ SO ₄ –Cl }
Метагенез	Подземные воды застой- ного режима	В вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах	2	8,0–9,0	N ₂ HCO ₃ (CO ₃) } Na, N ₂ SO ₄ –Cl }
		В песчано-глинистых породах краевых и межгорных впадин	2	7,0–8,0	N ₂ , SO ₄ –HCO ₃ –Ca, SO ₄ –Cl–Na } N ₂ HCO ₃ –Cl–Na }
		В вулканогенно-осадочных породах морских побережий	До 70	7,5–8,5	N ₂ , CH ₄ , H ₂ S, Cl Ca–Na } N ₂ Na–Ca }
		Глубокие (5000–14000 м) части осадочных бассейнов	200	5–8,5	CH ₄ , N ₂ , CO ₂ , Cl–Na–Ca, NH ₄ , N ₂

ной соли химический состав подземных вод имеет аномальный состав, характеризуемый более высокой минерализацией и содержанием отдельных компонентов.

Таким образом, грунтовые воды подразделены на пять типов контрастных гидрогеохимических сред, контролирующих мобилизацию вещества (см. таблицу).

ПРИРОДНЫЕ ВОДЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ПЕРЕНОС ВЕЩЕСТВА

Местный поверхностный сток — это временные водотоки, образующиеся в период, когда поверхностный слой почвы находится в состоянии полной водонасыщенности. Согласно П.П. Воронкову [5], он включает в себя атмосферные воды, стекающие по поверхности элементарных водоемов и местным дренам стока микроручейковой сети. В большом количестве они обычно образуются в горных районах, где приурочиваются к различным расщелинам, промоинам и т. п. Временные водотоки недолговечны, их существование ограничивается обычно десятками часов. П.П. Воронков [5] показал, что химический состав природных вод, формирующих местный сток, тесным образом связан с климатическими и ландшафтными особенностями регионов, кроме того, он во многом сходен с составом атмосферных осадков и грунтовых вод.

Наиболее минерализованы воды местного стока зоны избыточного увлажнения, характеризующейся тундрово-таежным ландшафтом. Несколько более минерализованы воды местного стока зоны достаточного увлажнения лесного и лесостепного ландшафтов. И наконец, наиболее минерализованы воды местного стока сухих зон.

Временные водотоки, объединяемые понятием местного стока, являются самым первым начальным этапом транспортировки мобилизованного вещества от мест разрушения коренных материнских пород к бассейнам осадконакопления.

Всего по особенностям химического состава временные водотоки подразделены на пять типов гидрогеохимических сред, контролирующих начальный этап переноса вещества (см. таблицу).

Поверхностные речные воды являются средой, в условиях которой осуществляется перенос продуктов выветривания к местам формирования основной массы осадков в морях, океанах и различных континентальных депрессиях, чаще всего занятых озерами, а также происходит осадконакопление в руслах и поймах рек. Поэтому речные воды следует рассматривать и как гидрогеохимическую среду современного седиментогенеза.

Формирование химического состава речных вод осуществляется в результате совместного действия следующих источников: атмосферных осадков, временных поверхностных водотоков и подземных вод. Особенности химического состава речных вод во многом связаны с ландшафтно-климатическими и геолого-структурными особенностями водосборного бассейна. Наименьшие минерализации и концентрации большинства компонентов присущи рекам тундрового ландшафта зоны избыточного увлажнения. По мере движения на юг наблюдается закономерное увеличение содержания практически большинства компонентов и соответственно минерализации, которая в сухой зоне степных и полупустынных ландшафтов достигает 1 г/л и более. Эта зависимость четко выдерживается как для меженных, так и для паводковых вод. Для крупных рек (вниз по течению) наблюдается постепенное увеличение содержания компонентов и минерализации.

Химический состав рек наиболее динамичен по сравнению с другими водопоявлениями. Его быстрая изменчивость во времени теснейшим образом связана с характером водного питания. В период снеготаяния и обильных атмосферных осадков основную массу речной воды составляют рассмотренные выше воды местного стока, что обуславливает наиболее низкие (в течение года) минерализацию и содержание компонентов. Максимальные их концентрации и минерализации характерны для летней и зимней межени, когда питание рек происходит в результате разгрузки подземных вод. Роль подземного питания речных вод осо-

бенно велика в тех случаях, когда подземные воды дренируют хорошо растворимые породы или когда происходит разгрузка минерализованных глубоких вод. В этих случаях реки характеризуются аномальными по отношению к ландшафтно-климатическому фону составом и минерализацией.

Для Земли в целом минерализация речных вод и содержание в них химических элементов колеблется в пределах двух порядков. Минерализация, например, изменяется от первых десятков миллиграмм до нескольких граммов в литре. Концентрация водородных ионов изменяется от 6,3 до 8,5. Наибольшее значение рН характерно для речных вод, дренирующих массивы изверженных щелочных горных пород.

Всего по особенностям химического состава речные воды можно подразделить на шесть типов гидрогеохимических сред (см. таблицу).

ПРИРОДНЫЕ ВОДЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ СЕДИМЕНТАЦИЮ

Седиментация в водной среде на континенте осуществляется во всех заполненных водой понижениях рельефа. Это и рассмотренные выше реки, где осадконакопление происходит как в руслах, так и в основном на пойме во время паводка, и постоянные водоемы начиная от болота и до соляных озер.

В зависимости от положения в рельефе и особенностей питания грунтовыми водами болота подразделяются на верховые, переходные и низинные. Последние приурочиваются к отрицательным формам рельефа, поймам рек, впадинам; первые — к водоразделам и пологим склонам. В тундрово-таежной зоне преобладают верховые болота, в лесной — низинные.

Низинные болота, в питании которых основную роль играют грунтовые воды, имеют достаточно высокую минерализацию, сопоставляемую с грунтовыми водами этого района, и значения рН, близкие к нейтральным. Наименее минерализованы воды верховых болот, формирующиеся в основном за счет атмосферной осадков.

Четкая связь гидрогеохимических условий с природой ландшафтно-климатической зональности, установленная для атмосферных, грунтовых и речных вод, выдерживается и для озер, состав которых формируется под влиянием поверхностных водотоков и подземных вод зоны активного водообмена, питающих озера.

Наименьшими минерализациями характеризуются озера тундрового ландшафта. Им присущи крайне низкие концентрации всех компонентов и величины рН порядка 6–7. В лесной зоне, относящейся к районам достаточного увлажнения, минерализация вод обычно выше (до 200 мг/л). Как правило, это гидрокарбонатные воды с рН 6,5–7,5, т. е. равновесные с атмосферной CO_2 . Близкие значения минерализации и содержания растворимых компонентов имеют озера горных ландшафтов. Они больше, чем озера других ландшафтных зон, зависят от состава дренирующих пород.

Гидрогеохимический состав озер во многом зависит от их размеров и объема водной массы. Большие озера аккумулируют маломинерализованные воды во время паводков, являющихся основной приходной составляющей водного баланса озера. Крупные озера также менее подвержены сезонным колебаниям химического состава.

Значительно более контрастен химический состав озер аридной зоны, для которых как величина минерализации, так и содержание отдельных компонентов могут колебаться в широких пределах. Многие озера аридной зоны характеризуются существенной изменчивостью состава по площади. Например, оз. Балхаш, минерализация которого возрастает от 1,2 г/л в устье р. Или до 5,2 г/л в наиболее удаленной от него части.

Наибольшей минерализацией и содержанием отдельных компонентов характеризуются соляные озера. В них концентрации ряда компонентов близки к насыщению, и дальнейшее их увеличение, обычно в результате процессов испарения,

приводит к кристаллизации и образованию солей. В нашу задачу не входит рассмотрение закономерностей галогенеза, детально изученного Л.С. Курнаковым, М.Г. Валяшко, А.И. Дзенс-Литовским, М.С. Жарковым и др. Остановимся только на общей характеристике соляных озер в связи с изучением влияния гидрохимических условий на процессы седиментации и литогенеза.

Условия формирования состава соляных озер весьма сложны и обусловлены широким комплексом природных условий, которые включают климатические особенности региона, его гидрогеохимический режим, состав пород и почв, слагающих его бассейн. В соответствии с принятой классификацией минеральных озер Курнакова–Валяшко выделяются карбонатные, сульфатные и хлоридные типы озер.

Карбонатные озера образуются в районах выветривания алюмосиликатных пород. В результате сложных процессов метаморфизации в озерных водах в больших количествах накапливаются ионы HCO_3^- , CO_3^{2-} и Na^+ и формируются содовые воды с высокими (> 9) значениями рН.

Сульфатные озера характеризуются накоплением в воде ионов SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ и Mg^{2+} , очень высокой (до 320 г/л) минерализацией и значениями рН, близкими к слабощелочным (7–8).

Хлоридные озера характеризуются преобладанием в растворе хлора и натрия. Они часто связаны с галогенными формациями. Их минерализация может превышать 350 г/л.

Область распространения соляных минеральных озер занимает зоны степей, полупустынь и пустынь: в Северном полушарии она полностью охватывает аридную зону, в Южном менее распространена.

Всего для континентальной седиментации выделено 12 типов гидрогеохимических сред в гумидных условиях и 10 в аридных (см. таблицу).

Основная масса осадочных пород имеет морской генезис, т. е. образуется в резко отличных от рассмотренных выше гидрогеохимических условиях. Для океанической и морской воды между величиной солёности и концентрацией макрокомпонентов, включая Вг и Sr, существует хорошо выраженное по вертикали и горизонтали постоянство соотношения [4]. Поэтому обычно в практике океанических исследований используют только первый показатель. Выведены формулы для соотношения между солёностью и, например, концентрацией хлора. К сожалению, это привело к резкому снижению фактического материала по химизму океанических и морских вод, столь необходимого для изучения гидрогеохимических процессов седименто- и литогенеза.

Средняя солёность Мирового океана составляет $34,7^0/00$: в Атлантическом 36,3, в Индийском 34,87, в Тихом 34,3 и в Северном Ледовитом $34,1^0/00$. Различие океанов по величине солёности приводит к стратификации и вертикальной циркуляции вод, вызывая неоднородность гидрохимической структуры водной толщи. Всего в Мировом океане выделяется восемь типов распределения солёности [20].

Для полярных районов характерна достаточно однородная солёность при существенном опреснении поверхностной зоны. Для субполярных областей свойственны те же закономерности при более слабом опреснении верхней зоны. Умеренно тропический тип солёности характеризуется высокими ее значениями у поверхности, опресненной прослойкой в промежуточном поле, возрастанием ее до глубины 2500–3000 м и едва заметными снижениями ко дну. Тропический тип имеет малую не менее минерализованную прослойку, однако мощность верхней более соленой толщи выше. Экваториальный тип изменения солёности по вертикали и его близкий аналог – индомалайский тип характеризуются опреснением самых верхов водной толщи. Но уже на глубине нескольких сот метров солёность достигает максимальных значений. Присреднеземноморский тип имеет высокосолёные зоны на промежуточных глубинах за счет вод, выносимых из средиземных морей. И наконец, североатлантический тип представляет собой трансформацию тропи-

ческого и субполярного типов и характеризуется высокой соленостью на поверхности и отсутствием промежуточных опресненных вод.

Во внутренних морях соленость обычно ниже (в аридной зоне — Красное море, Персидский залив — до $41^{\circ}/_{00}$), а ее стратификация выше. Так, в Черном море она изменяется от $18^{\circ}/_{00}$ на поверхности до $22^{\circ}/_{00}$ в наиболее глубоких его частях, а в Балтийском соответственно от 5 до $14^{\circ}/_{00}$. Для внутренних морей и приустьевых частей больших рек характерно значительное опреснение, связанное с поступлением маломинерализованных вод с континента. Более высокие минерализации глубинных вод во внутренних морях обусловлены придонными противотечениями со стороны примыкающего бассейна.

Распределение в водной толще таких компонентов, как кислород, CO_2 , фосфор и др. зависит от интенсивности развития органической деятельности, которая минимальна в прибрежных частях океана, и ее особенностей.

Специфическими гидрогеохимическими чертами характеризуются придонные океанические воды рифтовых долин срединно-океанических хребтов, где в местах разгрузки подводных гидротерм резко возрастает концентрация металлов и ряда других компонентов и снижается величина рН водной среды.

Аномальным химическим составом отличаются и отдельные впадины подобных долин (Атлантик и др. в Красном море), где соленость воды увеличивается до $100\text{--}200^{\circ}/_{00}$, что обусловлено дренированием подводных гидротерм, связанных с галогенными формациями.

Всего в пределах океанического блока земной коры нами выделено четыре наиболее характерных типа гидрогеохимических сред современной седиментации.

ПРИРОДНЫЕ ВОДЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ДИАГЕНЕЗ

Хорошо известно, что в процессе седиментации вместе с осаждающимся обломочным материалом захватываются и придонные воды, которые после образования осадка становятся иловыми. Это очень важный этап осадочного процесса, который знаменует начало преобразования мобилизованного и осаденного материала в породу. В отличие от мобилизации, переноса и собственно седиментации, когда вода находится в постоянном активном круговороте и выносе продуктов преобразования, иловые, а затем поровые воды с момента образования осадка продолжительное время законсервированы в определенном объеме вновь образуемой породы, что приводит к длительному взаимодействию жидкой и твердой фаз. Вполне естественно, что осадок наследует воды седиментационного бассейна. В то же время в континентальных водоемах иловые воды осадков больше отличаются от вод бассейна осадконакопления, чем в морских. Для верхних частей осадка устанавливается четкая зависимость увеличения концентрации водородных ионов при переходе от вод бассейна седиментации к иловым водам, а затем и к поровым вниз по разрезу до глубины 50–100 см. Это связано с интенсивным аэробным брожением захороненной с осадком органики, в результате которого выделяются CO_2 и H_2S . Это в свою очередь приводит к растворению карбонатов, гидролизу силикатов и переходу в жидкую фазу отдельных химических компонентов. В итоге минерализация и содержание отдельных компонентов в иловых водах выше, чем в водах бассейна осадконакопления. Эта зависимость наиболее четко устанавливается в иловых водах континентальных маломинерализованных бассейнов. Всего для континентального блока земной коры выделено 11 типов гидрогеохимических сред диагенеза в гумидной зоне и 10 типов — в аридной.

Химический состав иловых вод современных осадков морей и океанов соответствует в основном водам бассейна седиментации. В океанах он, как и состав водной толщи, не меняется на протяжении миллионов лет (как минимум до юрского периода). Более изменчив состав иловых вод окраинных и внутренних морей, имеющих, за исключением Красного моря и Персидского залива, более низкую соленость, чем в океане. Их осадки обычно обогащены органическим

веществом и характеризуются более высоким темпом седиментации, что приводит к изменению кислотно-щелочного и окислительного состояния среды иловых вод и соответственно с этим концентрацией химических элементов с переменной валентностью.

Всего для иловых вод океанического блока, которые в целом характеризуются высокой выдержанностью, выделено четыре основных типа гидрогеохимических сред (см. таблицу).

ПРИРОДНЫЕ ВОДЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ КАТА- И МЕТАГЕНЕЗ

Процессы ката- и метагенеза тесно связаны с подземными водами, с которыми породы находятся в постоянном взаимодействии, начиная с момента их образования в бассейнах аккумуляции. Это связанные поровые и свободные гравитационные воды.

Химический состав поровых вод в значительной степени наследуется от вод седиментационного бассейна, претерпевая, конечно, определенные изменения. В целом они подразделяются на две большие группы: поровые воды континентальных образований, минерализация которых не превышает 10 г/л, и морских, с минерализацией 30–40 г/л. В ходе геологической истории поровые воды глинистых отложений в зависимости от состава подземных вод соседних водоносных горизонтов могут претерпевать рассолонение, что характерно для верхних гидродинамических зон, или засолонение. Последнее обычно характеризует районы распространения высококонцентрированных гравитационных рассолов. Иловые воды галогенных формаций составляют особую группу. Их минерализация превышает 300 г/л.

Всего нами выделено три основных гидрогеохимических типа поровых вод, контролирующих процессы элизионного катагенеза.

По мере погружения осадка и закрытия пористости, поровые воды отжимаются в близлежащие хорошо проницаемые коллекторы. Этот элизионный процесс [11, 21] является одним из механизмов формирования подземных вод глубоких водоносных горизонтов.

В пределах глубинных частей осадочных бассейнов элизионный катагенез стадийно переходит в следующий этап осадочного процесса – метагенез. В пределах же блоков земной коры, где элизионные воды вовлекаются в общий их круговорот, начинает работать механизм инфильтрационного катагенеза, различного для платформенных и горно-складчатых областей. И наконец, по мере воздымания территории осадочные породы в итоге попадают в поле деятельности подземных вод зоны активного водообмена, контролирующих гипергенез. Этим заканчивается полный цикл осадочного процесса.

Химический состав подземных вод во многом определяется их гидродинамическими условиями. Обычно для платформенных областей выделяют зоны активного, замедленного и весьма замедленного водообмена [9, 10, 15]. Нами рассматривается также переходная между первыми двумя зона сравнительно активного водообмена [16].

В общем случае нижняя граница зоны активного водообмена проходит несколько ниже местных базисов и находится на платформе где-то в интервале 0–200 м ниже земной поверхности. Подземные воды этой зоны обычно маломинерализованные (< 1 г/л) и имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав. Лишь в водоносных комплексах, связанных с хорошо растворимым гипсом и галитом, их минерализация возрастает от 1,5 до 70 г/л. Далее до уровня 100–200 м ниже уровня океана находится зона сравнительно активного водообмена, в водах которой содержание большинства компонентов и минерализация возрастают. Последняя составляет 1–5, реже 10–15 г/л, тип воды при этом становится хлоридным натриевым.

Нижняя граница зоны замедленного водообмена находится на уровне дна ок-

районных и внутренних морей, т. е. в интервале 500—2000 м ниже уровня океана. Как и верхняя зона, она может включать водоносные комплексы разновозрастных образований (от кайнозойских до докембрийских). Минерализация воды в этой зоне возрастает весьма значительно и может достигать 50 г/л и более, а в районах распространения галогенных формаций — до 300 г/л. Тип воды в этой зоне довольно выдержанный — хлоридно-натриевый.

Ниже находится зона весьма затрудненного водообмена. Это хлоридные натриевые рассолы с минерализацией более 100 г/л. В наиболее глубоких частях разреза они переходят в хлоридные натриево-кальциевые и реже кальциево-натриевые рассолы с минерализацией до 300 г/л. В отдельных глубоких частях разреза встречаются еще более крепкие рассолы. Обычно они связаны с галогенными отложениями, имеют минерализацию 300—400 г/л и характеризуются высоким содержанием всех катионов. Эти наиболее концентрированные (до 600 г/л) внутрисолевые рассолы характеризуют рассольный тип катагенеза.

Химический состав подземных вод горно-складчатых областей существенно отличается от платформенных как по содержанию основных компонентов, так и по составу растворенных газов. Наиболее распространены азотные термальные и углекислые воды.

Углекислые воды широко развиты в структурах альпийской системы, а также в прилегающих к этим структурам зонам эпиплатформенного орогенеза. Происхождение углекислоты в подземных водах этого типа связано с метаморфическим разложением карбонатсодержащих пород, дегазацией глубоких зон коры и мантии, а также очагами магматизма. Углекислые воды формируются в артезианских бассейнах пластово-трещинных вод в осадочных и вулканогенно-осадочных породах, бассейнах трещинно-жильных вод в кристаллических и метаморфических породах и во впадинах, наложенных на кристаллические и метаморфические породы и заполненных осадочными породами. По химическому составу они весьма разнообразны: гидрокарбонатные кальциевые, гидрокарбонатные натриевые, гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, хлоридные натриевые и др., все они характеризуются величинами pH порядка 6,0—6,7. С углекислыми водами обычно связываются наиболее активные преобразования минерального вещества на стадиях ката- и метагенеза. Крупные, в основном молодые, гидрогеологические структуры, содержащие углекислые воды, характеризуются вертикальной гидрогеохимической зональностью, выражаемой сменой геохимических типов вод с глубиной [15]: $Mg^{2+} - Ca^{2+}$, $HCO_3^- - Na^+$, $HCO_3^- - Cl^- - Na^+$, $Cl^- - HCO_3^- - Na^+$, $Cl^- - Na^+$.

Зона распространения азотных термальных вод охватывает структуры альпийской системы и районов эпиплатформенного орогенеза, которые характеризуются глубокими зонами дробиения, способствующими проникновению инфильтрационных подземных вод в глубокие перегретые горизонты земной коры [2]. С.Р. Крайнов и В.М. Швец [15] выделяют следующие структуры и типы азотных термальных вод: бассейны трещинно-жильных вод в массивах кристаллических пород с щелочными, маломинерализованными $HCO_3^- - Na^+$ и $SO_4 - Na^+$ -водами; бассейны пластово-трещинных и трещинно-жильных вод в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах с маломинерализованными, щелочными $HCO_3^- - Na^+$, $SO_4 - Na^+$ и $Cl - Na^+$ -водами; бассейны пластово-трещинных и трещинно-жильных вод в осадочных карбонатных и песчано-глинистых породах краевых и межгорных впадин с минерализацией до 2 г/л и разнообразных ($SO_4 - HCO_3^- - Ca$, $SO_4 - Cl - Na$, $HCO_3^- - Cl - Na$, $Cl - HCO_3^- - Na$) типов и бассейны трещинно-жильных вод в вулканогенно-осадочных породах структур зон тектонической активизации вдоль морских побережий, где формируются минерализованные (до 35 г/л) $Cl - Na - Ca$ и $Cl - Ca - Na$ термальные воды, описанные В.И. Кононовым [13].

Всего для инфильтрационного катагенеза выделено 13 типов гидрогеохимических сред. Рассольный ката- и метагенез характеризуются лишь одной гидрогеохимической средой каждый. Для гипергенеза выделено восемь типов гидрогеохимических сред.

В таблице сведены суммарные результаты соотношения отдельных этапов осадочного процесса с природными водами. Хорошо видно, что все типы природных вод (атмосферные, поверхностные, подземные, океанические) связаны с каким-либо одним, реже двумя (перенос и седиментация) этапами седиментации и литогенеза, т. е. выявляется четкая взаимообусловленность отдельных этапов осадочного процесса с определенным типом природных вод.

Многообразие химического состава типов природных вод в свою очередь определяет изменчивость гидрогеохимических сред отдельных этапов осадочного процесса: мобилизации, контролируемой атмосферными осадками и грунтовыми подземными водами; переноса, связанного с временными и постоянными поверхностными водотоками, а также морями и океанами; седиментацией, происходящей в реках, болотах, разнообразных озерах, морях и океанах; диагенезом, связанным с иловыми водами современных осадков рек, озер, болот, морей и океанов; катагенеза, контролируемого широким комплексом подземных вод зон сравнительно активного, замедленного и весьма замедленного водообмена на платформах и в краевых прогибах, а также углекислыми и азотными водами в пределах горно-складчатых областей; метагенеза, связанного с подземными водами застойного водного режима глубоких зон седиментационных бассейнов, и, наконец, гипергенеза, определяемого подземными водами зоны активного водообмена.

Приведенный анализ показывает, что наибольшая контрастность гидрогеохимических условий характеризует осадочный процесс в пределах континентального блока земной коры, для которого можно выделить девять различных гидрогеохимических сред мобилизации, 13 гидрогеохимических сред переноса, 25 сред седиментации и столько же — диагенеза. Океанический блок земной коры имеет значительно меньшую контрастность гидрогеохимических сред, всего лишь по четыре типа сред переноса, седиментации и диагенеза.

В заключение можно сделать вывод о том, что в ходе осадочного процесса участвующее в нем минеральное вещество претерпевает по меньшей мере от шести до восьми переходов из одной гидрогеохимической среды в другую.

Список литературы

1. *Алексин О.А.* Основы гидрогеохимии. Л.: Гидрометеоздат, 1953. 296 с.
2. *Барабанов Л.Н., Дислер В.Н.* Азотные термы СССР. М.: Изд-во ЦНИИКИФ, 1968. 120 с.
3. *Бурксер Е.С., Федоров Н.Е.* Роль химического состава атмосферных осадков в формировании природных вод // Гидрогеохимические материалы. Т. 24. 1955. С. 24–36.
4. *Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 242 с.
5. *Воронков П.П.* Гидрогеохимия местного стока европейской территории СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 188 с.
6. *Зверев В.П.* Химический состав в атмосферных осадках Черноморского побережья Кавказа // Докл. АН СССР. 1962. Т. 142. № 5. С. 1158–1161.
7. *Зверев В.П.* Энергетика гидрогеохимических процессов современного седиментогенеза. М.: Наука, 1983. 135 с.
8. *Зверев В.П., Рубейкин В.З.* Роль атмосферных осадков в круговороте химических элементов между атмосферой, литосферой и гидросферой // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 12. С. 54–60.
9. *Игнатович И.К.* Зональность формирования и деятельность подземных вод в связи с развитием геоструктуры // Вопр. гидрогеол. и инж. геологии. 1950. № 13. С. 6–22.
10. *Каменский Г.Н., Толстихин Н.И., Толстихина Н.Н.* Гидрогеология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 366 с.
11. *Карцев А.А., Вагин С.Б., Басков Е.А.* Палеогидрогеология. М.: Недра, 1969. 150 с.
12. *Ковда В.А.* Основы учения о почвах. Общая теория почвообразовательных процессов. Т. I, II. М.: Наука, 1975.
13. *Кононов В.И.* Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983. 215 с.
14. *Коротков А.И.* Гидрогеохимический анализ при региональных геологических и гидрогеологических исследованиях. Л.: Недра, 1983. 231 с.
15. *Крайнов С.Р., Швец В.М.* Основы геохимии подземных вод. М.: Недра, 1980. 216 с.

16. *Макаренко Ф.А.* Некоторые результаты изучения подземного стока // Тр. Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР. 1948. Т. 1. С. 51–56.
17. *Овчинников А.М.* Минеральные воды. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 375 с.
18. *Пиннекер Е.В.* Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 332 с.
19. *Толстихин Н.И.* Гидрогеохимическая зональность артезианских бассейнов // Зап. ЛГИ, 1955. Т. 32. Вып. 2. С. 3–9.
20. *Химия океана.* Т. 1, 2. М.: Наука, 1979.
21. *Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 151 с.
22. *Шварцев С.Л.* Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1978. 297 с.
23. *Щербakov А.В.* Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968. 234 с.
24. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. Wash.: US Govern. pr. of., Geol. Surv. Water-Supply Paper. 1973. P. 197.
25. *Livingstone D.A.* Chemical composition of Rivers and Lakes. – Data of Geochemistry. 6 ed. // Bull. US. Geol. Surv. Pap. 440 G., 1963. 99 p.
26. *Manheim F.T., Sayles F.L.* Interstitial water studies on small core samples.// DSDP. Wash., 1969. V. 1. P. 403–410.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
13.III.1990

УДК 552.14:551.733:551.75

© 1991

Япаскурт О.В.

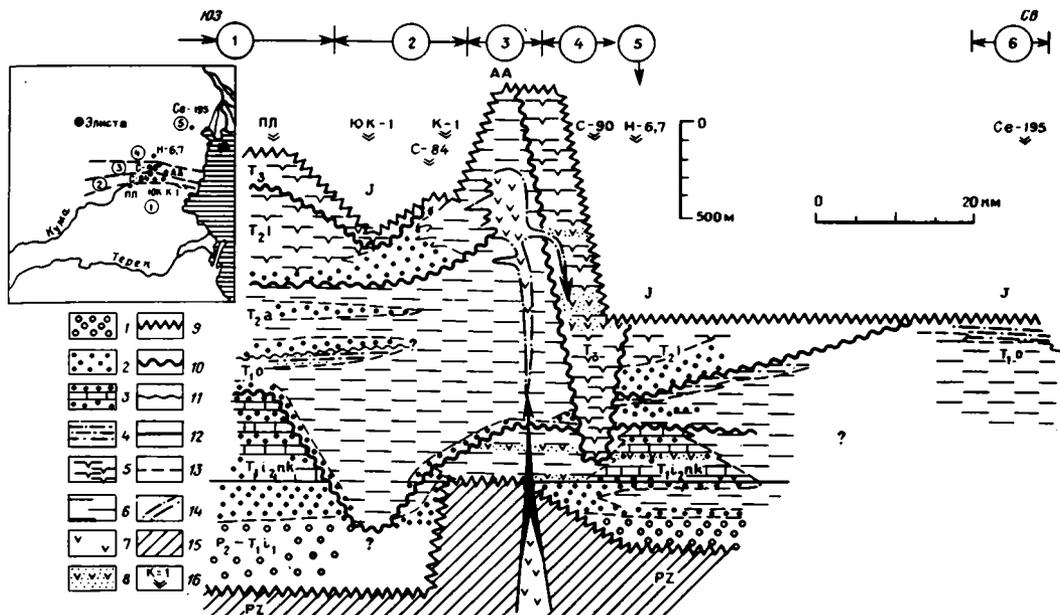
**НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ
СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗА ПЛАТФОРМЕННЫХ ОКРАИН
НА РУБЕЖЕ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ И МЕЗОЗОЙСКОЙ ЭР.**

**СООБЩЕНИЕ 2. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ
В ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ БАСЕЙНАХ ЗАПАДНОГО ПРЕДВЕРХОЯНЬЯ,
ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ И СВОЕОБРАЗИЕ ЛИТОГЕНЕЗА
В ТРИАСЕ**

Дан сравнительный анализ литологических индикаторов геологических событий на рубеже палеозойской и мезозойской эр на объектах, весьма удаленных друг от друга и занимающих существенно разные тектонические позиции. Показана имевшая там место синхронность ряда трансгрессивно-регрессивных этапов седиментации в течение триасового периода. Установлено, что многие своеобразные черты ландшафтно-палеогеографических обстановок в этих бассейнах (преимущественная их мелководность, сильная расчлененность и нестабильность рельефа дна и др.) не имеют полных аналогий с современными морями. Делается вывод о неприемлемости прямолинейных актуалистических построений применительно к реконструкциям позднепалеозойско-раннемезозойских осадочных бассейнов.

В предыдущем сообщении были показаны особенности позднепермской и раннетриасовой седиментации в тесной зависимости от тектонических режимов восточной окраины Сибирской платформы (главным образом Предверхоьяня). Сравним теперь эти данные с литологическими индикаторами геологических событий на объектах, весьма удаленных от вышеупомянутого и занимающих существенно иные тектонические позиции, с тем, чтобы яснее отличить общерегиональные особенности осадко- и породообразования от местных.

Начнем с сопоставления данных о ритмичности строения триасовых фациально изменчивых толщ Западного Предверхоьяня и Восточного Предкавказья. В первом из этих регионов наиболее обстоятельные исследования в данном аспекте проведены А.Ю. Егоровым [1], выделившим здесь семь ритмов, достаточно уверенно коррелируемых в детально охарактеризованных фауной опорных разрезах триаса всего севера Средней Сибири. Известно, что в этих разрезах обособлены два крупных интервала, отвечающие двум трансгрессивно-регрессивным макроциклам седиментации. Первому интервалу, охватывающему нижне- и среднетриасовые образования, соответствуют пять ритмов, а именно: в индском веке (1-й ритм) трансгрессия начиналась, в оленекском (2-й и 3-й ритмы) она очень быстро расширялась на огромные площади, в анизийском (4-й ритм) наступил неустойчивый режим осадконакопления, а в ладинском (5-й ритм) весьма кратковременная трансгрессия сменялась региональным сокращением площади седиментационного бассейна. Следующий затем интервал, образования которого отделены от нижележащих региональным стратиграфическим несогласием и резко изменившимся составом кластогенного материала, включает еще два ритма; 6-й – в карнийском и ранненорийском веках и 7-й – с середины норийского века. Последний пред-



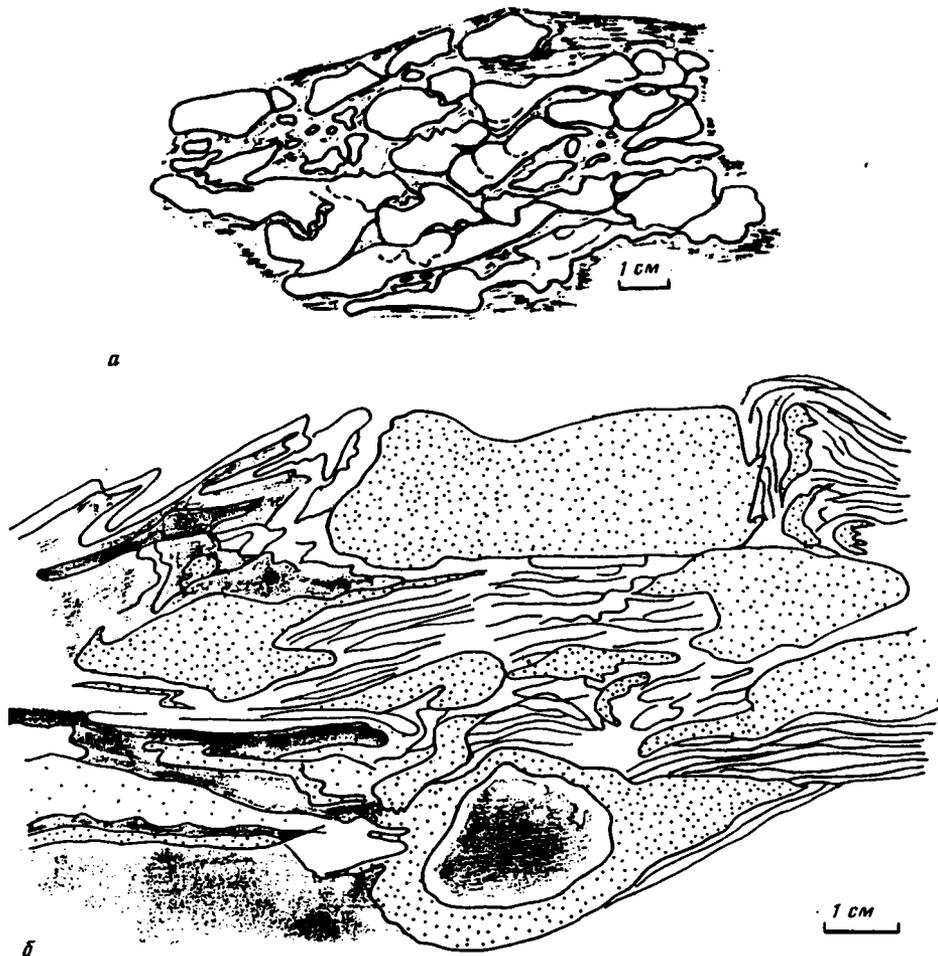
Фиг. 1. Схема фациальных и возрастных соотношений вкострости комплекса пермо-триасовых пород участка Восточного Предкавказья

1-6 - макрофации и фации (1 - AP, BM, 2 - BMP, 3 - BMK, BMSK, 4 - BPP, BPG, 5 - BA, 6 - BUP, BUT, BUS); 7 - интрузии (субвулканические тела T_3); 8 - туфы; 9-14 - границы (9 - региональных несогласий, 10 - основания крупнейших трансгрессивных ритмов, 11 - локальных несогласий, 12 - согласного залегания, 13 - фациальные, 14 - интрузивные); 15 - допозднепермский фундамент; 16 - местоположение и номер скважины (см. точки на врезке): ПЛ-8 (Плавненская), ЮК-1 (Южно-Калмыцкая), С-84, 90 (Светлоярские), К-1 (Калининская), АА - Андраатинская, Н-6, 7 (Надеждинские), СЕ-195 (Семеновская); цифрами в кружках обозначены тектонические структуры: 1 - северная часть Восточно-Маньчского прогиба, 2 - Дадынский вал, 3 - Чограйский прогиб, 4 - Северо-Маньчская моноклираль, 5 - Камышанско-Калмыцкая ступень вала Карпинского, 6 - Семеновский прогиб; пунктиром (на врезке) обозначены границы этих структур

ствлен в большинстве только своей нижней (трансгрессивной) частью из-за сильной эродированности его отложений в предъюрское время.

Все перечисленные ритмы коррелируются [1] с этапностью формирования триасовых отложений стратотипических областей Западной Европы [8]. А.Ю. Егоров доказывал полную синхронность их ритмам седиментации в бассейнах германского триаса. Обратившись же к сравнению с альпийским триасом, этот исследователь совершенно справедливо, на наш взгляд, заметил: там "выделяется меньше ритмов, что, вероятно, связано с недостаточной изученностью" [1, с. 15].

Попытаемся подтвердить это утверждение на результатах работ, проведенных в Восточном Предкавказье. Для этого обратимся вначале к краткой литолого-фациальной характеристике пермо-триасовых толщ в упомянутом регионе. Они тектонически приурочены к эпипалеозойской Предкавказской плите (части Скифской плиты), представляя собой естественно выделяемый и обособленный от выше- и нижележащих отложений угловыми несогласиями комплекс карбонатно-терригенных пород, охарактеризованный в работах [7, 10-12, 17, 18, 24 и др.]. Данный комплекс относится к переходному, или тафрогенному, "занимающему промежуточное положение между фундаментом и чехлом и отражающему переход от геосинклинального режима к платформенному" [10, с. 242]. Он, в отличие от синхронных ему образований Предверхоаяня, мало где обнажен, доступен для изучения преимущественно



Фиг. 2. Текстуальные признаки подводно-коллювиальных образований: *а* – фрагмент узловато-пчельчатой текстуры в глинистом известняке фации БМС (скв. К-2, гл. 4991 м); *б* – следы деформаций не полностью литифицированного глинисто-алевритового осадка БУС (Т_{2а}, Джеланская скв. ДЖ-2, гл. 4887 м)

в керне скважин. Кроме того, его отложения в процессе неоднократных триасовых и послетриасовых структурно-тектонических перестроек были в ряде случаев полностью либо частично эродированы. Поэтому имеется возможность реконструировать только фрагменты некогда обширных седиментационных бассейнов, принадлежавших окраинам зарождавшейся акватории Тетис [14]. Но даже и фрагменты их содержат в себе ценную информацию о специфичности условий раннемезозойской седиментации.

Извлечение такой информации осложняется проблемами местной стратиграфии. Все сводится к тому, что, несмотря на доскональную изученность местных стратиграфических подразделений (свит и подсвит), до сих пор сохраняется неопределенность в трактовке возрастных соотношений некоторых из них. Одной из причин неопределенности является принадлежность многих фаций к обстановкам, переходным между морскими и континентальными, где фауна в значительной степени эндемична, что затрудняет межрегиональные стратиграфические корреляции.

Другой объективной причиной служат глобальные особенности эволюции ор-

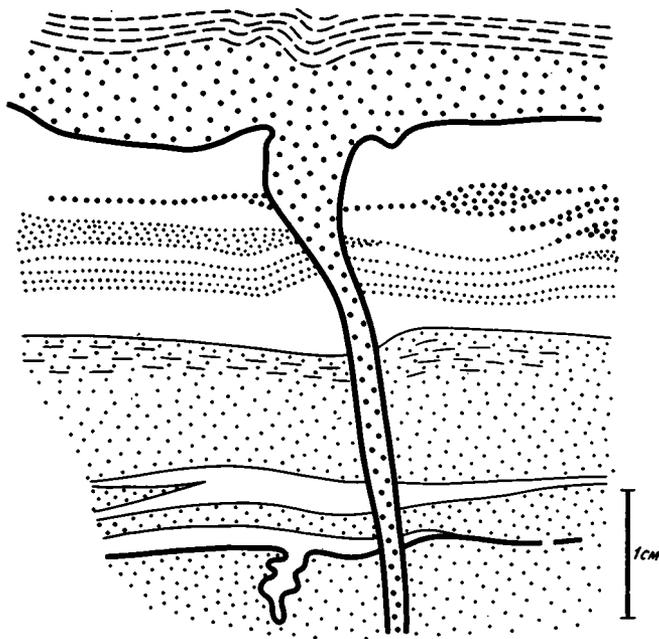
ганического мира, о которых писал Г.П. Леонов: "... Сравнительное изучение "переходных" слоев в различных обстановках Земли показало, как и следовало ожидать, что смена палеозойского мира мезозойским была сложной и длительной, растянутой на значительный отрезок геологического времени — от середины перми до середины триаса, и что граница перми и триаса — лишь условный хронологический рубеж в рамках этого переходного периода" [9, с. 6]. Поэтому большая часть признаков позднепермских форм наследуется многими представителями фауны раннего триаса, что влечет за собой неоднозначную возрастную интерпретацию, даваемую одной и той же находке палеонтологами разных школ. Исключение составляют аммониты, но они здесь встречаются значительно реже, чем в разрезах Сибири. Возможно, что именно поэтому возрастные датировки отдельных свит довольно "свободно" мигрируют у разных авторов, ссылающихся на один и тот же фактический материал. Так, например, различные оценки возраста пород существенно карбонатной нефтекумской свиты попадают в диапазон от нерасчлененных образований поздней перми — раннего триаса (?) [21] до оленекского века раннего триаса полностью [12]. Вопросы стратиграфической датировки некоторых других свит остаются также не вполне однозначными.

В то же время аксиомой любого фациального анализа (вне зависимости от методики его выполнения) служит обязательное наличие стратиграфической основы. Из сказанного вовсе не следует, что, прибегая к литолого-фациальному анализу недостаточно палеонтологически датированных толщ, мы попадаем в замкнутый круг нерешаемых вопросов. Между фациальными и стратиграфическими построениями может устанавливаться и обратная связь. Она возможна там, где выявлены ясные закономерности последовательной смены фаций в разрезе или на площади опорного участка, внутри надежно коррелируемых стратиграфических подразделений. Опираясь на эти закономерности, можно прогнозировать направленность фациальной изменчивости и на соседних с опорными, палеонтологически слабее обоснованных объектах исследования.

Такой методический подход использовался нами в 1988—1989 гг. применительно к изучению разрезов скважин в зоне сочленения Восточно-Маньчжского прогиба с Дадьинским валом, в Чограйском прогибе и на южной окраине вала Карпинского¹ (фиг. 1). В разрезах пермо-триаса было выявлено свыше 50 генетических типов, представляющих до 20 фаций, группируемых в семь главных макрофаций морских, лагунных, озерных и других отложений. Приведем краткий перечень некоторых (наиболее характерных) из них.

Макрофация отложений подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна (БМ) представлена здесь фациями: песчано-алевритовых либо существенно карбонатных осадков открытого подвижного мелководья (БМП и БМК); глинисто-алевритовых и глинисто-карбонатных подводно-коллювиальных отложений (термин предложен в работе [25]) близ крутых склонов дна открытого подвижного мелководья (БМС и др.). Макрофация БУ-отложений, удаленных от берега участков того же бассейна (ниже базиса действия волн), образована следующими фациями: алевритовых осадков области периодического проникновения потоков и течений в неритовую зону, в условиях чередований и перерывов в осадконакоплении, элювирования морского дна и периодического привноса тонкотерригенного материала течениями (БУП); алевропелитовых и известково-глинистых осадков шельфовых западин, с тихоходными условиями застойной гидродинамики (БУТ); карбонатно-глинистых осадков, удаленных от берега мелководного бассейна западин (БУК); глинисто-алевритовых образований оползней и оплывин полулитифицированного вещества (БУС) и др. Выделены также макрофации: отложений затишного (заливно-ла-

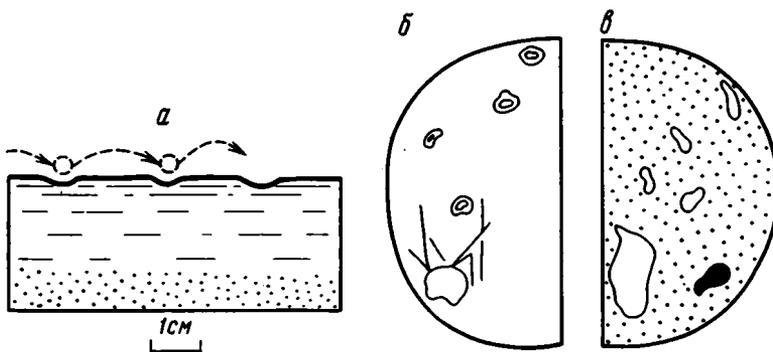
¹ Эти работы выполнены совместно с В.Л. Косоруковым и М.Н. Щербаковой.



Фиг. 3. Текстуры заполнения трещин усыхания песчано-алевритовым материалом в тонкослойной пачке шоколадно-бурых аргиллитов и алевролитов фации БАМ (Т₃, скв. С-90, гл. 3562 м)

гунного) мелководья (БПП, БПГ); периодически осушавшихся полуизолированных и изолированных крупных бассейнов типа лагун и приморских озер, при явных признаках аридизации климата (БАП, БАТ и др.), где обособлены фации глинистых пестроцветных брекчиевидных осадков коллювиальной группы (БАС); отложений дельт и русел временных водотоков (АР) и др. (см. фиг. 1). Привлекает внимание большая распространенность в составе самых разных макрофаций образований типа БМС, БУС, БАС с характерными текстурами конседиментационного взламывания, оползания или оплывания и сложной деформированности полужатвердевшего вещества — глинистого, песчаного или известкового (фиг. 2). Оползневые их перемещения приводили к расчленению на блоки, искривлению блоков, внедрению части песчаного или карбонатного материала внутрь тонкодисперсных илов, но не сопровождалась полным усреднением состава оползневого потока. Эти образования, очевидно, были порождены на относительно крутых уступах дна водоемов.

В тесном парагенетическом единстве с подводно-коллювиальными накоплениями находятся алевритовые сероцветные отложения фаций БУП (нижний триас и анизийский ярус) или пестроцветные — БАП (ладинский ярус и верхний триас), соответствующие обстановкам чередования слабых активизаций гидродинамической среды и пауз в процессе седиментации. О наличии пауз свидетельствуют текстуры "твердого дна", биотурбирования полулитифицированного пелитового осадка с последующим заполнением щелевидных углублений на дне крупно-алевритовым материалом (фиг. 3). А в аргиллитах и мергелях БАП сохраняются клиновидные трещинки усыхания (глубиной от долей миллиметра до 0,5 см), ямки и тончайшая штриховка, представляющие собой следы ударов и царапания дна влекомыми по нему твердыми частицами (фиг. 4). В интервалах между следами перерывов текстура пород тонкослойная линзовидно-прерывистая, либо пологоволнистая, либо штриховатая косая однонаправленная схо-



Фиг. 4. Поперечный разрез (а), кровля (б) и подошва (в) пачки красно-бурых песчаников с лепешковидной дресвой аргиллитов, сменяющихся вверх по разрезу алевролитами и аргиллитами; последние в кровле пачки уплотнены, с вмятинками и царапинами от ударов влекомых потоком частиц по полужатвердевшему грунту; фация БАП (Т₂1, скв. Дж-2, гл. 4448 м)

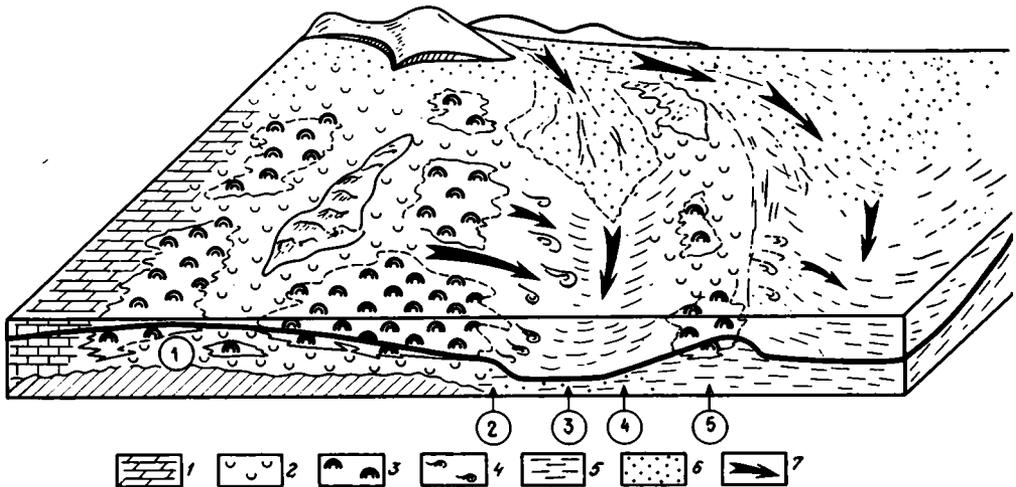
дящаяся. Такие образования ассоциируют с еще более тонкозернистыми, почти неслоистыми осадками фаций БУТ или БАТ, которые несут в себе признаки "спокойной" седиментации, без взмучивания на дне или западин шельфа (БУТ, содержащая включения тонкостенных двустворок и аммонитов), или котловин в лагунах и озерах (БАТ).

Анализируя латеральную изменчивость всех этих фаций, можно заключить, что тектонический режим растяжений и блоково-глыбовых движений приводил к тому, что в раннем триасе и первой половине среднего триаса осадконакопление происходило в постоянно менявшихся обстановках островного мелкого моря с сильно расчлененным рельефом дна, где западины чередовались с отмелями, а береговая линия была изрезана бухтами и заливами.

Как справедливо отметили предыдущие исследователи [12], здесь к началу мезозоя в результате разнонаправленных тектонических нарушений фундамент имел блоковое строение, которое отразилось в рельефе в виде поднятий (горстов) и разделяющих их впадин (грабен). Добавим к этому, что активизация проседаний грабен обусловила контрастные неровности в рельефе дна, что, в свою очередь, отразилось на строении фациальных рядов. Западины, впрочем, не могли быть контрастно глубокими, поскольку в последнем случае неминуемо должны были бы сформироваться более или менее мощные турбидитные флишеидные накопления, а они в разрезах триаса Предкавказья пока что не обнаружены.

Выявляется еще одна особенность триасовых бассейнов седиментации: проседание грабен осуществлялось активнее роста горстовых поднятий, что не способствовало сохранению гористого рельефа питающих провинций и, в свою очередь, могло послужить причиной резкого снижения роли в послепермских осадках не только гравийно-галечного, но и песчаного материала, а также господствующего положения алевроитовых, глинистых или карбонатных компонентов в их составе.

Если теперь обратиться к вертикальным рядам фаций, то практически в каждом разрезе удается наблюдать их многопорядковую ритмичную повторяемость, отвечающую цикличности процессов седиментации. Элементарные циклы (такие, как БМП–БУС–БУП–БУТ и др.) могут быть сгруппированы в мезо- и макроциклы трансгрессивно-регрессивной направленности. Нижний макроцикл охватывает образования до ладинских включительно, а верхний – позднетриасовые отложения. Они разделены перерывом в седиментации и угловым несогласием, отражающим крупную структурно-ландшафтную перестройку в палео-



Фиг. 5. Принципиальная фациально-палеогеографическая модель осадконакопления в раннем триасе (см. фиг. 1)

1–6 – осадки: 1 – пелитоморфные карбонатные и карбонатно-глинистые, 2 – известковые – детритовые, оолитовые, водорослево-комковатые, 3 – водорослевые (биостромы), 4 – оползневые образования (БУС, БМСК и др., см. фиг. 2), 5 – алевропелитовые (БУП, БУТ), 6 – песчано-алевритовые аванделтовых конусов; 7 – направление переноса вещества; цифрами в кружках обозначены участки тектонических зон: 1 – Величаевско-Максимокумского вала, 2 – Дадынского вала, 3 – Чограйского прогиба, 4 – Северо-Маньчской моноклинали, 5 – Камышанско-Каспийской ступени

бассейне. Как видим, это хорошо коррелируется с данными по Сибири, приведенными в работе [1]. В позднетриасовой эпохе главная (морская) область этого бассейна переместилась на юго-запад, в пределы геосинклинали Большого Кавказа и Крыма (о ее осадках там сохранились только фрагментарные данные), а в Предкавказье установилась обстановка всхолмленной равнины с периодически осушаемыми приморскими озерами и лагунами.

Допозднетриасовые образования содержат в себе явные признаки трех мезоциклов, также коррелируемых с этапами седиментации, описанными в работе [1], при условии, что время формирования нижнего мезоцикла (в основном нефтекумская свита) относится ко 2-й половине индского века. Тогда алевропелитовые породы култайской и дьяновской свит (надежно датированные находками в них аммонитовой фауны), а также их возрастные аналоги – существенно глинистые толщи Дадынского вала и Чограйского прогиба (см. фиг. 1) – соответствуют образованиям оленекских трансгрессий. Возникший в индском веке морской бассейн имел особенно неровный рельеф дна (что справедливо отмечено в работе [10]) с участками отмельно-барового мелководья (на территории нынешнего Величаевско-Максимокумского вала и др.), на которых происходило формирование водорослевых банок в сочетании с оолитовыми и мелкодетритовыми илами, а на периферии банок – коллювиальных накоплений типа БУС или БМС (см. фиг. 5). В конце этапа произошла кратковременная регрессия, при которой эти отложения во многих местах были эродированными, что обосновано в работе [17], а также Н.Т. Копыловым (устное сообщение) и не противоречит нашим фациальным построениям.

Следующая затем трансгрессия раннеоленекского времени осуществлялась очень быстро, так как в разрезах фации подводно-коллювиальных или мелководных образований резко сменились существенно глинистыми осадками БУП

и БУТ с включениями аммонитов и другой фауны открытого морского бассейна нормальной солености. В этом отношении данный процесс сопоставим с оленекской трансгрессией на севере Средней Сибири. Так же как и там, в Предкавказском морском бассейне частичная компенсация западин осадками и "опесчанивание" осадков намечаются лишь к концу следующего за оленекским анизийского века. Затем последовал мезоцикл седиментации ладинского века с более скромной начальной трансгрессией, чем в оленекском веке, сменившейся вскоре осушением обширнейших территорий накануне новой, карнийско-ранне-норийской трансгрессии.

СИНТЕЗ ДАННЫХ О СВОЕОБРАЗИИ СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗА В ТРИАСЕ

Итак, триасовые осадочные бассейны весьма разобщенных, существенно различающихся своими тектоническими позициями регионов имели, тем не менее, много общих черт в строении и развитии.

Во-первых, им свойственны преимущественно малая глубинность конечных (морских) водоемов стока и сильная расчлененность рельефа их дна. Этим была обусловлена существенная фашиальная изменчивость разрезов по латерали с развитием там подводно-коллавиальных образований, сочетавшихся с отложениями отмелей, авандельт и шельфовых западин. Последние возникали в результате активизации блоковых проседаний субстрата неравномерной интенсивности по обновленным разломам более древнего (допозднепалеозойского) заложения. Особо подчеркнем, что такие активизации были одинаково присутствию участкам земной коры, испытавшим разные стадии тектонического развития. Так, например, в Предкавказье они проявились на завершающем ("тафрогенном" по [10, 11]) этапе герцинского геосинклинального мегацикла, а в Предвосточные сходные явления были синхронны середине мезозойского геосинклинального мегацикла, которому соответствовал этап активизации палеорифтовых структур окраины древней платформы.

Конечно, разный исходный состав субстрата питающих провинций и различные климатические условия влияли на состав седиментонного осадков этих разных бассейнов. Но было и много общего в их палеогеографии. Синтезируя все это, можно не только согласиться с мнением И.В. Архипова (1984 г.) и Д.П. Найдина [13, 14], высказанным ими о палеобассейне моря Тетис в раннем мезозое, но и утверждать, что оно справедливо применительно к другим бассейнам раннемезозойского возраста. Суть его сводится к тому, что эти палеобассейны не имеют современных аналогов (в смысле буквального подобия нынешней физической карте мира) ни по рельефу дна, ни по характеру распределения глубин, ни по характеру осадконакопления. Поэтому метод прямолинейных актуалистических реконструкций не приемлем [14].

Сказанное не только не противоречит процитированному в первом сообщении мнению Н.М. Страхова о своеобразии триасовых морей, но и согласуется и с развиваемой в настоящее время П.П. Тимофеевым и В.Н. Холодовым концепцией о том, "что с протерозоя до четвертичного периода развитие конечных водоемов стока происходило в направлении от мелководных морских озероподобных водоемов к эпиконтинентальным морям и далее — к эпиконтинентальным морям и океанам" [23, с. 109]. Выполненный ими анализ региональных данных о бассейнах палеозойской эры привел их к однозначному утверждению о том, что основная масса осадков возникала тогда в условиях мелководных проливнообразных водоемов. "Почти повсеместно преобладающими были глубины современного океанского шельфа, подчеркнутые терригенными образованиями, хотя на этом фоне, возможно, местами встречались и более глубоководные глинистые отложения, резко обогащенные органическим веществом" [23, с. 108]. К последним могла принадлежать часть описан-

ных в первом сообщении образований верхоянского миегосинклинального комплекса. Однако это были осадки крупных шельфовых западин, а не абиссально-пелагические образования.

В процессе глобальной эволюции седиментационных бассейнов существенный переломный этап их повсеместных углублений приходился на юрский период и в еще большей мере на конец позднего мела — время рождения океанического ландшафта Атлантики [22]. А на триасовый период, судя по рассмотренным выше данным, приходится прелюдия к позднемезозойскому переломному этапу, когда морские бассейны сохранили во многом преемственность от бассейнов позднепалеозойского времени и в то же время начали приобретать новые специфические черты — прежде всего мозаичную расчлененность рельефа дна с периодическими усилениями проседаний отдельных его блоков.

Второе положение, на котором следует заострить внимание, — это одновременность ряда трансгрессивных и регрессивных этапов развития сильно разобширенных бассейнов в триасе, объясняемая сочетанием активных блоковых проседаний субстрата с весьма вероятными процессами глобальных эвстатических колебаний уровня моря. Детальнейший анализ таких колебаний в привязке к ярусам и биохронологическим зонам стратиграфических разрезов Южной Европы и Северной Америки недавно опубликован американскими исследователями [31]. По их данным, слабый максимум трансгрессий приходится на середину индского века, три более существенных — на оленекский век, после чего следуют регрессия, затем малый "пик" трансгрессии и еще более существенная регрессия в анизии, а потом — новая кратковременная трансгрессия середины ладинского века. В начале позднего триаса, после очень существенной регрессии, неметилось до трех последовательно нараставших трансгрессивных "максимумов", из которых два приходилось на карнийский век, а третий — на начало норийского века, после чего наметился плавный спад, достигший в самом конце триаса примерно изначального уровня моря татарского века пермского периода. С этими данными увязывается все сказанное в предыдущем разделе, а также заключения М. Хосино [27], Э. Хеллема [28], результаты формационных исследований отложений триаса Юго-Восточной Азии Нгуень Бьеу [15] и данные других исследователей [32–34].

Сославшись на перечисленные выше работы, мы не имели в виду одну только синхронность трансгрессивных этапов в качестве единственного обоснования вероятности эвстазии в триасе. Есть и другой важный критерий, четко сформулированный М. Хосино. "На суше образуются поверхности размыва, затем в результате повышения уровня моря происходит осадконакопление и образуется несогласие. Однако в центральной части осадочного бассейна осадконакопление продолжается непрерывно и слои залегают согласно. В таких случаях в локальных обнажениях распознать несогласие невозможно. Судить о нем можно, только изучив геологическое строение всего региона. Многие несогласия, названные выше слепыми, относятся именно к такой категории" [27, с. 53]. И если теперь вновь обратиться к сибирским разрезам, то видно, что этот признак проявлен отчетливо. Например, в Восточном Верхоянье между пермью и триасом существует именно "слепое" несогласие, в Западном Верхоянье выпадение из разреза части отложений индского яруса уже датируется, но только палеонтологически (при кажущейся согласной геологической границе), а в бассейне р. Лены и еще западнее перерыв в низах триаса становится совершенно явным. В Восточном Предкавказье взаимоотношения между позднепермской куманской и вышележащей нефтекумской свитой или между нефтекумской и култайской носят такой же характер: местами перерывы между ними совсем не заметны, местами же нижняя из этих свит выпадает из разреза, а верхняя — трансгрессивно налегает на более древний фундамент (см. фиг. 1).

Итак, признаки колебаний уровня моря в триасе налицо. Вопрос состоит

в том, насколько они были "масштабны". Напомним, что М. Хосино пришел к выводу о том, что это были трансгрессии периода расцвета суши, что, по его мнению, соотносится совершенно однозначно с антропогенными [27]. Нам представляется, однако, что амплитуды эвстатических колебаний уровня моря в триасе были, вероятнее всего, гораздо более скромными по сравнению с трансгрессиями антропогена и позднего мезозоя.

Как подчеркивал еще Н.М. Страхов, суть этого предположения сводится к тому, что расчлененность рельефа суши на континентах в триасе была в большинстве мест невелика (это же находит свое подтверждение и в относительно слабом развитии крупно- и грубообломочных пород в формациях триаса), а если так, то подъем уровня вод всего на единичные метры был способен вызвать быстрое затопление огромных площадей. Это ретроспективно устанавливается на таких примерах, как описанные выше признаки раннеоленинских трансгрессий. При быстрых их темпах сохраняются неровности субстрата, которые в дальнейшем оказывают влияние на мозаичную сменяемость фаций по латерали, особенно четко выраженную в случае малых глубин бассейна.

Причины эвстатических колебаний пока не вполне понятны. Не исключено, что немаловажное влияние оказала активизация подводных излияний базальтов.

Вспышка вулканизма в триасовом периоде не могла не сказаться на своеобразии литогенетических процессов. В свое время Н.М. Страхов, говоря о специфике диагенеза вулканогенно-осадочных отложений, подчеркивал резкую подавленность в них биогенного фактора [20]. Сказанное им имеет прямое отношение и к литогенезу в триасе, так как статистически отложения триаса (по сравнению с палеозойскими) менее насыщены органическим веществом (ОВ). Количественные расчеты, выполненные в глобальном масштабе С.Г. Неручевым, наглядно это подтверждает. "Конец палеозоя — начало мезозоя ($T_1 - T_3$) характеризуется резкой депрессией в интенсивности накопления ОВ снова до раннепалеозойского уровня — $(0,3-0,6) \cdot 10^{13}$ т $C_{орг}/млн. лет^2$ — в результате существенной перестройки биосферы в это время, которая сопровождалась, как известно, ...временным сокращением биомассы и биопродукции, поскольку для вновь появившихся групп растений должно было потребоваться определенное время для широкого распространения и накопления биомассы. Низкий темп накопления ОВ в триасе несомненен... К тому же триасовые осадки характеризуются не только меньшей массой ОВ, фоссилизировавшегося за единицу времени, но и значительно более низкой концентрацией $C_{орг}$ в однотипных фациях по сравнению с осадками как предшествовавшей, так и последующих эпох" [16, с. 21].

Все это находит реальное отражение в своеобразии минеральных парагенезов диагенетической стадии. Это можно продемонстрировать путем сравнений ранне-триасовых пород с позднепермскими или юрскими. В частности, глинистой фракции первых из них свойственно широкое развитие смектитов в отложениях различных фаций, тогда как каолинит (формирующийся, как известно, при низких значениях pH) встречается там значительно реже и, как правило, не является породообразующим минералом. Так, например, в отложениях раннего триаса Виллюйской синеклизы, по данным исследований В.Ю. Ивенсена, Г.В. Ивенсен и А.Ф. Сафронова [2-4, 19], за счет вулканогенного материала основного состава на стадии диагенеза возникли такие минералы группы монтмориллонита, у которых кристаллохимические особенности находились в явной зависимости от физико-химических условий фациальной среды седиментации: в прибрежно-морских и лагунных отложениях формировались среднезарядные разности, а в морских — высокозарядные. В отличие от них, в насыщенных $C_{орг}$ отложе-

² По расчетам того же автора, в позднем палеозое эта цифра составляла около $1,5 \cdot 10^{13}$ т $C_{орг}/млн. лет$, достигая максимальных значений в девоне и перми, обусловленных в первом случае выходом растений на сушу, а во втором — расцветом наземной флоры.

ниях поздней перми возникали низкозарядные высококремнистые монтмориллониты. Вместе с последними в составе значительной части осадков перми изначально немаловажную роль играли гидрослюда и каолинит. Последний присутствует не только в отложениях озерно-лагунного генезиса позднепермской угленосной формации Вилюйской впадины, но и фиксируется и в мелководно-морских, изобилующих текстурами биотурбаций породах верхней части хараулахской свиты поздней перми в Северном Верхоянье. В подобных этому случая важную роль биоса охарактеризовала (со ссылками на работы В. Прийора, 1975 г.) А.Г. Косовская [6] на примерах изучения минералогии взвеси в р. Миссисипи и в поверхностном слое осадков побережья Мексиканского залива. Было показано, что только одни разнообразные роды *Onuphis* и *Calianassa*, перерабатывающие до 40 т глинистого вещества за год, оказывают существенное влияние на изменения состава этого вещества. В кислых условиях пищеварительного тракта уничтожаются смешанослойные минералы, деградирует структура иллита, разрушаются бруситовые слои хлорита и вместе с тем увеличивается роль каолинита.

Таким образом, еще до диагенеза пелитовая фракция может существенно меняться и ее изменения углубляются затем в ходе диагенетической стадии и во многом наследуются катагенетическими процессами. Насыщенные смектинами глинистые породы триаса и породы позднепалеозойской формации преобразуются в одинаковых термобарических условиях одних и тех же зон катагенеза существенно по-разному.

В Вилюйской синеклизе, например по данным, приведенным в работах [3, 5], средне- и высокозарядные разности триасовых монтмориллонитов трансформируются очень постепенно в хлорит и гидрослюду. Однако эти трансформации имеют незавершенный характер в толщах глин однородного состава (таких, как неджелинская свита индского или мономская оленекского возраста с мощностями, достигающими в центре впадины 100–200 м), где большая масса монтмориллонита обеспечивает его значительную инертность ко всяческим преобразованиям. Вследствие этого внутри мощных пластов даже на глубинах порядка 5 км данный минерал может сохраняться в количествах до 95% всей глинистой фракции [5], а вблизи их кровли или подошвы он трансформирован лишь частично в смешанослойные образования с содержанием разбухающей фазы до 60%. В маломощных же пластах глин и в цементе песчаников начало таких трансформаций фиксируется гораздо выше по разрезу – примерно от уровня глубин 1,5–2,5 км, но и там преобразования носят весьма постепенный характер.

В тех же самых осадочных бассейнах высококремнистые разности монтмориллонитов позднепермских пород трансформированы по-иному и гораздо полнее. Они преобразуются преимущественно в диоктаэдрическую гидрослюду. Исследователи, изучавшие эти преобразования [2–4], дали им вполне раздельное автором объяснение, связывающее прямой зависимостью конечный состав аутигенных минералов с составом изначального седиментофонда осадков. Последние в пермских бассейнах Предверхоянья отличались от осадков триаса повышенным содержанием калия в терригенных минералах алевритовой и песчаной фракций. В ходе внутрислойного растворения полевых шпатов и других содержащих упомянутый элемент минералов калий поступал в кристаллическую решетку формирующейся за счет монтмориллонита гидрослюды одновременно с высвобождением оттуда больших количеств кремнезема. Кремнезем мигрировал в межзерновые промежутки в песчаниках. Действительно, описанные нами [29] песчаники перми Хапчагайского вала Вилюйской синеклизы, вскрытые скважинами на глубинах 3–4 км, характеризуются господством кварцевых (порогового и регенерационного) цементов нескольких генераций.

В конечном итоге получается так, что в бассейнах породообразования окраинно-платформенных областей имеет место очень неоднородная степень

трансформированности глинистого вещества внутри осадочного тела, вследствие чего там утрачена та стройная зональность постседиментационных преобразований (постепенно усиливающихся сверху вниз по разрезу), описанная в терригенных формациях миогеосинклиналей и краевых прогибов [6, 29]. Подобные этим преобразования пород автор предлагал выделять в качестве подтипа "катагенеза прерывистого погружения". Они свойственны тафрогенным окраинно-платформенным структурам и наиболее ярко выражены там, где эти структуры образованы отложениями триаса вследствие специфичности седиментофонда последних.

Оказавшиеся в метастабильном состоянии на значительных глубинах гигантские количества смектитов являются "концентраторами" огромной массы воды, SiO_2 и других компонентов, для отдачи которых (в соответствии с детально разработанной В.Н. Холодовым [26] моделью элизионных процессов) требуется определенный импульс — резкое усиление эндогенных термических воздействий. Такие импульсы получают породы, находящиеся в условиях соседних с платформенными окраинами миогеосинклинальных тектонических режимов [30]. Метагенетические преобразования их оказывают также существенные влияния и на направленность процессов литогенеза в окраинно-платформенных областях, в чем мы имели возможность убедиться на примерах, приведенных в предыдущем сообщении. Добавим к этому, что даже в зонах наиболее сильно проявленных постседиментационных изменений черты своеобразия раннемезозойских образований (вплоть до зеленосланцевой стадии метаморфизма включительно) полностью не нивелируются.

* *
*

В заключение подчеркнем, что идеи Н.М. Страхова о необратимости эволюции процессов литогенеза в геологическом времени содержат большие потенциальные возможности для дальнейшего развития путем реконструкций древних обстановок седиментации и их влияний на породообразование с помощью комплексного сочетания детальных литолого-фациальных, стадияльно-геоминералогических и регионально-тектонических наблюдений. Приведенные данные свидетельствуют о том, что явные черты своеобразия ландшафтно-палеогеографических обстановок во многих раннемезозойских бассейнах седиментации платформенных окраин и смежных с ними миогеосинклиналей (а именно преимущественная их мелководность, сильная расчлененность и нестабильность рельефа дна и др.) не находят себе полных аналогий с современными морскими бассейнами. Такие особенности древних условий седиментации были во многом обусловлены особенностями геодинамических режимов (в том числе повсеместной активизацией более древних рифтогенных структур в триасе). Эти своеобразные черты фациальных обстановок осадконакопления в сочетании со специфичностью климата, существенно менявшегося биоса, вспышками вулканизма и усиленной дегазацией мантии в начале мезозойской эры предопределили некоторые (лишь частично отмеченные выше) своеобразия в вещественном составе и структурно-текстурных особенностях осадков, что в свою очередь вполне определенно сказалось на характере и диагенетических, и последиагенетических новообразований в породах того времени.

Конечно, в двух сообщениях невозможно охватить все аспекты затронутой проблемы, но тем не менее изложенный материал свидетельствует о необходимости осторожного подхода к проведению прямых аналогий между современными обстановками осадконакопления и существовавшими в позднепалеозойском и раннемезозойском времени. Поэтому в процессе палеогеографических и палеотектонических построений необходима комплексная оценка всех стадий накопления и преобразования вещества осадочных или вулканогенно-осадочных толщ.

Список литературы

1. *Егоров А.Ю.* Этапы развития и фации триасовых отложений северо-востока Сибирской платформы и Северного Верхоянья: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГРИ, 1983. 16 с.
2. *Ивенсен В.Ю., Ивенсен Г.В.* Глинистые минералы вулканогенно-осадочных отложений раннего триаса Лено-Вилюйской нефтегазоносной провинции. Якутск. Якутское книжное изд-во, 1975. 48 с.
3. *Ивенсен В.Ю., Ивенсен Г.В., Сафронов А.Ф.* Особенности вулканогенно-осадочных формаций перми и триаса Вилюйской синеклизы // Формации осад. бассейнов. V Всесоюз. семинар, 4–5 февраля 1985 г. (тез. докл.). М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 41.
4. *Ивенсен В.Ю., Ивенсен Г.В., Сафронов А.Ф., Сидоров Д.П.* О возможности сохранения коллекторов на больших глубинах в Вилюйской синеклизе // Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М.: Недра, 1980. С. 166–172.
5. История нефтегазобразования и нефтегазонакопления на востоке Сибирской платформы / Под ред. Б.А. Соколова, А.Ф. Сафронова, А.Ан. Трофимука и др. М.: Наука, 1986. 167 с.
6. *Коссовская А.Г.* Проблемы геоминералогии // Литология в исследованиях Геологического ин-та АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 110–158.
7. *Копылов Н.Т.* Особенности тектоники и нефтегазоносности пермо-триасовых отложений Восточного Предкавказья: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ИГиРГИ, 1978. 18 с.
8. *Леонов Г.П.* Основы стратиграфии. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1973. 530 с.
9. *Леонов Г.П.* Историческая геология. Палеозой. М.: Изд-во МГУ, 1985. 381 с.
10. *Летавин А.И., Пустильников М.Р.* Предкавказье // Тектоника Европы и смежных областей (объяснит. записка к международной тектонической карте Европы и смежных областей м–ба 1:2 500 000). М.: Наука, 1978. С. 242–250.
11. Мезозойско-кайнозойские комплексы Предкавказья (строение и корреляция) / Под ред. Гофмана Е.Е., Сорокина И.Э., Егояна В.Л. и др. М.: Наука, 1988. 94 с.
12. *Назаревич Б.Л., Назаревич И.А., Швыдко Н.Н.* Нижнетриасовые отложения Скифской плиты – формации и нефтеносность // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983. С. 123–151.
13. *Найдин Д.П.* Эпейрогенез и эвстазия // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1976. № 2. С. 3–16.
14. *Найдин Д.П.* Тетис: термин и понятие // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1986. № 6. С. 3–18.
15. *Нгуен Бьеу.* Литогенез, осадочные и вулканогенно-осадочные формации позднего фанерозоя Вьетнама: Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Л.: ЛГУ, 1988. 29 с.
16. *Неручев С.Г.* Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 208 с.
17. *Полосин Б.А., Корякина Р.Т.* Новые данные о строении пермо-триасовых отложений Прикумского нефтегазоносного района в Ставропольском крае // Геология нефти и газа. 1980. № 12. С. 12–15.
18. *Савельева Л.М.* Триас Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1978. 91 с.
19. *Сафронов А.Ф., Ивенсен Ю.В., Ивенсен Г.В. и др.* Закономерности изменения коллекторских свойств песчаников Вилюйской синеклизы // Тр. ЯФ СО АН СССР. 1982. С. 77–91.
20. *Страхов Н.М.* Избранные труды. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. М.: Наука, 1983. 638 с.
21. Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. Л.: Недра, 1977. 535 с.
22. *Тимофеев П.П., Еремеев В.В.* Эволюция мезозойского и кайнозойского осадконакопления Атлантического океана // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. Седименто- и литогенез. М.: Наука, 1989. С. 6–13.
23. *Тимофеев П.П., Холодов В.Н.* Бассейны седиментации и условия осадкообразования в истории Земли // Литология (осадочные породы). 27-й междунар. геол. конгр. ... Секция С.04. Докл. Т. 4. М.: Наука, 1984. С. 99–111.
24. *Флоренский И.В., Савельева Л.М., Богачева И.М. и др.* О едином триасовом бассейне Мангышлака и Восточного Предкавказья // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1973. Т. 209. № 6. С. 1401–1404.
25. *Фролов В.Т.* Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
26. *Холодов В.Н.* Формирование газоводных растворов в песчано-глинистых толщах элизионных бассейнов // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983. С. 28–44.
27. *Хосино М.* Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.
28. *Хэллем Э.* Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 328 с.
29. *Япаскурт О.В.* Постседиментационные изменения песчаных пород Приверхоянья // Сов. геология. 1979. № 12. С. 68–79.
30. *Япаскурт О.В.* Эндогенные литогенетические процессы во внутриконтинентальных геосинклинально-складчатых поясах // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1989. № 4. С. 15–25.

31. *Hag B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*. 1987. V. 235. N 4793. P. 1156–1167.
32. *Mutti E.* Cyclicity of sedimentary rocks; a critical reappraisal // *Collog. paleobathymetr.; eustatisme et segunebleau*. 1988. 93 p.
33. *Tanaka K.* An outline of the geology of Japan // *Geol. Surv. Japan*. 1975. 61 p.
34. *Umbgroke J.H.F.* *The Pulse of Earth*. Mirtinus Hague; Nijhoff, 1957. 358 p.

Московский государственный университет

Поступила в редакцию
16.III.1990

УДК 552.14:556.38

© 1991

Холодов В.Н.

**К ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕЗИСА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
ЭЛИЗИОННЫХ ВПАДИН.**

СООБЩЕНИЕ 2. ЧЕЛЕКЕН-БОЯДАГСКАЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ СИСТЕМА

В статье приведены результаты сравнительного анализа тектоники, стратиграфии, гидротермальной деятельности и истории развития антиклинальных структур Челекена и Боя-Дага (Западно-Туркменская впадина). Рассмотрены процессы диапиризма, грязевого вулканизма и формирования рудной минерализации, характерные для элизионных бассейнов.

В статье "На о. Челекен" А.Е. Ферсман очень образно описал геологические процессы, проявившиеся в этом районе: "На острове Челекен все кипит и бурлит. Всюду текут горячие источники, насыщенные разными солями. Мерно качаются "богомолки", выкачивая на поверхность земли нефть. Своёобразно свистят струи углеводородов, выделяющихся на озере. Эта замечательная картина еще дополняется разнообразием осадков, отлагаемых горячими термами: то это ярко-красные или бурые осадки горячих источников, которые образуют целую систему ступенек-блюдеч, сотнями окаймляющих сопки горячих терм, то это сверкающие коробочки серебристого колчедана, покрывающего все предметы, начиная с камней и облицовочных кирпичей и кончая канатами и деревянными частями срубов" [31, с. 167].

Поэтический образ, созданный выдающимся геохимиком и минералогом, не только привлек внимание к деятельности современных гидротермальных растворов, но и положил начало мифу об исключительности и неповторимости этого района.

Между тем широкие геологические и гидрогеологические исследования в северной части Южно-Каспийской впадины показывают, что явления, происходящие на п-ове Челекен, более или менее типичны для всей Прибалханской полосы Западно-Туркменской впадины.

Действительно, деятельность высокотемпературных восходящих источников была установлена на поднятиях Челекен, Небит-Даг, Манжуклы, Боя-Даг, Кум-Даг, возвышающихся среди барханных песков, такыров и солончаков Туркменской низменности и представляющих собой крупные антиклинальные складки, разбитые сложной системой тектонических нарушений.

Обилие термальных изменений высокоминерализованных и нагретых вод в пределах северного обрамления Западно-Туркменской впадины было отмечено в работах В.Н. Вебера и К.П. Калицкого [7], К.П. Калицкого [13], Г.И. Смолко [27], В.Б. Порфирьева [25], Н.В. Тагеевой [29], З.Я. Кравчинского [16], А.В. Щербакова [38, 40], Ю.В. Доброва [12], В.В. Колодия и О.П. Гирдюка [14], М.Г. Валяшко и Л.И. Колодиной [5], Р.И. Плотниковой [23], В.И. Дворова [10], Л.И. Лебедева, И.Б. Никитиной [22] и ряда других геологов и гидрологов.

Причину этого явления следует искать в геологическом строении и истории развития исследуемого региона.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНО-ТУРКМЕННОЙ ВПАДИНЫ И НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ АНТИКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Западно-Туркменская впадина представляет собой крупный прогиб, выполненный кайнозойскими отложениями и с востока обрамленный горными сооружениями мезозоя и палеозоя; депрессия раскрывается в сторону Каспийского моря, а по направлению к пустыням оказывается ограничена массивами Кубадага, Большого и Малого Болхана, а также Копетдага (фиг. 1).

В центральных частях Западно-Туркменская впадина сложена песчано-глинисто-карбонатными отложениями палеоцена, миоцена и плиоцена мощностью до 3 км. На них залегает красноцветная толща, представленная чередованием глин, алевролитов и песчаников мощностью от 3,5 до 5 км, а выше развиты отложения плиоцен-четвертичного комплекса, представленного переслаиванием глин, песчаников и ракушечников. В наиболее полных разрезах толщина этой части чехла достигает 3 км.

Среди поднятий, обрамляющих Западно-Туркменскую впадину, Ю.А. Косыгин [15], вслед за А.Л. Яншиным, предлагает различать структуры, унаследованные от эпигерцинской платформы, к которым принадлежат дислокации Красноводского плато или антиклиналь Большого Балхана, а также складчатую область альпийского пояса, к которой они относят Копетдаг. Платформенная часть обрамления отделяется от впадины крупным глубинным разломом, известным под названием Келькорского нарушения; в отличие от нее альпийская система Копетдага образует сложные складки, которые, по данным М.И. Варенцова и П.Г. Суворова [6], постепенно скрываются под осадочными толщами впадины и прослеживаются в виде цепочек антиклинальных поднятий в плиоцен-четвертичном осадочном чехле.

В пределах Западно-Туркменской впадины выделяется несколько тектонических зон, веерообразно раскрывающихся от хр. Малый Балхан; чаще всего они ограничиваются крупными глубинными или коровыми разломами.

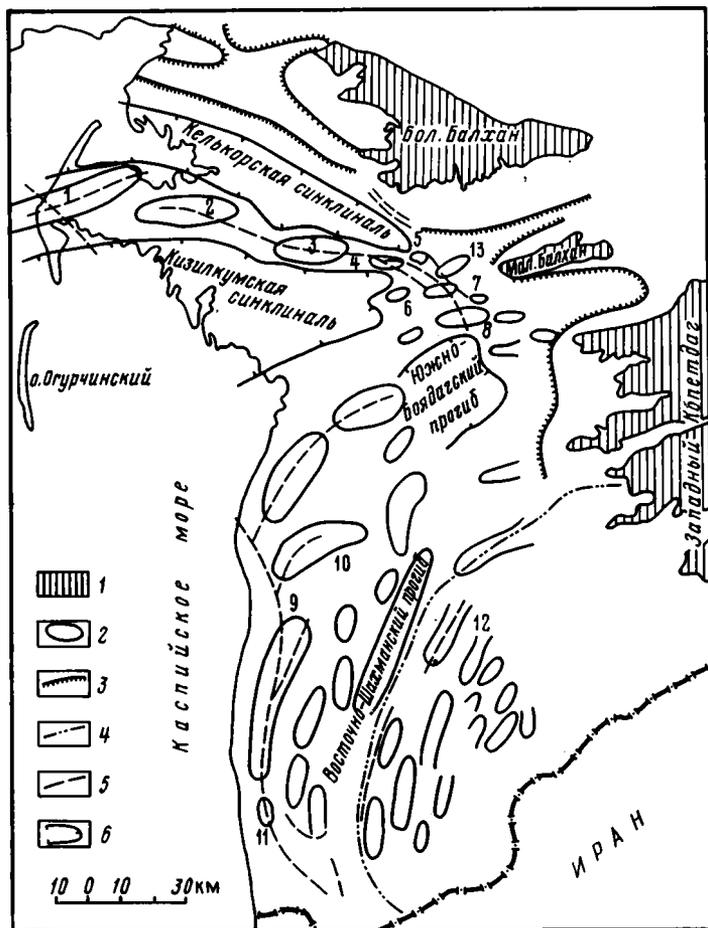
На севере четко прослеживается Келькорская синклиналь – прогиб, имеющий очень сложное строение и отделяющий хр. Большого Балхана от Прибалхашской зоны поднятий (см. фиг. 1).

Южнее располагается целая цепочка антиклинальных складок, вытянутая в северо-западном направлении. В составе Прибалхашской зоны поднятий с юго-востока на северо-запад на суше принято различать антиклинали Кара-Тепе, Монжуклы, Небит-Даг, Бурун, Барсакельмес, Котур-Тепе, Комсомольское и Челекен; продолжением этой структурной линии в море являются Причелекенский купол, банки Жданова, ЛАМ, Губкина, Баринава и Ливанова. Некоторые исследователи [8, 26] к этой же зоне поднятий относят также антиклинали Боя-Даг, Сыртанлы, Кобек и Кум-Даг, расположенные к востоку, у хр. Малый Балхан, хотя, согласно представлениям К.В. Данченко, эта группа тектонических структур принадлежит уже к расположенному южнее Кызылкумскому прогибу.

Несколько общих особенностей сближают поднятия Прибалхашской зоны. Характерно, что размеры и амплитуды складок здесь возрастают в направлении с востока на запад. На юго-востоке преобладают поднятия размером 8×3 км и менее, с амплитудой 0,3 км, тогда как на северо-западе распространены антиклинали размером 60×15 км с амплитудой складчатости 3 км и более.

Очень часто отдельные структуры этой полосы кулисообразно расположены друг к другу и осложнены многочисленными тектоническими нарушениями. Особенно типичны разломы, выходящие за пределы отдельных структур и осложняющие антиклинали Челекен, Небит-Даг, Монжуклы, Кум-Даг и Боя-Даг; с ними нередко связаны жерла древних и современных грязевых вулканов [26].

В ядрах многих антиклиналей этой зоны обнажается красноцветная свита среднего плиоцена, причем, как правило, эти поднятия имеют очень четкое мор-



Фиг. 1. Тектоническое строение Западно-Туркменской впадины [8]

1 – мезозойские и палеогеновые породы горного обрамления; 2 – контуры погребенных антиклинальных складок; 3 – линии крутого погружения мезозоя по геофизическим данным; 4 – ось максимума силы тяжести; 5 – основные глубинные разломы; 6 – контуры крупных синклиналильных структур Антиклинальные складки: 1 – Челекенская, 2 – Котур-Тепе, 3 – Небит-Даг, 4 – Монжуклы, 5 – Урунджук, 6 – Кизилкум, 7 – Кобек, 8 – Боя-Даг, 9 – Окарем, 10 – Камышджа, 11 – Кеймир, 12 – Изат-Кули, 13 – Худай-Даг (Кара-Тепе)

фологическое выражение; так выглядят антиклинали Челекен, Небит-Даг, Монжуклы, Кум-Даг, Боя-Даг, Сартанлы. Целый ряд структур этой полосы включает в себе крупные нефтяные и газовые месторождения (Небит-Даг, Барсакельмес, Котур-Тепе, Челекен, банки ЛИМ, Губкина, Ливанова).

Расположенная южнее Кызылкумская впадина на поверхности выполнена четвертичными отложениями и имеет в плане форму треугольника с вершиной, направленной в сторону Малого Балхана; различные исследователи по-разному проводили южную границу этой депрессии. Согласно представлениям Ю.Н. Година [8], эта впадина поднятиями Куйджик, Гогрань-Даг и Карадашли отделена от Южно-Боядагского прогиба (см. фиг. 1); по более новым воззрениям К.В. Данченко и др. [32], она частично включает в себя Южно-Боядагский прогиб и имеет необычайно сложное строение; здесь в неоген-четвертичных отложениях прослеживаются три складчатые линии, резко сближенные в Прибалханском районе и веерообразно расходящиеся с востока на запад. На севере прослежена линия антиклиналей Монжуклы – Огурчинское, южнее – Кизилкум-

ское — банка Грязный вулкан, а вдоль юго-восточной границы прогиба линия Куйджик — Западно-Окайремское; всего здесь обнаружено или предполагается 16 крупных антиклиналей. Многие складки в передовых частях осложнены грязевыми вулканами.

С юга Кизилкумская депрессия ограничивается Гогрань-Даг-Окаремской зоной поднятий; эта полоса прослеживается от Боя-Дага с северо-востока на юго-запад и юг и включает в себя антиклинали Гогрань-Даг, Карадашлы, Экизакское, Камышлджи, Окарем, Кеймир, Ак-Патлаук, Чикишляр, Бугдайлы, Азмаин и др. С некоторыми складками связаны довольно известные месторождения нефти и газа (Камышлджа, Окарем, Кеймир, Чикишляр) и крупные современные грязевые вулканы.

Характерной особенностью Гогрань-Даг-Окаремской зоны является широкое распространение субмеридиональных разломов, пересекающих складки; по ним западные крылья структур опущены по отношению к восточным.

Крупный Шахманский субмеридиональный прогиб (Восточно-Шахманский), заполненный полого залегающими четвертичными отложениями, ограничивает Гогрань-Даг-Окаремскую зону с востока.

Восточнее расположена Аладаг-Мессерианская зона поднятий, на северо-востоке прилегающая к горным сооружениям Копетдага, а на юго-востоке ограниченная государственной границей СССР. Здесь под покровом слабо дислоцированных неогеновых и четвертичных отложений обнаружены крупные антиклинальные складки, образованные юрскими толщами. Антиклинали этого района хорошо укладываются в тектонические линии. Здесь также обнаружена система субмеридиональных сбросов, осложняющих пликативную складчатость.

Геотектоническое развитие Западно-Туркменской впадины подробно рассмотрено в работах [8, 36, 37]. Было установлено, что с начала кайнозоя и вплоть до неогена на всей территории депрессии господствовало прогибание и накопление осадков. При этом уже в палеогене намечается неравномерность этого процесса, в пределах Прибалханского района прогибание шло интенсивнее, чем в Кеймир-Чишкилярском районе.

Более поздняя история развития депрессии на количественной основе была охарактеризована в работе Т.В. Шварца [37] (табл. 1). Этот исследователь попытался рассчитать скорости прогибания различных частей впадины, разделив замеренную мощность осадочных толщ (H) на время (T) для отложений красноцветной свиты, ачкагыла, апшерона и постплиоцена. В сущности он использовал не скорость осадконакопления, а так называемый темп осадочного породообразования (ТОП); если отбросить интенсивность литолого-фациальных изменений на всей исследуемой территории, то этот показатель несомненно будет отражать относительную тектоническую активность того или иного региона¹.

Кроме этого показателя им была подсчитана скорость роста отдельных антиклинальных поднятий, которую он определил как $(H_{\text{макс}} - H_{\text{мин}})/T$; иначе говоря, Т.В. Шварц взял разность мощностей синхронных осадочных толщ, измеренных в смежной синклинали и на своде складки, и отнес ее к отрезку геологического времени, выраженному в миллионах лет.

Анализируя приведенные в табл. 1 данные, нетрудно заметить, что ТОП во время накопления красноцветной среднеплейстоценовой толщи был достаточно велик и достигал значений, колеблющихся от 2,1 до 4,6 см/100 лет. Характерно, что погружение шло интенсивнее в некоторых частях северной половины впадины (Чекелен, Небит-Даг), нежели на юге (Кеймир, Камышлджа, Окарем). На фоне общего прогибания осуществлялся рост локальных конседиментационных антиклиналей, причем максимальные скорости осадкообразования характеризуют поднятия Кум-Даг и Небит-Даг. Таким образом, наиболее тектонически активной по-прежнему остается северная часть депрессии.

¹ Более подробно различие между скоростью осадконакопления и ТОП было рассмотрено в работе [30].

Интенсивность прогибания (ТОП) и складкообразования в тектонических структурах Западно-Туркменской впадины, см/100 лет [по 37]

Структуры	Отложения			
	красноцветной свиты	акчагыла	апшерона	постплиоцена
Челекен	~4,6 (0,39)	0,28 (0,10)	2,1 (2,1)	(~ 11,3)
Котур-Тепе	~3,1	0,4 (0,06)	5,3 (1,4)	~10,0 (3,8)
Небит-Даг	4,4 (0,62)	1,2 (0,6)	3,0 (1,1)	12,8 (более 12,8)
Монжуклы	~3,9	1,9 (0,7)	4,6	1,8 (~ 15,3)
Урунджук	~2,8	1,5 (0,6)	4,0 (1,8)	1,84 (1,39)
Худай-Даг	~2,0	1,7 (0,41)	2,5 (0,6)	4,57 (3,2)
Кум-Даг	~2,2 (0,66)	1,8 (0,28)	1,8 (0,46)	7,2 (2,0)
Кызылкупм	~1,6	1,6 (0,39)	2,6 (0,24)	9,8 (0,78)
Кобек	~1,6	1,5	1,0	1,21 (1,0)
Боя-Даг	2,4 (0,58)	1,1 (0,9)	2,0	1,84 (9,0)
Окарем	~3,6	1,35 (0,1)	1,9 (0,6)	4,85 (1,23)
Камышджа	~3,4	0,35 (0,07)	1,9 (0,45)	4,78 (0,97)
Кеймир	~2,1	0,35 (0,07)	2,3 (0,6)	6,7 (0,24)
Изат-Кули	-	0,5 (0,4)	2,7 (2,6)	5,5 (4,97)

Примечание. В скобках приведены значения скорости роста, см/100 лет.

Во время акчагыльской трансгрессии и отложения глинисто-терригенных толщ общее погружение региона явно замедлилось; величина ТОП в это время повсеместно падает и в среднем колеблется от 0,28 до 1,9 см/100 лет. Интенсивнее всего накапливаются осадки в районах Монжуклы, Кум-Дага и Худай-Дага, а самое напряженное складкообразование осуществляется в пределах Боя-Дага, Монжуклы, Урунджука и Небит-Дага.

Последующее апшеронское время знаменовалось некоторой регрессией морского водоема, в котором накапливались большие мощности песчано-глинистых отложений. Из табл. 1 следует, что ТОП в это время повсеместно возрастает и колеблется от 1,8 до 5,3 см/100 лет; максимальные прогибания локализуются в районах Котур-Тепе, Монжуклы, Урунджук. В апшеронское время усиливается и складкообразование; оно достигает рекордных значений в пределах Челекена, Изат-Кули, Монжуклы и Урунджука.

В четвертичное время интенсивность прогибания и складкообразование достигают своего апогея; если средняя величина ТОП ограничивается значениями 1,21–12,8 см/100 лет, то рост складок осуществляется с интенсивностью 0,24–11,3 см/100 лет. Центрами наиболее резких погружений осадочного чехла становятся Небит-Даг, Котур-Тепе, Кызылкупм и Кум-Даг, а наибольший рост складок характеризует районы Небит-Дага, Челекена, Монжуклы и Боя-Дага. Именно во время накопления самых молодых осадочных толщ депрессии в ее северной части наряду со складчатостью интенсивно проявляются разломы (сбросы), смещения по которым достигают 150–200 м и более, происходит сильная эрозия растущих тектонических структур и в ядрах антиклиналей обнажаются наиболее древние отложения красноцветной свиты.

Менее активной в тектоническом отношении оказывается область складок Кеймир-Чикишлярской зоны, в которой и прогибание, и рост антиклиналей отличаются весьма умеренными цифровыми значениями.

На основе приведенных данных нетрудно заключить, что вытянутые вдоль Келькорского разлома складки Прибалханской структурной зоны в течение

всей кайнозойской истории Западно-Туркменской впадины вели себя наиболее активно. Здесь, на границе эпигерцинской платформы и альпийской складчатой области осуществлялись наиболее интенсивное прогибание и накопление осадочного материала, особенно резко закладывались крупные разломы и росли многочисленные конседиментационные тектонические структуры, глубоко срезавшиеся эрозией. Эти явления заметно усилились в четвертичное время, когда окончательно сформировалась Прибалханская зона повышенной проницаемости, дренирующая глубокие части Южно-Каспийской элизионной системы. Несмотря на некоторую мозаичность тектонических движений в северной части Западно-Туркменской впадины образовалось несколько узлов современной активной гидротермальной деятельности, среди которых особенно большой интерес представляют антиклинали Челекена, Боя-Дага, а также Кум-Дага, Небит-Дага и Монжуклы.

СТРАТИГРАФИЯ, ТЕКТОНИКА И ГРЯЗЕВОЙ ВУЛКАНИЗМ РАЙОНОВ ЧЕЛЕКЕНА И БОЯ-ДАГА

В Прибалханской группе складок наиболее древними отложениями, обнаженными в ядрах антиклиналей, являются среднеплиоценовые.

Красноцветная свита представлена чередованием известковистых глин бурого, красного и коричневого цвета и пластами косослоистых песчаников и алевролитов. В ней часто наблюдаются поверхности размывов, встречены глиняные катуны и многочисленные русловые врезы. По всей вероятности, эта толща принадлежит к фациям подводной части дельты палео-Узбоя и была отложена в условиях крайней мелководья. По направлению от Челекена к Боя-Дагу и Сыртланлы в составе свиты все большую роль начинают играть пласты песчаников и даже галечников; характерно изобилие сидеритовых конкреций. Мощность 2500–2600 м.

Акчагыл слагается зеленовато-серыми известковистыми листоватыми глинами, содержащими несколько прослоев белого вулканического пепла; в них обильны фосфатизированные рыбные остатки, отражающие их морское происхождение. Мощность 20–30 м.

Апшерон сложен серыми и коричневато-серыми песчанистыми глинами, среди которых располагаются маркирующие пласты ракушечника, песка и вулканического пепла. В центре полуострова особенно широко распространены пласты грязевулканических брекчий. Мощность 260–280 м.

Бакинск и й ярус начинается пластом гастроподового известняка-ракушечника, на котором залегают зеленоватые, серые и розовые глины с прослоями песков и алевролитов. Разрез завершают черные глины. Для толщи характерны подводно-оползневые текстуры. Мощность 180–250 м. лщи характерны подводно-оползневые текстуры. Мощность 180–250 м.

Хазарские слои представлены чередованием ракушняка, состоящих из *Corbicula fluminalis Müll* и черных глин. Мощность 35 м.

Хвалынские отложения слагаются плохо отсортированными песками, в основании которых встречен железистый конгломерат. Мощность 20 м.

Новокаспийск и й ярус, завершающий нормальный стратиграфический разрез исследуемого района, представлен желтовато-серыми песками, слагающими пляжи, барханы и дюны.

Челекенская складка представляет собой крупную брахиантиклиналь, длиной 35 км, шириной 15 км, с амплитудой поднятия относительно смежных депрессий 1700 м.

В центральной части складка рассечена таким большим числом разрывных нарушений, что со времен Н.И. Андрусова [2] ее принято сравнивать с разбитой тарелкой. Из общей массы разломов довольно определенно выделяются сбросы двух систем; первая из них прослеживается в субширотном или северо-восточ-

ном направлении, примерно параллельно оси поднятия; вторая — развита в западной части складки и характеризуется северо-западным простиранием разломов.

На пересечении сбросов двух направлений располагаются ныне действующие грязевые вулканы Западный и Розовый Порсугели, а также Восточный Дагаджик [10, 26, 18]. В центральной части поднятия известен древний грязевой влк. Алигул; особенности строения последнего были описаны в работе. [35].

Боя-Даг — тектоническое поднятие, значительно уступающее по размерам Челекенской структуре; размеры этой субширотной антиклинали с широким и горизонтальным сводом составляют 7×3 км [13, 24]. Крупным сбросом северо-западного простирания складка делится на две части. В ядре западной части обнажаются отложения красноцветной толщи; в центральной части восточной — песчано-глинистые отложения апшерона. Таким образом, восточная часть поднятия считается опущенной по отношению к западной примерно на 280–300 м. Кроме того, восточная часть структуры, по-видимому, сдвинута к северу на 500–600 м.

В западной части Боя-Дага К.П. Калицкий [13] выделил ряд субмеридиональных горстов, осложняющих поднятие: здесь же располагается Кара-Бурун — неск древнего грязевого вулкана в виде столбообразного поднятия, возвышающегося над местностью на 25–30 м. В восточной части антиклинали развиты многочисленные меридиональные нарушения, существенно осложняющие тектоническое строение района.

Следы современной грязевулканической деятельности осложняют как западную, так и восточную периклиналь поднятия. Примерно в 0,5–1 км к западу от Кара-Буруна расположено 5-метровое кратерное озеро, а вблизи от восточного замыкания структуры известна группа небольших сальз и грифонов, действующих поныне.

СОВРЕМЕННАЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

При анализе современной гидротермальной деятельности в пределах Прибалханской зоны антиклинальных структур следует иметь в виду, что газонефтяные месторождения Челекен (Западный Челекен, Алигул, Дагаджик), Котур-Тепе, Небит-Даг, Барсакельмес, Кум-Даг, а также залежи йод-бромных рессолов Челекена разрабатываются на протяжении многих десятков лет; по мере эксплуатации газонефтяных и рессольных скважин пластовые давления заметно снизились и это существенно изменило гидрогеологическую обстановку в исследуемом районе.

В настоящее время многие восходящие источники, а также сальзы и грифоны, некогда широко распространенные на п-ове Челекен, перестали существовать, а многочисленные следы деятельности гидротерм заносятся песками и исчезают.

В работе В.В. Вебера и К.П. Калицкого [7] есть такие строчки: "...Челекен как бы пропитан водой, и топки не только солончаки на низменностях, но и все глинистые берега возвышенности Чохрак; суха только поверхностная корка. Обилие влаги проявляется не только пропитанностью водой глинистых наносов, но и обилием родников" [7, с. 128].

При картировании Челекенской антиклинали К.П. Калицкий описал 375 кратерных озер, грифонов, сальз, сопок, родников и других проявлений элизионной деятельности; характерно, что между этими формами разгрузки существуют весьма постепенные переходы. Наиболее крупными являются кратеры грязевых вулканов Восточный Дагаджик (1 км^2), Розовый Порсугель (100 м в диаметре) и Западный Порсугель (150×50 м); они представляют собой глубокие провалы, заполненные водой, с непрерывно выделяющимися газами. Кратерные озера окружены кольцевыми разломами, по которым образуются террасовидные ступени, опущенные к центру провала.

Кроме крупных грязевых вулканов в пределах Челекенской складки встречаются более мелкие озера, диаметр которых в поперечнике колеблется от 2 до 10 м.

Химический состав термальных вод районов Челекена и Боя-Дага

Структура	Номер пробы	рН	Минерализация, г/л	Na ⁺ + K ⁺ , экв. %	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²
					в числителе – мг/л, в знаменателе – экв. %				
Челекен	11	8,0	67,0	49,41	16,0 0,04	143,48 0,55	3050 2,36	34325 45,60	931,2 0,91
	12	5,1	283,0	38,68	18038 9,62	1945,6 1,70	30,5 0,01	165 243,6 49,79	890,0 0,20
	13	5,1	205,0	38,50	12024,0 9,33	1702,4 2,17	61,0 0,01	113342,0 49,73	800,0 0,26
	14	5,1	248,0	37,30	16192,3 10,14	2480,6 2,56	36,6 0,01	141 130,8 49,95	180,0 0,04
	15	5,0	284,0	38,40	17795,5 9,57	2286,0 2,03	30,5 0,01	164 179,8 49,90	420,0 0,09
	16	5,0	242,0	36,06	17 154,2 10,96	2821,1 2,97	42,7 0,01	138 294,0 49,96	130,0 0,03
	17	5,0	276,0	39,24	18036,0 9,20	1848,3 1,56	36,6 0,01	173044,8 49,87	560,0 0,12
	18	4,4	200,0	41,32	8897,7 6,94	1361,9 1,74	24,4 0,01	113472,0 49,98	23,0 0,01
	19	4,5	237,0	41,26	10821,6 7,06	1556,4 1,68	24,4 0,01	135 457,2 49,97	90,6 0,02
	20	4,6	248,0	40,09	13 266,4 8,10	1799,6 1,81	24,4 0,01	144 322,2 49,95	156,5 0,04
Боя-Даг	21	4,7	130,0	40,64	6092,1 7,41	972,8 2,95	48,8 0,02	71 983,8 49,37	1005,2 0,61
	22	4,7	332,0	38,78	20120,1 9,12	2821,1 2,10	48,8 0,01	195 930,0 49,94	242,2 0,05

Примечание. CO₂ в пробе 11 составляет 720 мг/л (1,13 экв. %), в остальных пробах – не обнаружен; аналитик – М.И. Степанец (ГИН АН СССР).

Очень широко распространены небольшие сопки или сальзы, сложенные грязью, кировыми или железистыми песчаниками. Обычно это конусовидные образования высотой от 0,2 до 3 м и диаметром от 0,3 до 5 м (в основании). В верхней части такой постройки находится кратер, через который на дневную поверхность изливается жидкая грязь, нефть или железистая вода; здесь же осуществляется интенсивная дегазация флюидов.

Мелкие родники, поставляющие на дневную поверхность высокоминерализованные воды, обычно либо трассируют выходы водоносных песчаников красной свиты среднего плиоцена ("джейраньи родники"), либо контролируются многочисленными разломами. Нередко они дают начало ручьям, по течению которых образуются арагонитовые, кальцитовые или баритовые каскады. К.П. Калицкий [7] выделил шесть участков, в пределах которых на Челекене наблюдается особая концентрация термальных проявлений: 1) в западной части полуострова, в районе Мирзабекских разломов, вблизи от бугра Сары-Кая, юго-западнее оз. Западный Порсугель расположено свыше 50 гидротермальных проявлений; они контролируются многочисленными тектоническими нарушениями северо-западного простирания; 2) к востоку от древнего грязевого влк. Алигул, на продолжении Куртепинского сброса, в урочище Кишмишлы расположена

Распределение металлов и галогенов в скважинах п-ова Челекен
(по материалам Челекенского химического завода)

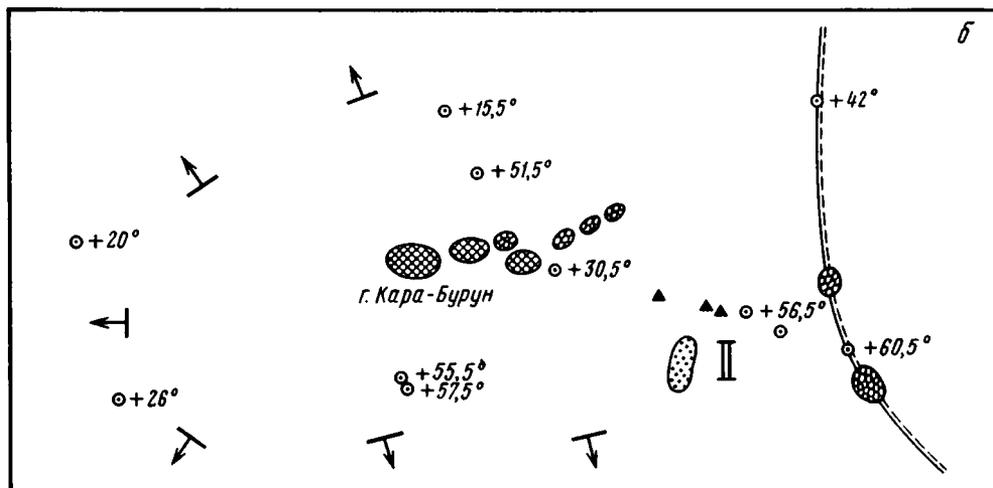
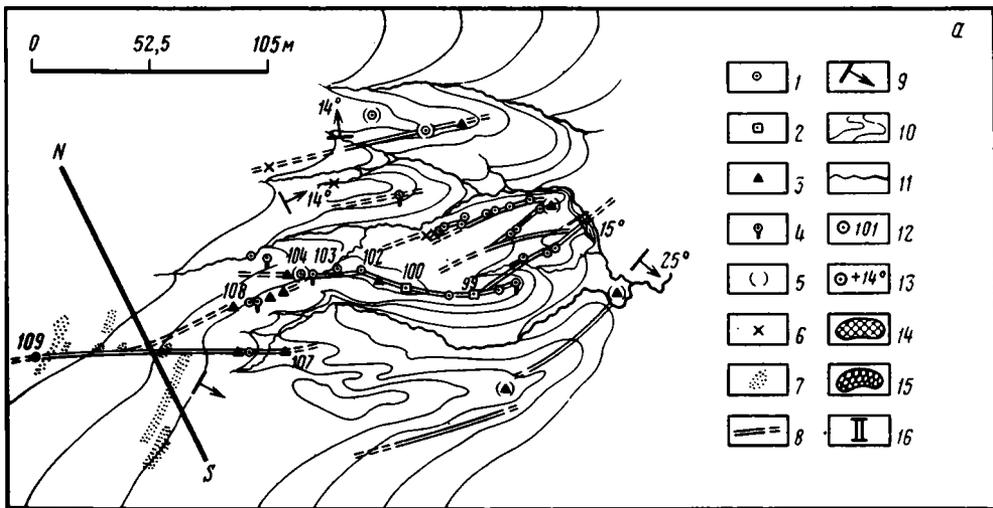
Номер скважины (номер пробы)	T, °C	Глубина скважин, м	Плотность рассола, г/см ³	Содержание, мг/л						Биту-моиды	SiO ₂
				Fe	Zn	Pb	B	Br	I		
г-49 (12)	75	809	1,178	22	6,24	0,98	70	574,6	30,0	Не обн.	15,5
р-166 (13)	76	1020	1,11	1	Не обн.	Не обн.	30	284,6	28,0	"	20,5
э-13 (14)	83	1283	1,170	8	3,46	0,01	34	404,5	29,5	10,4	21,50
э-25 (15)	76	1212	1,180	3,7	5,58	1,4	81	580	28,0	18,0	16,00
э-33 (16)	81	1525	1,163	32	Не обн.	Не обн.	17	528,4	29,5	8,8	20,00
э-36 (17)	77	1408	1,173	10,3	"	"	42	524,0	29,5	8,8	14,00

еще одна группа родников; 3) вдоль южного крыла Челекенского поднятия, к востоку от урочища Кишмишлы, вблизи от субширотных разломов урочища Гогорен известна большая группа термальных проявлений; 4) около 20 родников локализируются на южном крыле складки вблизи урочища Хараз; здесь они контролируются сеткой субширотных сбросов; 5) особенно многочисленны восходящие источники, обнаруженные к западу от солончака Кир-Дагаджик-шюры на юго-восточном замыкании Челекенского поднятия; здесь они локализованы вдоль сбросов северо-западного направления; 6) около 40 родников находится к востоку от Розового Порсугеля, где широко распространены субширотные сбросы, по которым среди отложений красноцветной толщи выходят глины ачкагыла.

По химическому составу и термической характеристике воды Челекена довольно четко различаются между собой. В кратерах крупных грязевых вулканов и на участках, прилегающих к ним, широко распространены сравнительно слабоминерализованные и низкотемпературные хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые воды. Они отличаются небольшой (50–60 мг/л) общей минерализацией, низкими (18–30 °C) температурами и щелочной (рН 7,8–8,6) реакцией. В табл. 2, в которой приводится общая характеристика химического состава наиболее типичных вод Челекена, они представлены пробой 11, отобранной из кратера Розового Порсугеля².

В многочисленных высокотемпературных (50–85 °C) источниках широко распространены хлоридные натриево-кальциевые или хлоридные кальциево-натровые воды; они отличаются высоким (50–280 г/л) содержанием растворенных солей и низкими (5–7) значениями рН. Эту группу вод представляют пробы 12–17, отобранные из скважин Челекенского химического завода (см. табл. 2). Как было показано в работах [7, 9, 10, 21, 22, 39], в высокоминерализованных рассолах этого района содержатся повышенные количества железа, свинца, меди, цинка, молибдена, кадмия, таллия, а также элементов группы галогенов – стронция, бария, бора, брома, йода и др. Данные, приведенные в табл. 3, подтверждают это правило, они дают более полную характеристику шести проб вод, приведенных в табл. 2. По-видимому, основная масса металлов в рассолах находится в форме хорошо растворимых хлоридных комплексов [3, 11, 22]. Следует подчеркнуть, что в термальных рассолах местами содержится также значительное количество нефтяных углеводородов (до 18 мг/л) и кремнекислоты (до 20 мг/л).

² Компонентный состав вод определен в химической лаборатории ГИН АН СССР (аналитик М.И. Степанец).



Фиг. 2. Закономерности распределения восходящих источников в пределах поднятия Челекен (а) и в западной части поднятия Боя-Даг [13] (б)

1-5 - родники (1 - соленые, 2 - с H_2S , 3 - с нефтью, 4 - железистые, 5 - пересохшие); 6 - озокерит; 7 - кировый песчаник; 8 - сброс; 9 - элементы залегания пород; 10 - изогипсы рельефа; 11 - ручьи; 12 - номера источников; 13 - температура воды источника; 14 - брекчии древних жерлов грязевых вулканов; 15 - песчаные трубы протыкания ("сады шайтана"); 16 - канава

Большой интерес представляет изучение газового состава различных источников Челекенского поднятия; многочисленными наблюдениями было установлено, что в них часто присутствуют H_2S , CO_2 , CH_4 , C_3H_8 , C_4H_{10} , N_2 и редкие газы. Все эти компоненты встречаются в водах в самых разнообразных сочетаниях. Происхождение некоторых газов не вызывает сомнения; возникновение, например, газообразных углеводородов несомненно связано с глубокими зонами элизийной системы. Что же касается сероводорода, то весьма возможно, что некоторая его часть возникла в результате деятельности сульфатредуцирующих бактерий в приповерхностной зоне разгрузки [19].

Типичной особенностью Челекенской гидротермальной системы является чрезвычайная пестрота в распределении источников с различным составом вод.

На фиг. 2,а показан фрагмент гидрогеологической карты К.П. Калицкого [7]. Этот исследователь выделил среди термальных источников и родников района проявления, содержащие H_2S , нефть, железо и просто соленые источники, и показал, что один и тот же разлом контролирует поступление растворов разного состава. Выделив железистые, кировые и закрытые сбросы, т.е. не содержащие какой-либо минерализации, К.П. Калицкий тотчас же подчеркнул, что эти признаки никогда не характеризуют тектонические нарушения целиком, а прослеживаются только в отдельных частях разломов. Нельзя не видеть, что такое геохимическое разнообразие минерализации, приуроченной к тектоническим нарушениям, довольно типично для многих элизионных систем, но совсем не характерно для некоторых древних гидротермальных месторождений.

Геохимическая пестрота вод Челекена несколько затрудняет их типизацию по составу. Развивая ранее высказанные представления В.И. Дворова [10], среди этих разновидностей можно выделить: 1) группу вод, в которой проявляет себя карбонатная система (Na^+ , CO_3^{2-} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^-); 2) группу вод, в которой большую роль играют компоненты сульфатной системы (Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}): (SO_4^{2-} , Cl^-); 3) хлоридные рассолы, содержащие повышенные количества железа; 4) хлоридные рассолы, содержащие повышенные количества углеводов нефтяного ряда. Каждая из выделенных разновидностей в процессе элизионной разгрузки составляет свои характерные вещественные следы и весьма существенно отличается от остальных по особенностям зафиксированной среды осадочных толщ минерализации.

Гидрогеология восходящих источников поднятия Боя-Даг во многом напоминает особенности Челекена. Здесь в западной части складки вокруг нека древнего грязевого вкл. Кара-Бурун располагается около 15 кратеров, грифонов, сальз восходящих источников и родников; расположение этих проявлений показано на фиг. 2,б, заимствованной из работы К.П. Калицкого [13].

Наиболее крупными образованиями здесь являются кратерные озера, диаметр которых колеблется от 12 до 2 м. В целом они в миниатюре напоминают впадины Западного и Розового Порсугелей на Челекене. Температура воды изменяется от 15 до 26°C; кратерная вода "кипит" от большого количества выделяющихся углеводородных газов.

Значительно более часто в пределах Боя-Дага встречаются грифоны и сальзы, выделяющие жидкую грязь, воду и нефть; высота их колеблется от 0,2 до 1,5 м. Характерны многочисленные и быстро исчезающие газовые пузыри.

К разломам в районе Кара-Буруна с оперяющим главный сбросодвиг приурочено огромное количество высокодебитных родников [24]. Температура вод в них колеблется от 30 до 60°C; химический состав вод приведен в табл. 2. Очевидно, что здесь преобладают высокоминерализованные натрово-кальциевые хлоридные рассолы с рН 4,4–4,7. Судя по выделению многочисленных сульфидов и гидроксидов железа, остаткам карбонатных и сульфатных травертинов, пленкам нефти и закириванию террас, в этом районе реализуются те же процессы разгрузки и дегазации флюидов и кольматации трещин и скважин, описанные нами в районе Челекена.

Не вызывает сомнения, что все проявления современной гидротермальной деятельности в пределах Челекена и Боя-Дага тесно связаны с пластовыми водами палеоцен-четвертичных отложений.

В последнее время значительный объем поискового бурения, выполненный в пределах Прибалханской зоны складчатости, позволил дать довольно полную геохимическую характеристику подземных вод этого района. По материалам А.В. Кудельского и А. Акмамедова [17] здесь кроме четвертичных водоносных комплексов выделяются апшеронский, акчагыльский, верхне- и нижнекрасноцветный водоносные горизонты.

Наибольшее значение имеют воды, связанные со среднепалеоценовой крас-

Таблица 4

Химический состав подземных вод Челекена и Боя-Дага [18]

Водоносный комплекс	Структура	Номер скважины (глубина опробования, м)	Минерализа- ция, г/л	Na ⁺ + K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
				в числителе – мг/л, в знаменателе – экв.%					
Нижняя часть красноцветной толщи	Челекен	42 (1649–1744)	19,2	<u>7222</u> 48,47	<u>181</u> 0,61	<u>72</u> 0,92	<u>11168</u> 48,62	<u>32</u> 0,15	<u>500</u> 1,13
		45 (1869)	29,5	<u>10603</u> 45,92	<u>680</u> 3,38	<u>90</u> 0,70	<u>17100</u> 48,01	<u>749</u> 1,49	<u>280</u> 0,50
		59 (1928–1960)	37,0	<u>14122</u> 49,30	<u>82</u> 0,32	<u>79</u> 0,48	<u>21000</u> 47,60	<u>440</u> 0,72	<u>1320</u> 1,63
		311 (2623–2638)	25,7	<u>9890</u> 49,19	<u>80</u> 0,46	<u>36</u> 0,35	<u>14040</u> 45,77	<u>1164</u> 3,37	<u>488</u> 0,91
		95 (585–701)	264,2	<u>78400</u> 37,01	<u>19400</u> 10,50	<u>2800</u> 2,49	<u>163300</u> 49,95	<u>205</u> 0,04	<u>67</u> 0,01
		165 (971–1037)	242,9	<u>68800</u> 35,16	<u>19400</u> 11,38	<u>3580</u> 3,46	<u>150875</u> 49,94	<u>240</u> 0,06	<u>12</u> –
Верхняя часть красноцветной толщи	Боя-Даг	10 (1141–1144)	25,2	<u>8625</u> 48,21	<u>220</u> 1,41	<u>40</u> 0,38	<u>12200</u> 44,22	<u>240</u> 0,64	<u>390</u> 5,14
		263 (1584–1661)	20,8	<u>7245</u> 45,14	<u>400</u> 2,86	<u>166</u> 2,00	<u>11005</u> 44,42	<u>1536</u> 4,58	<u>427</u> 1,00
		1 (610–726)	213,1	<u>68057</u> 39,99	<u>11971</u> 8,07	<u>1753</u> 1,94	<u>131350</u> 50,0	–	<u>24</u> –
Апшеронские отложения	Боя-Даг	1 (1162–1194)	147,2	<u>49358</u> 41,96	<u>4953</u> 4,83	<u>1994</u> 3,21	<u>90525</u> 49,87	<u>225</u> 0,09	<u>146</u> 0,04
		3 (1316–1328)	233,9	<u>69322</u> 37,0	<u>18440</u> 11,0	<u>1608</u> 2,00	<u>144485</u> 50,0	Нер	<u>36</u> –

ноцветной толщей; именно этот стратиграфический интервал поставляет на дневную поверхность воды с дебитом 100–120 л/с [20].

Минерализация подземных вод красноцветных отложений колеблется от 10 до 300 г/л. Воды с низкой минерализацией обычно связаны с нижней частью красноцветов (табл. 4); по составу они хлоридные натровые со значительным содержанием карбонатов (0,5–2 г/л) и сульфатов (0,3–2,69 г/л). Более высокоминерализованные (40–300 г/л) воды залегают в верхней части разреза; по составу они хлоридно-натровые, с небольшой примесью сульфатов и карбонатов. Подземные воды красноцветной толщи содержат повышенное количество йода, брома, аммония, бария и стронция. В них присутствуют также значительные количества железа, меди, цинка, свинца и других металлов. Любопытно высокое содержание растворенного органического вещества ($C_{орг}$ 10–158 мг/л, $N_{орг}$ 1,6–18,8%) и нафтеновых кислот (до 4,2 г/л); оно связано с интенсивной бактериальной деятельностью и особенно с деятельностью бактерий, окисляющих нафталин, бензол, толуол и гептан [1].

Растворенные в подземных водах газы имеют углеводородный состав. Содержание метана колеблется от 18 до 98 об.%, количество тяжелых углеводородов составляет 0,3–14%. Содержание азота колеблется от долей до 60%. Отмечено присутствие сероводорода [42].

Водоносный комплекс апшеронских отложений представлен горизонтами песков и алевролитов. Он содержит воды, минерализация которых варьирует от 30 до 240 г/л (см. табл. 4). По составу преобладают хлоридно-гидрокарбонатно-натровые воды с повышенным содержанием йода и нафтеновых кислот [20].

В целом очевидно, что основная масса самоизливающихся источников Челекена и Боя-Дага связана с разломами, дренирующими красноцветную толщу среднего плиоцена. Избыточные пластовые давления, особенно характерные для недр Южно-Каспийского элизионного бассейна, стимулируют высокий дебит родников и обеспечивают периодические извержения грязевых вулканов и сальз.

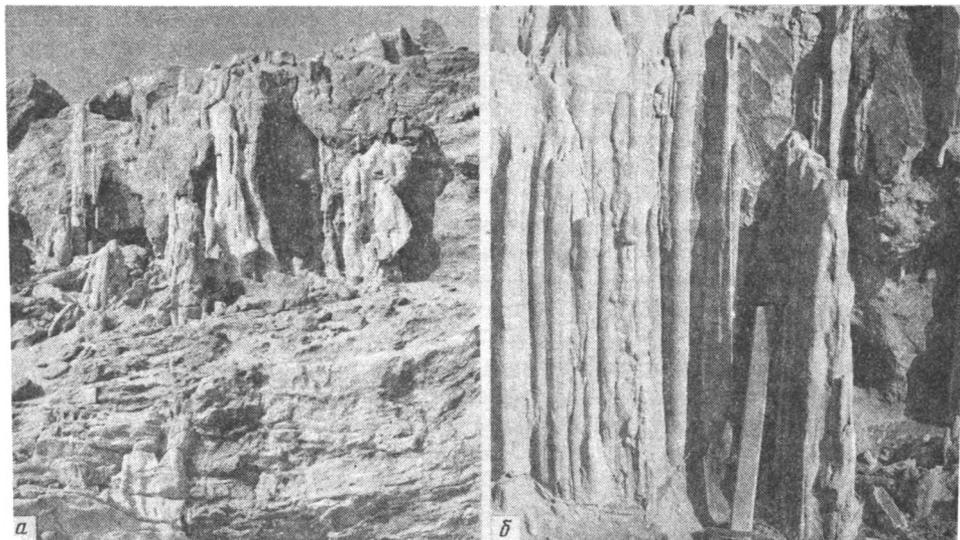
СЛЕДЫ ДРЕВНЕЙ РАЗГРУЗКИ ИСТОЧНИКОВ, ИЗВЕРЖЕНИЙ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ И ДИАПИРИЗМ

Еще в работе К.П. Калицкого [13] было показано, что кировые покровы, представляющие собой следы современных и древних излияний нефти на дневную поверхность, очень широко распространены в ряде районов Челекена. Мощные покровы из кира занимают значительные площади на западном побережье полуострова, между домом Нобила (на севере) и урочищем Гек-Тепе (на юге). Они известны также в урочищах Сюринжа, Ашакен и в окрестностях грязевого влк. Розовый Порсугель.

Значительно реже встречаются отложения травертинов, заполняющие трещины и разломы, а также образующие инкрустации и каскады в глубоких оврагах и саях поднятия Чохрак. По данным А.В. Щербакова [41], общая масса травертиновых карбонатов на Челекене оценивается в $7,5 \cdot 10^8$ т, что отвечает объему $0,3 \text{ км}^3$. В.Б. Порфирьев [24] описал кировые покровы и травертины в пределах Боя-Дага.

Однако наиболее впечатляющие факты, свидетельствующие об интенсивном выдавливании материала из глубин элизионной системы, получаются при наблюдениях над некками древних грязевых вулканов.

В одной из предыдущих работ нами была подробно описана геологическая обстановка в пределах древнего грязевого влк. Алигул, расположенного в центральной части Челекенской антиклинали [33, 35]. Здесь, на пересечении субмеридионального Алигул-Куртепинского разлома и субширотного Куртепинского сброса обнажаются блоки и глыбы самых древних зеленоватых палеогеновых песчаников, слагающих вскрытое эрозией жерло грязевого вулкана; к востоку от него рас-



Фиг. 3 (а, б)

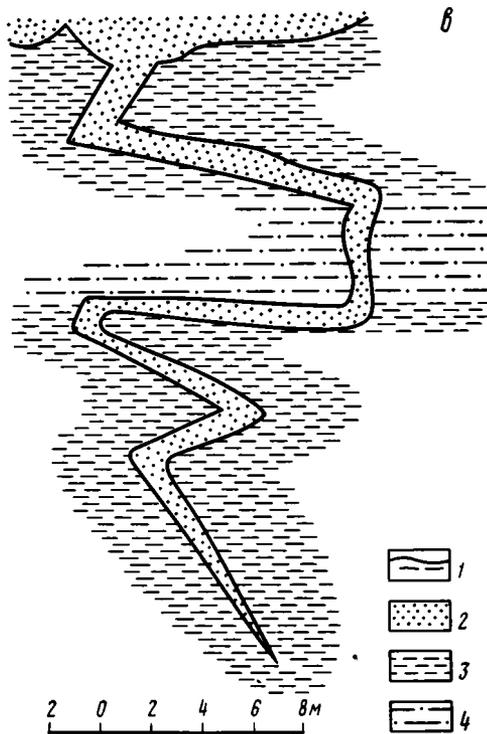
положена зона разлома, рассматриваемая как еще один канал, по которому материал извержений подавался из глубин на дневную поверхность. В пределах этого канала серые карбонатные песчаники образуют весьма своеобразные трубы, системы труб, вытянутые конкреционные тела и другие сложные текстуры, залегающие среди глинистых коричневато-серых песчаников, несущих на себе следы пластического течения (фиг. 3, а, б). В целом создается впечатление, что здесь мы имеем дело с продавливанием одного пластического материала сквозь другой.

Не вызывает сомнения, что подобные соотношения могли возникнуть только в том случае, если бы песчаный и песчано-глинистый материалы были предварительно разжижены под большим давлением, т.е. представляли бы собой полужидкую пульпу. Подтверждением этого является то обстоятельство, что в тех местах, где трещина-разлом сужается и в ней преобладают серые песчаники, от нее во вмещающие глины бакинського яруса внедряется несколько крупных песчаных даек; одна из них изображена на фиг. 3, в.

Вопрос о происхождении кластических даек в элизионных системах Восточного Предкавказья был проанализирован в работе [34]. Установлено, что дайки представляют собой типичные инъекции полужидкой песчаной пульпы в твердые, уже сформированные толщи менее пластичных вмещающих глин. Песчаные пливунуны (или разжиженные пески) образовывались в результате погружения пластов песка на значительные глубины и поступления в них под большим давлением разжижавшего их флюида. Огромные внутренние пластовые давления в песчаном пласте, по-видимому, на отдельных участках начинали превышать геостатическое давление, сцепление между кварцевыми обломками уменьшалось и пласт на некоторое время превращался в пластовый пливун. Образование трещин отрыва во вмещающих песчаное тело глинах сопровождалось внедрением в них полужидкой песчаной массы.

Формирование кластической дайки в какой-то степени напоминало пневматический удар; оно происходило мгновенно, существенно увеличивало объем песчаного пласта и тем самым резко снижало пластовое давление. Падение пластового давления после заполнения трещины сопровождалось цементацией песка карбонатами и отверждением формирующегося песчаника, слагавшего тело кластической дайки; получался как бы мгновенный слепок объема поллой трещины.

Как бы то ни было, но образование даек в данном случае трудно объяснить,



Фиг. 3. Текстуры песчаного диапиризма в обнажениях Челекена

a — общий вид песчано-глинистых пород, заполняющих трещину-разлом в районе Алигула (темное — бурые глинистые песчаники, пропитанные битумом; серый — карбонатные песчаники); *б* — песчаные трубы, сцементированные карбонатами; *в* — кластическая дайка: 1 — контакт песчаника с глиной; 2 — песчаник; 3 — глина; 4 — алевролит

не привлекая аномально высокие пластовые давления (АВПД) и продавливания полужидкой песчаной пульпы вместе с грязебрекчиями во время извержений влк. Алигул.

Весьма сходные следы песчаного диапиризма были обнаружены нами при изучении западной части поднятия Боя-Даг. Здесь господствующей над местностью высотой является вершина Кара-Бурун ("черный нос"); она представляет собой каменный усеченный конус с почти отвесными стенками; высота его достигает 20 м, а диаметр основания не превышает 30 м. Это столбообразное поднятие сложено глыбами и обломками серых, коричнево-серых и рыжево-серых песчаников, диаметр которых варьирует от 1 см до 3 м; вся эта масса сцементирована песчано-алевритовой коричнево-серой грязебрекчией.

Поднятие Кара-Бурун протыкает сланцеватые серые глины апшеронского яруса, залегающие почти горизонтально на своде антиклинали; оно представляет собой жерло древнего грязевого вулкана (некк), обнаженное эрозией [13, 24].

На расстоянии 150–200 м к востоку от Кара-Буруна располагаются еще два останца — жерла вулкана. По размерам они несколько уступают главной вершине, но также слагаются глыбовой грязебрекчией сходного облика и состава.

Между этими останцами и далее, вытягиваясь в линию на северо-восток, располагаются четыре почти округлых в плане участка размерами 15×10 или 10×5 м, в пределах которых залегают трубоподобные серые карбонатные песча-

ники; по текстуре они очень сильно напоминают трубчатые песчаники Алигула и получили туркменское название "шайтанский сад" (фиг. 4). В пределах таких участков огромное число труб серых карбонатных песчаников длиной до 1,5 м образуют целый лес вертикальных "стволов"; они буквально покрывают вершины холмов и слагают ажурную и хрупкую стену.

В контактах между известковистыми песчаниками и серыми тонкослоистыми глинами апшеронского яруса, которые они прорывают, нами были обнаружены также кластические дайки и песчаные инъекции. Это подтверждает предположение К.П. Калицкого [13] о том, что такие участки следует трактовать как трещины, в которые под давлением был инъецирован извергаемый песчаный материал; последний в этом процессе представлял собой полужидкую песчаную пульпу.

До настоящего времени образование таких форм, как выступающие в современном рельефе неки древних грязевых вулканов или трубы "шайтанских садов", трактовалось с позиции их чрезвычайной устойчивости по отношению к процессам выветривания. Считалось, что процессами эрозии были уничтожены значительные объемы вмещающих их пород, а прочие глыбовые брекчии и карбонатные песчаники труб образовали своеобразные останцы.

Не отрицая полностью значения процессов пустынного выветривания в пре-парировании этих своеобразных образований, следует отметить, что наряду с эрозией в их возникновении, по-видимому, большую роль играют процессы диапиризма. Действительно, песчаные плывуны, возникающие на глубине под действием АВПД, тиксотропного встряхивания при землетрясениях и ряда других факторов, могли весьма активно продавливаться снизу вверх и достигать современного эрозионного среза. Здесь резкая дегазация и падение пластовых давлений определяли возможность затвердевания и цементации песчаников и формирования выступов рельефа, связанных с диапиризмом.

Таким образом, выступающие над местностью столбоподобные формы могли возникнуть как порождение и экзогенных, и эндогенных сил. Сказанное в значительной степени относится и к тем формам рудной минерализации, которая широко развита в приразломных зонах Челекена и Боя-Дага.

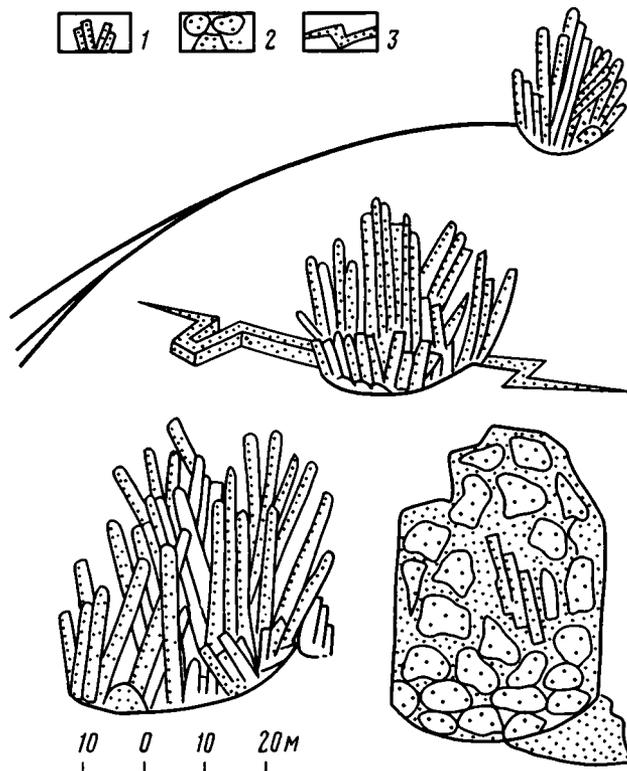
На фиг. 5 приведены наиболее типичные случаи залегания сульфидных и озокеритовых скоплений в пределах Прибалханской зоны складок; подавляющее большинство этих образований, так же как и современные гидротермальные источники, четко контролируются разломами.

Весьма любопытен пример, изображенный на фиг. 5, I. Здесь показано крупное песчаное тело, внедренное по сбросовой трещине, детально изученной в районе урочища Гогорен; в висячем крыле разлома обнажаются глинистые породы апшерона, а в лежачем – песчаники красноцветной толщи. Песчаное тело, внедрившееся вдоль тектонического нарушения, напоминает кластическую дайку и четко выступает в рельефе, возвышаясь над окружающей местностью.

Каверны, поры и трещины в песчанике заполнены корками полупрозрачного кальцита, на которых нарастает радиально-лучистый барит с мелкими включениями марказита. Песчаник, вмещающий минерализацию, мелкозернист и сцементирован карбонатно-гипсовым цементом.

В осыпи, окружающей песчаный выступ и сложенной тем же мелкозернистым песчаником, встречены многочисленные плотные и землистые агрегаты серы [4].

Если отбросить все признаки вторичного гипергенного окисления и серообразования, то возникновение такой кластической дайки можно трактовать как движение разжиженного песка по разлому, дегазацию разжижающего флюида у дневной поверхности и затвердевание песчано-карбонатно-гипсовой пробки в результате резкого падения растворимости сульфатов и карбонатов. С этой точки зрения образование сульфидов и барита представляет собой частный случай общей дегазации термальных растворов. Само собой разумеется, что после формирования



Фиг. 4. Схематическая зарисовка "шайтанских садов" Боя-Дага
 1 - песчаные трубки; 2 - некк. сложенный грязеврежечий;
 3 - кластические дайки

минерализованного тела кластической дайки она подвергалась процессам окисления и эрозии.

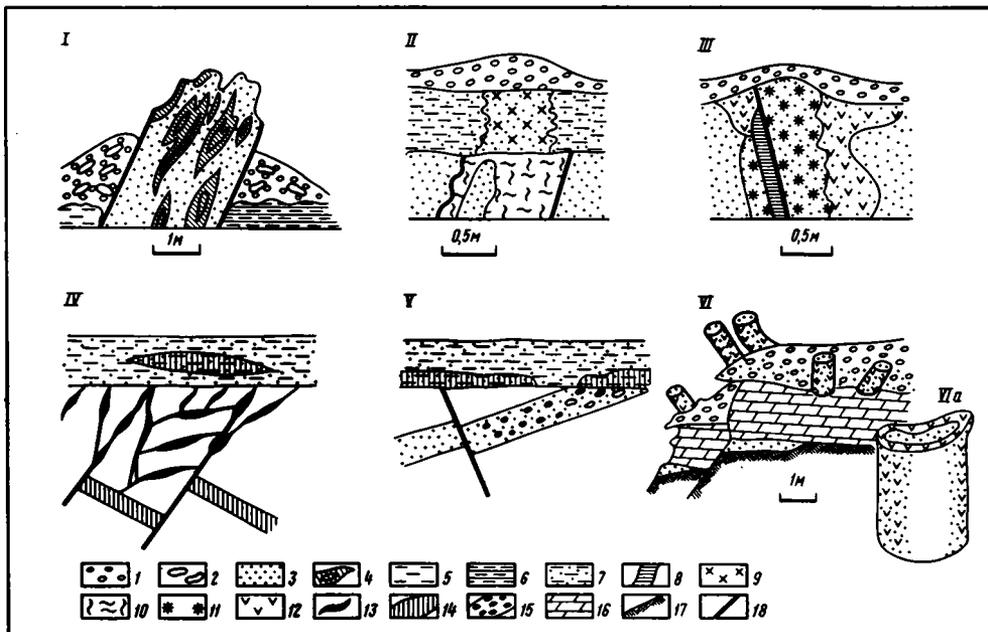
Возможно, сходное происхождение имеет песчаное тело, залегающее в зоне разлома среди сильно деформированных и перемятых глин (см. фиг. 5, II); оно состоит из песчаника с железисто-гипсовым гидроксидным цементом.

Не менее показателен случай VI, где изображены условия залегания песчанисто-гидроксидных железных "труб", широко распространенных в различных районах п-ова Челекен (урочища Хараз, Ашакен и др.). Песчано-гидроксидные трубы имеют диаметр от 5 до 50 см и высоту до 1,5 м; их центральные части сложены чистым, неминерализованным песком (иногда они становятся полыми), а периферические — крепким песчаником, цементированным гидроксидами железа и гипсом.

Трубы пространственно связаны с пластами песчаников, плотно цементированных гидроксидными железами; такие толщи склонны образовывать грибовидные формы выветривания или скрываться в четвертичных осыпях [7, 10].

Как правильно указал В.И. Дворов [10], в истории образования железных труб Челекена следует выделять два этапа: 1) сульфидизированных и 2) гидросидно-сульфатных песчаников, причем первый предопределял все морфологические особенности этих образований в дальнейшем.

В настоящее время не вызывает сомнения, что формирование цилиндрических тел сульфидизированных песчаников развивается при продавливании разжиженного флюидом песка в зоны пересечения разломов и другие зоны повышенной проницаемости; в результате дегазации вблизи дневной поверхности поленообразное тело песчаного плывуна полностью цементируется сульфидами и теряет вся-



Фиг. 5. Закономерности нахождения сульфидной минерализации и озокеритовых залежей в пределах Челекенской антиклинали

I – строение сброса в урочище Гогорен [4]; *II* – строение и минерализация сброса урочища Ашакен [4]; *III* – разрез сброса у пос. Дагаджик [4]; *IV* – схема строения жильной залежи озокерита в пределах Западного Челекена [26]; *V* – схема строения пластовой залежи озокерита в пределах пос. Дагаджик [26]; *VI* – залегание песчанисто-гидроксидных труб в районе Сары-Кая; *VIa* – зарисовка части трубы

1 – наносы; *2* – самородная сера; *3* – песчаники; *4* – кальцит, барит с включениями марказита; *5* – глинистые породы апшерона; *6* – песчаники куртепинского горизонта красноцветной толщи; *7* – хвалынский песок; *8* – синяя глина; *9* – зона интенсивной минерализации (сульфиды Fe, оксиды Fe, ярозит, арагонит, сера); *10* – перемятая глина с кристаллами гипса; *11* – марказит; *12* – гидроксиды железа; *13* – жилы озокерита; *14* – нефть; *15* – озокерит; *16* – мергели; *17* – осыпи; *18* – разломы

кую связь с материнскими пластами песков. Это обстоятельство подтверждается появлением сульфидных (пиритовых) песчаных столбов в море, последовавшем вслед за землетрясением 1982 г. и обновлением многих тектонических нарушений западного побережья полуострова. Кроме того, сульфидизированные песчаные тела были обнаружены нами среди глин (вне всякой связи с эрозией) в разломах р. Кушкизлан.

Последующее окисление сульфидов приводит к проявлению сернокислотного процесса; в резко кислой среде перемещение Fe^{3+} и коллоидные процессы обеспечивают образование гипсоносно-гидроксидной корки до периферии цилиндрического тела, самоочищение центральной части трубы и освобождение ее от рыхлого песка (см. фиг. 5, *VIa*).

Необходимо попутно отметить, что на фиг. 5 случаи *II*, *III*, а также *IV* и *V* позволяют считать, что в возникновении сульфидной минерализации и скоплений озокерита в исследуемых районах очень большую роль играет дегазация высокотемпературных рудоносных флюидов вблизи дневной поверхности.

В целом очевидно, что в грязевом вулканизме и в движении песчаных пльвунов по разломам проявляются те огромные пластовые давления, которые создает элизионная система Южно-Каспийской впадины – уникальный и мощный концентратор осадочного материала.

Список литературы

1. *Альтовский М.Е., Быкова Е.Л., Кузнецова З.И., Швец В.М.* Органические вещества и микрофлора подземных вод и их значение в процессах нефтеобразования. М.: Гостоптехиздат, 1962. 250 с.
2. *Андрусов Н.И.* Материалы для геологии Закаспийской области. 1. Красноводский полуостров, Большой и Малый Балхан, Джанак, Устюрт // Тр. Арало-Касп. экспедиции. СПб, 1905. Вып. 7. С. 27–168.
3. *Бугельский Ю.Ю., Лебедев Л.М., Никитина И.Б. и др.* Некоторые данные о формах миграции свинца и цинка в термальных рассолах Челекена // Докл. АН СССР. 1969. Т. 184. № 5. С. 1189–1190.
4. *Будько В.М.* К характеристике некоторых продуктов минерализации разрывных нарушений на п-ове Челекен // Геология Закаспия. Л.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 68–78.
5. *Валлико М.Г., Колодина Л.И.* О генезисе подземных вод Прикаспийской низменности Туркмении // Вестн. МГУ. 1962. № 3. С. 31–44.
6. *Варенцов М.И., Суворов П.Г.* Перспективы нефтеносности Туркмении и прилегающих частей Западного Узбекистана // Сов. геология. 1939. № 6. С. 24–38.
7. *Вебер В.Н., Калицкий К.П.* Челекен. СПб.: Изд-во Геолкома, 1914. 180 с.
8. *Годин Ю.Н.* Глубинная тектоника Прикаспийской низменности // Геология СССР. 1957. Т. XXII. Ч. 1. С. 3–90.
9. *Дворов В.И.* Геохимические процессы коьматации рассольных термальных скважин Челекена // Изучение и использование глубинного тепла Земли. М.: Наука, 1972. С. 120–136.
10. *Дворов В.И.* Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М.: Наука, 1975. 178 с.
11. *Дворов В.И., Павлов Д.И.* Приразломные зоны сульфидного обогащения и возможный механизм формирования металлоносных рассолов // Сов. геология. 1978. № 6. С. 97–108.
12. *Добров Ю.В.* Происхождение вод нефтяных месторождений Юго-Западной Туркмении // Изв. АН ТССР. 1950. № 5. С. 24–53.
13. *Калицкий К.П.* Боя-Даг // Изв. Геолкома. СПб, 1914. № 238. 240 с.
14. *Колодий В.В., Гирдюк О.П.* К характеристике очагов разгрузки подземных вод Западно-Туркменской низменности // Изв. АН ТССР. Сер. ФТХ и ГН. 1961. № 5. С. 3–28.
15. *Косыгин Ю.А.* Основы тектоники нефтеносных областей. М.: Гостоптехиздат, 1952. 508 с.
16. *Кравичинский З.Я.* О химической характеристике вод красноцветной толщи Челекена // Новости нефтяной техники. Геология. М.: ГОСИНТИ, 1952. № 1. С. 27–31.
17. *Кудельский А.В., Акмамедов А.А.* Общие закономерности формирования подземных вод // Гидрогеология СССР. Туркменская ССР. М.: Недра, 1972. Т. XXXVIII. С. 130–150.
18. *Кудельский А.В., Козлов М.Ф.* Геохимия и формирование йодно-бромных вод. М.: Наука и техника, 1970. 144 с.
19. *Кузнецова З.И.* Изучение влияния сульфатредуцирующих и метанообразующих бактерий на газовый и химический состав подземных вод п-ова Челекен // Тр. ВСЕГИНГЕО. 1959. Сб. 18. С. 37–42.
20. *Курбанмурадов А.К.* Глубокие воды Юго-Западного Туркменистана и перспективы нефтегазоносности этого района по гидрогеологическим данным. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1963. 186 с.
21. *Лебедев Л.М., Бугельский Ю.Ю.* О металлоносности высокоминерализованных термальных вод Челекена // Геология руд. месторождений. 1967. Вып. 9. № 3. С. 82–87.
22. *Лебедев Л.М., Никитина И.Б.* Челекенская рудообразующая система. М.: Наука, 1983. 240 с.
23. *Плотникова Р.И.* Особенности гидрохимии промышленных подземных вод Западной Туркмении // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. № 6. С. 140–144.
24. *Порфирьев В.Б.* Нефтяное месторождение г. Боя-Даг – Сыртлан-ли и проблемы его разведки // Тр. НГРИ. 1932. Сер. В. Вып. 11. 21 с.
25. *Порфирьев В.Б.* Йодо-бромные месторождения Туркмении // Проблемы Туркмении. Л.: ОНТИ, 1934. Т. 1. С. 48–56.
26. *Семенович В.В.* Геологическое строение и нефтегазоносность Челекена // Геология и нефтегазоносность юга СССР (Туркменистан и Западный Казахстан). Л.: ГОНТИ, 1960. С. 5–106.
27. *Смолко А.И.* Боя-Даг, Монжуклы и Нефтедаг (иодистые источники Западной Туркмении) // Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения. 1932. Вып. 175. 72 с.
28. *Солодков В.К., Ходжинуров Н.Х.* Новый грязевой вулкан на полуострове Челекен // Природа. 1983. № 7. С. 98–99.
29. *Тагеева Н.В.* Геохимические исследования на п-ове Челекен // Тр. Ломоносовского ин-та геохим., кристаллохим. и мин. 1934. Вып. 4. С. 5–68.
30. *Тимофеев П.П., Холодов В.Н.* Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 10–34.
31. *Ферсман А.Е.* На о. Челекен // Природа. 1929. № 7/8. С. 638–642.
32. *Хариков Б.А., Кирсанов А.Х., Данченко К.В. и др.* Глубинное строение Барсакельмесской

- площади и сопредельных участков Прибалханского района Туркменской ССР // Геология нефтяных и газовых месторождений Урало-Поволжья, Кавказа и Средней Азии. М.: Недра, 1966. С. 42–84.
33. *Холодов В.Н.* Песчаный диапиризм – новая сторона катагенетических процессов // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 50–64.
 34. *Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 152 с.
 35. *Холодов В.Н.* О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 4. С. 12–27.
 36. *Шварц Л.Я., Шварц Т.В.* Условия формирования структур Прибалханского района // Геология нефти. 1958. № 7. С. 24–53.
 37. *Шварц Т.В.* О закономерностях в развитии складок Западно-Туркменской низменности в связи с перспективами ее нефтегазоносности // Новые данные о геологии и нефтегазоносности Средней Азии и прилегающих территорий. М.: ГОСИНТИ, 1961. С. 13–19.
 38. *Щербаков А.В.* Оценка эксплуатационных ресурсов йодо-бромных вод на Челекене // Изв. ВГФ. 1945. Вып. 1. С. 28–74.
 39. *Щербаков А.В.* Йодо-бромные воды полуострова Челекен // Тр. научно-исслед. институтов (Сб. рефератов работ Минхимпрома СССР). М.; Л.: ГОНТИ, 1947. С. 24–32.
 40. *Щербаков А.В.* Основные закономерности распределения и формирования минерализованных вод Западной Туркмении // Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. 1956. № 14. С. 31–68.
 41. *Щербаков А.В.* Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968. 234 с.
 42. *Юргелянец Э.Н.* Газовый состав подземных вод западной части Туркменской ССР // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1961. Т. 46. Вып. 2. С. 44–126.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
6. VI. 1990

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.58:551.35.054 (691)

© 1991

Батова Г.И.

ПРИРОДА И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОРГАНИЧЕСКОГО
ВЕЩЕСТВА ДОННЫХ ОСАДКОВ МАДАГАСКАРСКОГО ШЕЛЬФА
НА РАЗРЕЗАХ РЕКА – ОКЕАН

Геохимические исследования органического вещества в эстуариях крупных рек представляют значительный интерес для понимания процессов накопления органоминеральных комплексов с участием редких и ценных металлов. Ареалы распространения речного выноса в Мировом океане имеют большую протяженность и влияют на накопление не только шельфовых, но и пелагических осадков. Соответственно изучение геохимических процессов взаимодействия органического вещества и минеральных комплексов донных осадков активно проводится в последние годы [1, 5 и др.] .

Цель исследования – изучение генезиса, распределения и состава органического вещества донных осадков северо-западного шельфа Мадагаскара в зоне влияния рек Бецибука и София. Работа подобного характера для данного локального региона выполнена впервые. Подобные исследования, но без петрографического изучения природы и генезиса ОВ проводились ранее по осадкам северной части Индийского океана [2, 3 и др.] .

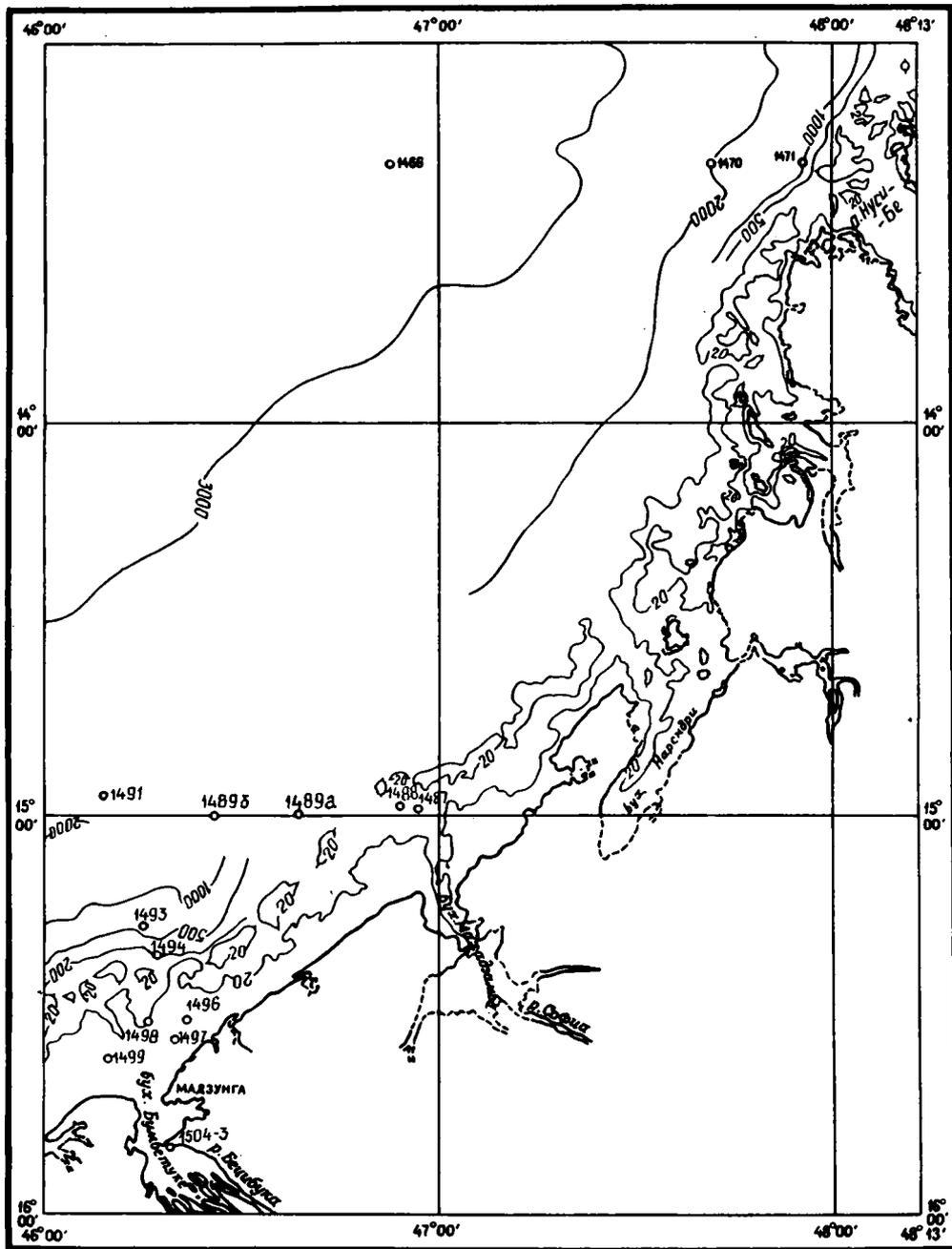
Большая часть территории о-ва Мадагаскар покрыта густой сетью рек, впадающих в Мозамбикский пролив. Береговая линия сильно изрезана бухтами, заливами, эстуариями, в северной части вблизи берегов разбросано множество скалистых островов, в том числе о-в Нуси-Бе. Шельф сравнительно широкий, достигающий 40 км против устья самой крупной реки – Бецибуки, отличается малыми (около 20 м) глубинами. Внешний край шельфа резко обрывается с глубин 100–200 до 1000 м, сменяясь подводным склоном, который постепенно переходит в плоскую батимальную равнину с глубинами до 3500 м.

На полигоне – северо-западное побережье о-ва Мадагаскар – Мозамбикский пролив, где глубины широко варьируют, обнаружен широкий спектр осадков: чисто терригенных, карбонатно-терригенных, терригенно-карбонатных и чисто карбонатных. В южной части полигона выделяются седиментационные области терригенных осадков шельфа, карбонатно-терригенных осадков верхней части и гемипелагических илов нижней части подводного склона.

Наиболее важная седиментационная область шельфов терригенного осадконакопления – зона речного выноса (глубина океана до 100 м). На всей площади дна бух. Бумбетуке на ее низких берегах, а также в верхней части шельфа перед входом в нее, образует широкий дугообразный ареал, распространены кирпично-красные тонкие глинистые илы – продукты размыва и переотложения латеритных кор выветривания. Это свидетельствует о напряженном и необычайно массовом транзите через зону шельфа тонкого глинистого материала, поставляемого р. Бецибукой. За пределами влияния речного выноса на участке шельфа от бух. Бумбетуке до бух. Мажадзамба основным типом осадка является терригенный глинисто-алевритовый мелкозернистый песок, содержащий примесь известкового материала.

Главным признаком седиментационной обстановки в верхней части подводного склона (глубина океана ~ 100–1000 м) является массовое поступление разнообразного терригенного материала на крутой склон и совместное осаждение в гидродинамически малоактивной среде. Осадки этой области характеризуются широким разнообразием состава.

В нижней части подводного склона (глубины 1000–2000 м) распространены пелагические бурые или красно-коричневые глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые илы, образован-



Фиг. 1. Схема расположения донных станций на Мадагаскарском шельфе

ные тонкодисперсным материалом из бух. Бумбетуке, который, не осаждаясь на шельфе, уходит в пелагиаль.

Объектом изучения послужили пробы донных осадков, отобранные на северо-западном шельфе Мадагаскара Е.А. Романкевичем в 13-м рейсе НИС "Профессор Штокман" в 1984–1985 гг. (фиг. 1). Изученный материал относится к трем разрезам. Разрез I начинается в мелководной части бух. Махадзамба, в эстуарной зоне р. София, на глубинах 25–55 м (ст. 1487, 1488) и продолжается в Мозамбикский пролив до глубин 1800–1900 м (ст. 1491 и 1489б).

Литологическая и органо-геохимическая характеристики

Номер станции	Интервал отбора проб, см	Глубина океана, м	Тип осадка	СаСО ₃	С _{орг}	А _{хл}	Битумоид				
							хлороформный	спиртобензольный	Гуминовые кислоты	Нерастворимое органическое в-во	
						в воздушно-сухом осадке, %				от органического вещества*	

Разрез I (р. Софиа – пелагиаль)

1487	0–3	25	Среднезернистый песок	10,34	0,06	< 0,01	9,1	18,2	Не обн.	72,7
1488	0–5	55	Алевритовый осадок	68,22	0,37	0,02	3,0	6,0	”	91,0
1489а	0–4	700	Глинистый ил	34,36	0,71	0,02	1,6	7,0	24,8	66,6
1491	0–5	1800	”	32,44	0,84	0,01	0,7	9,8	7,8	81,7
1489б	15–20	1900	”	42,11	0,98	0,01	0,6	7,3	10,1	82,0

Разрез II (р. Бецибука–пелагиаль)

1504	0–10	0,1	Пелитовый ил	11,34	0,76	0,02	1,4	2,9	8,7	87,0
1499	0–29	15	”	0,75	0,75	0,02	2,2	10,2	6,6	81,0
1497	0–10	17	”	1,58	0,67	0,03	1,6	8,2	5,7	84,5
1494	0–7	230	Мелкозернистый глинистый песок	48,54	0,61	0,01	0,9	9,0	9,0	81,1
1503	30–40	240	Пелитовый ил	10,01	1,44	0,03	1,1	3,4	15,3	80,2
1493	0–5	800	Глинисто-песчаный осадок	12,93	0,26	0,01	2,1	2,1	Не обн.	94,8

Разрез III (северная часть континентального склона)

1471	0–5	850	Мелкоалевритовый ил	70,64	0,53	0,01	1,0	6,3	”	92,7
1470	0–5	2200	Фораминиферовый алевритопелитовый ил	60,21	0,51	0,02	2,2	9,7	5,4	82,7
1466	0–18	3200	Алеврито-пелитовый фораминиферовый ил	47,87	0,50	0,01	1,1	11,0	11,0	76,9

*Процент от общего содержания органического вещества ($OB = C_{орг} \cdot 1,82$).

Отличительная особенность данного разреза – его широтная ориентация и расположение в эстуариях рек Софиа и Бецибука. Разрез II, расположенный южнее, начинается в приливно-отливной зоне бух. Бумбетуке и эстуарии р. Бецибука мелководными станциями 1504, 1499, 1497 и продолжается в пелагиаль ст. 1494, 1503 (гл. 230–240 м) до ст. 1493 (гл. 800 м). Разрез III, расположенный в северной части континентального склона Мадагаскара, представлен ст. 1471, 1470 и 1466 (гл. от 850 до 3200 м).

Изучение ОВ проводилось широким комплексом геохимических методов по схеме, приведенной в работе [6]. Исследования, выполненные автором, включали анализ распределения и состава ОВ, элементного, группового и углеводородного состава битумоидов, их молекулярной структуры (с помощью ИК-спектromетрии на приборе UR-20). Состав n-алканов определен на хроматографе "Биохром I" А.Н. Беляевой (ИО АН СССР). В комплексе с геохимическими исследованиями проведено петрографическое изучение ОВ в шлифах (совместно с Л.И. Боголюбовой, ГИН АН СССР), позволившее проследить генетические особенности ОВ и его взаимодействие с минеральной составляющей осадков.

поверхностного слоя донных осадков Мадагаскарского шельфа

Состав хлороформной части битумоида $A_{\text{ХЛ}}$								С	Н	(атомное) Н/С
масла	смолы	асфальтены и асфальтогеновые кислоты	углеводороды							
			в воздушно-сухом осадке, %	в ОВ, %	метано-нафтеновые (I) от суммы	ароматические (II) от суммы	I/II			

Разрез I (р. София – пелагиаль)

26,0	64,1	9,2	0,003	2,36	88,2	11,8	7,5	73,0	11,0	1,81
53,3	37,9	2,5	0,011	1,60	93,3	6,7	13,9	78,8	12,1	1,84
21,2	60,7	16,6	0,004	0,34	88,6	11,4	7,8	73,0	10,5	1,73
19,2	70,0	7,7	0,002	0,13	92,5	7,5	12,3	72,1	11,4	1,90
29,1	57,7	7,8	0,003	0,17	96,3	3,7	26,0	77,6	11,0	1,70

Разрез II (р. Бецибука–пелагиаль)

47,4	49,0	1,4	0,009	0,66	89,6	10,4	8,6	77,5	11,9	1,84
27,8	61,6	5,2	0,008	0,61	86,6	13,4	6,5	77,8	11,3	1,74
32,6	59,1	1,4	0,007	0,52	87,8	12,2	7,3	79,3	10,9	1,65
10,4	54,1	31,7	0,001	0,09	88,0	12,0	8,3	76,3	11,4	1,79
36,8	52,5	3,2	0,011	0,40	89,3	10,7	12,7	77,9	11,8	1,82
39,7	54,6	3,0	0,004	0,83	85,4	14,6	5,9	75,7	11,5	1,82

Разрез III (северная часть континентального склона)

57,2	36,8	2,9	0,006	0,57	96,7	3,3	29,3	80,4	11,6	1,73
50,7	42,1	3,8	0,010	1,12	87,6	12,4	7,1	79,5	12,4	1,87
50,6	43,1	4,1	0,005	0,55	90,2	9,8	9,2	78,4	11,8	1,81

Судя по полученным нами аналитическим данным (табл. 1), в осадках изучаемых разрезов распределение $S_{\text{орг}}$ варьирует в пределах от 0,06 до 1,44%. Достаточно широко меняется и карбонатность осадков, битуминозность в среднем близка к фоновой для Мирового океана – 0,01–0,02% $A_{\text{ХЛ}}$ [7]. Спиртобензольная фракция битумоидов, как правило, значительно превалирует над хлороформной (в 1–15 раз). Содержание УВ в осадках колеблется от 1 до $11 \cdot 10^{-3}$ %, в составе углеводородов преобладает метано-нафтеновая фракция. Учитывая широкий разброс геохимических параметров органического вещества, полученные данные рассматриваются дифференцированно.

На разрезе I в соответствии с изменениями литологических типов осадков в направлении пелагиали изменяются содержания в них CaCO_3 и $S_{\text{орг}}$ (фиг. 2). Так, среднезернистые пески и алевроитовые осадки шельфа вблизи эстуарной зоны р. София (ст. 1487, 1488, гл. 25–55 м), бедные ОВ, сменяются глинистыми илами верхней и нижней частей подводного склона (ст. 1489а, 1491, 1489б, гл. 700–1900 м), содержащими $S_{\text{орг}}$ до 1%.

Мелководная часть разреза I представлена двумя пробами осадков, различающихся по

литологическим типам, содержанию $C_{орг}$ и составу ОВ – количеству битумоидов, УВ, смол (см. табл. 1).

О генезисе органического вещества осадков этой части разреза можно судить по петрографической характеристике алевроитового осадка ст. 1488 (гл. 55 м). Органическая составляющая представлена сапропелевыми материалами. Осадок сложен обломками раковин моллюсков, известняков, толстостенными фораминиферами, иглокожими, единичными зернами кварца.

Пониженное содержание гетероэлементов и ароматических УВ в битумоиде ст. 1488, фиксируемое также данными ИК-спектрии, в которых оптическая плотность полосы поглощения конденсированных ароматических структур 1600 см^{-1} , оказывается минимальной – 0,068 (см. табл. 1 и табл. 2) – все эти признаки подтверждают гидрионтийный генезис ОВ, наблюдаемый петрографически. По-видимому, перечисленные параметры можно рассматривать как характерные для сингенетичного ОВ сапропелевого генезиса в современных осадках данной акватории. В составе ОВ шельфового осадка ст. 1487 так же, как и на ст. 1488, наблюдается высокое содержание битумоидов и УВ. Однако в групповом составе битумоидов $A_{хл}$ преобладают кислородсодержащие смолисто-асфальтеновые компоненты, в УВ-составе почти вдвое больше ароматических УВ, в элементном – гетероэлементов. Отмеченные особенности, в сочетании с распределением *n*-алканов, в котором содержание фракции $n-C_{23} - C_{35}$ с характерным максимумом $n-C_{27}$, остатков восков высшей наземной растительности [9] составляет ~40% (фиг. 3), свидетельствуют о смешанном генезисе ОВ.

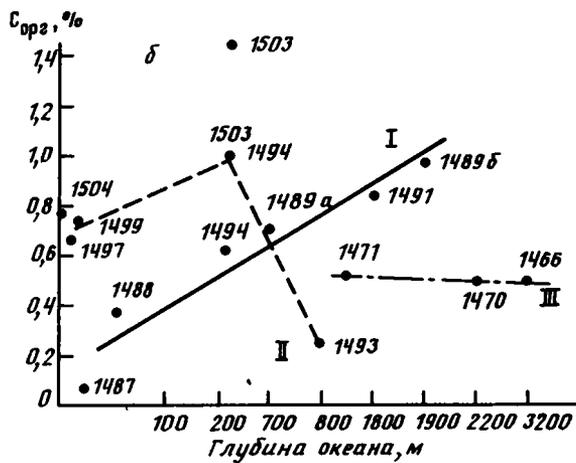
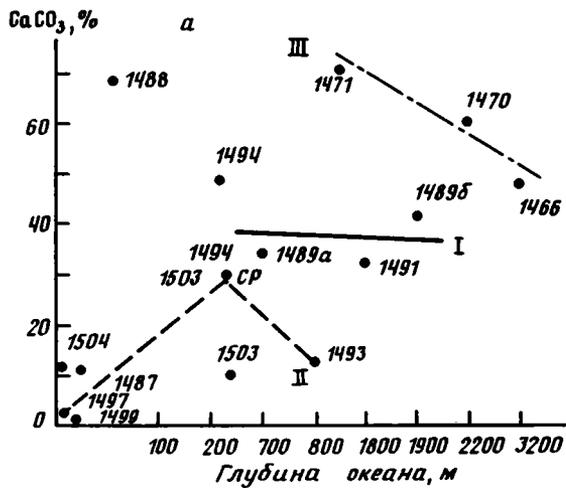
Таким образом, геохимические характеристики хорошо согласуются с петрографическими и показывают разнообразие природы ОВ мелководных осадков, вероятно, связанное с факторами гидродинамики в зоне речного стока.

В направлении пелагиали петрографическая характеристика осадков меняется. Так, судя по шлифу, основу известково-глинистого ила ст. 1489а (глубина океана 700 м) в отличие от мелководного осадка ст. 1488 составляет глинисто-карбонатная масса, являющаяся цементом и сорбирующая органический материал, – сапроколлинит; встречено много фораминифер и диатомовых водорослей. Разрез завершают типичные для глубоководной (1800–1900 м) части океана известково-глинистые илы ст. 1491 и 1489б. Органическая составляющая этих илов также представлена сорбосапроколлинитом, но в шлифе обнаружены и редкие включения аллотигенного гумусового аттрита; встречено много фораминифер, небольшое количество обломков раковин моллюсков, иглокожих, угловатые зерна кварца, по-видимому, терригенного сноса (фиг. 4).

В целом по разрезу I видна тенденция снижения битуминозности ОВ и содержания УВ в ОВ (фиг. 5), вероятно, связанная с полимеризацией органического вещества в пелагическом направлении. Аналогичная картина наблюдалась на разрезах река – океан в Мозамбикском шельфе [5]. Вместе с тем очевидна индивидуальность в измерениях ОВ – стабилизация битуминозности на глубинах около 700 м. Специфичность рассматриваемого разреза выражается в том, что признаки привноса терригенного растительного материала петрографически прослеживаются в осадках на глубинах около 2000 м и подтверждаются геохимическим преобладанием длинноцепочечных $n-C_{23} - C_{35}$ (~60%) в распределении *n*-алканов (см. фиг. 3, ст. 1491, гл. 1800 м). Кроме того, индикаторами присутствия остатков высших растений в глубоководных пробах являются повышенные значения оптической плотности полосы поглощения конденсированных ароматических структур 1600^{-1} (см. табл. 2).

На разрезе II мелководные илы отобраны на глубинах до 17 м в эстуариях р. Бецибука (ст. 1504, 1499, 1497). В них выдерживаются довольно близкие значения $C_{орг}$, битуминозности, содержания гуминовых кислот и углеводов (см. табл. 1, фиг. 2, 5). Судя по шлифам, ОВ этих осадков имеет сложный смешанный состав и представлено сапроколлинитом, сорбированным глинистой составляющей, небольшим количеством гумусового аттрита, овальными зернами смолы и секреторных выделений. Обнаружено также большое количество неокатанных зерен кварца, гидрослоды (фиг. 6). Петрографические характеристики ОВ находят подтверждение в распределении *n*-алканов и молекулярной структуре битумоидов. Так, содержание фракции $n-C_{23} - C_{35}$ достигает 64% (см. фиг. 3) и согласуется с повышенной ролью конденсированных ароматических структур (1600 см^{-1}) в ИК-спектрах (см. табл. 2).

Несмотря на сохранение литологической однотипности сопоставляемых илов ст. 1497 и 1503, по мере нарастания глубин петрографическая характеристика меняется. Так, в отличие от мелководных илов, органический материал ила ст. 1503 (гл. 240 м) представлен преимущественно сапроколлинитом, сорбированным глинистой составляющей, и редкими обрывками тканей древесины, гумоколлинит не обнаружен. Встречены обломки пелитоморфных известняков, раковин моллюсков, иглокожих, обывки водоросли “Халимеда”, кварц, глау-



Фиг. 2. Изменения содержаний карбонатов (а) и органического углерода (б) в донных осадках Мадагаскарского шельфа I – III – разрезы (I – р. София – пелагиаль, II – разрезы р. Бецибука – пелагиаль, III – северная часть континентального склона)

конит (фиг. 7). Отмеченные признаки свидетельствуют о массовом поступлении разнообразного терригенного материала в эту зону.

Литологический состав осадков верхней части подводного склона (ст. 1494, 1503, 1493, гл. 230, 240, 800 м) различен. В соответствии с этим существенно варьируют содержания карбонатов (10–48%), $C_{орг}$ (0,3–1,4%). Различаются также содержания битуминозных компонентов, особенно окисленных (0,01–0,10%), гуминовых кислот (не обн. – 0,40%), углеводородов ($1-11 \cdot 10^{-3}$ %) и т. д. (см. табл. 1, фиг. 2, 5). Разброс геохимических параметров ОВ подтверждает петрографические наблюдения о массовом поступлении разнообразного терригенного материала из бух. Бумбетуке и зоны шельфа в верхнюю часть подводного склона. Здесь в связи с особенностями осадконакопления тенденции, наблюдаемые на разрезах река – океан в Мозамбикском бассейне [5] проследить не удастся.

В геохимическом плане наиболее отчетливые суждения об изменениях генезиса ОВ по рассматриваемым разрезам дает характер распределения биомаркеров – n-алканов. Так, в осадках разреза I содержания длинноцепочных n-алканов $C_{23} - C_{36}$ – биомаркеров высшей растительности нарастают, достигая 70% в иле ст. 1489a на глубине 700 м (см. фиг. 3).

Приведенная оптическая плотность характеристических полос поглощения основных структур в ИК-спектрах битумоидов $A_{\text{пл}}$ поверхностного слоя донных осадков Мадагаскарского шельфа

№ п/п	Номер станции	Глубина океана, м	Приведенная оптическая плотность, см^{-1}		
			1740	1700	1600
<i>Разрез I</i>					
1	1487	25	0,958	0,768	0,343
2	1488	55	0,438	0,249	0,068
3	1489а	700	0,839	0,514	0,246
4	1491	1800	0,552	0,414	0,304
5	1489б	1900	0,760	0,520	0,204
<i>Разрез II</i>					
6	1504	0,1	0,452	0,284	0,109
7	1499	15	0,707	0,420	0,579
8	1494	230	0,745	0,701	0,215
9	1503	240	0,689	0,625	0,180
10	1493	800	0,652	0,330	0,122
<i>Разрез III</i>					
11	1471	850	0,443	0,370	0,300
12	1470	2200	0,552	0,291	0,095
13	1466	3200	0,485	0,261	0,093

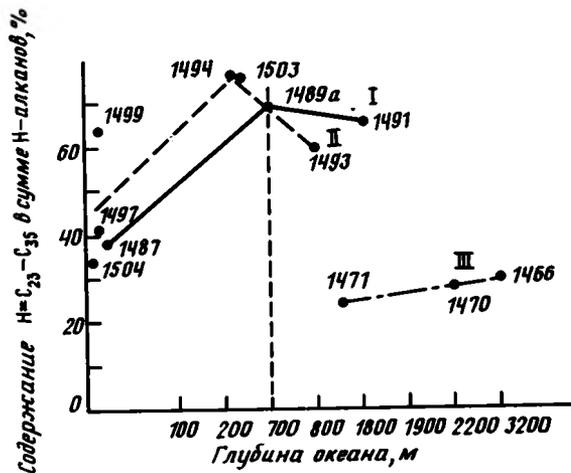
По-видимому, такой характер распределения связан с тем, что рассмотренные осадки расположены в гидродинамической зоне влияния двух рек, несущих терригенный материал. Границей наиболее интенсивного проявления этого фактора, вероятно, являются глубины около 700 м. На больших глубинах в результате активного взаимодействия речных и морских вод наступает равновесное состояние, выражаемое стабилизацией геохимических параметров ОВ и распределением *n*-алканов.

На разрезе II в мелководных илах доля длинноцепочечных *n*-алканов широко варьирует (от 34 до 65%), отражая типичные для подобных глубин вариации генезиса ОВ. Наибольшее содержание $n\text{-C}_{23} - \text{C}_{33}$ (~77%) отмечается в осадках ст. 1494 и 1503 (гл. 230–240 м), затем на глубине 800 м оно снижается до 60%.

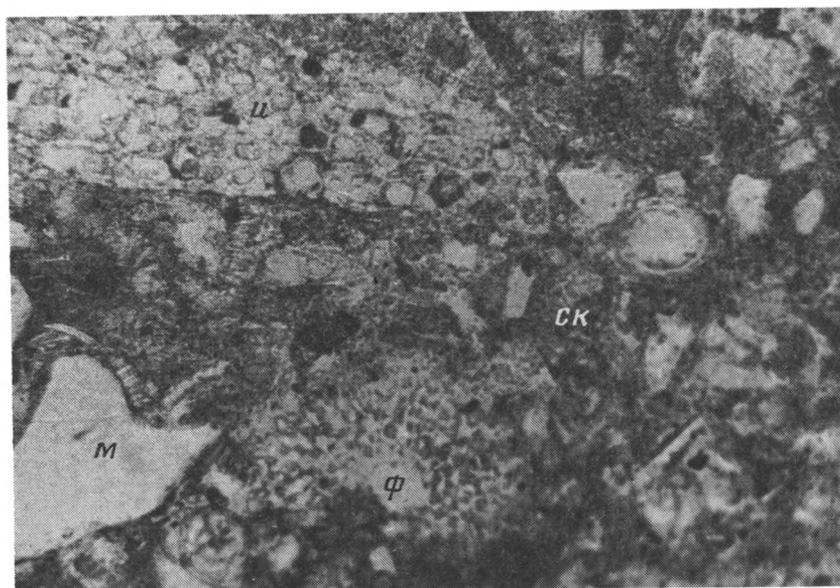
Наблюдаемый характер распределения *n*-алканов отражает смешанный генезис ОВ на разрезах река – океан и согласуется с результатами петрографических исследований и данными ИК-спектрометрии.

Судя по ИК-спектрам, битумоиды осадков на разрезах река – океан имеют сходную алифатическую структуру основного углеродного скелета (полосы поглощения 1740, 1170, 720 см^{-1}), с незначительным количеством ароматических структур (1600, 880, 809, 750 см^{-1}). Наличие азотных соединений, поглощающих в областях 3200, 1540 см^{-1} , свидетельствует о присутствии пептидов [4]. В наибольшем количестве азотсодержащие структуры обнаружены в мелководных илах эстуарий р. Бецибука (ст. 1504, 1499). Наряду с этим отмечаются различия, очевидные при сопоставлении приведенных оптических плотностей основных структур битумоидов. Так, с одной стороны, в мелководных осадках шельфа разреза I содержания кислородных и ароматических соединений (основные полосы поглощения соответственно 1740–1700 и 1600 см^{-1}) широко варьируют, иллюстрируя различия генезиса ОВ, с другой – наблюдается снижение доли этих структур в битумоидах глубоководных осадков по сравнению с мелководными (см. табл. 2). Аналогичные различия наблюдаются и в молекулярной структуре битумоидов осадков разреза II.

Интересно сопоставить наблюдаемую картину изменений ОВ по разрезам река – океан с геохимической характеристикой ОВ глубоководных осадков. С этой целью рассматривался состав органического вещества по разрезу III – в пелагиали. В качестве объекта для сравнения привлечены донные осадки северной части континентального склона о-ва Мадагаскар. Био-

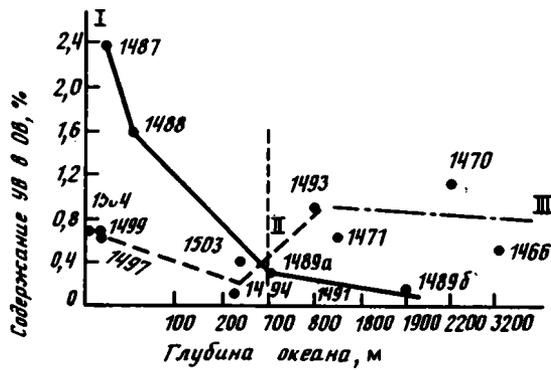


Фиг. 3. Изменения в распределении длинноцепочных n-алканов в донных осадках Мадагаскарского шельфа. I – III – разрезы (см. фиг. 2)

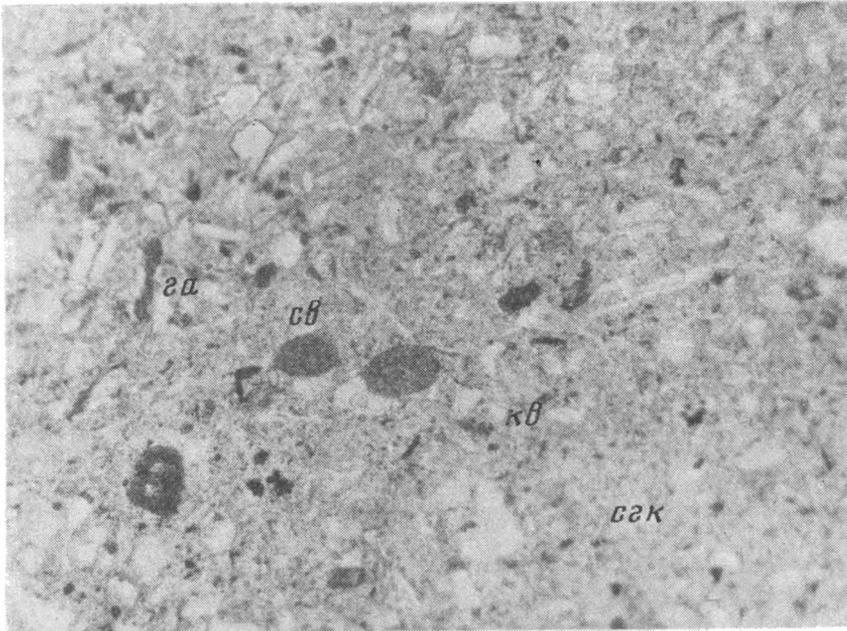


Фиг. 4. Петрографическая характеристика осадка Мадагаскарского шельфа (разрез I, ст. 1489б, глубина океана 1900 м)
 ск – сапроколлинит, сорбированный глинисто-карбонатной массой; ф – фораминиферы, м – обломки раковин моллюсков; и – обломки иглокожих. Увел. 220

генные алевритово-пелитовые илы ст. 1471, 1470 и 1466 имеют сходный вещественно-петрографический состав, несмотря на большой (от 850 до 3200 м) перепад глубин океана. Судя по петрографической характеристике типичного глубоководного фораминиферового ила ст. 1466 (гл. 3200 м), органическая составляющая представлена сапроколлинитом, сорбированным пелитоморфным карбонатом, доминирующим в осадке, а также редким аллотигенным гумусовым аттригом; встречено много мелких фораминифер, спикул губок и диатомовых водорослей (фиг. 8). Наблюдаемые в шлифе редкие включения гумусового аттрига



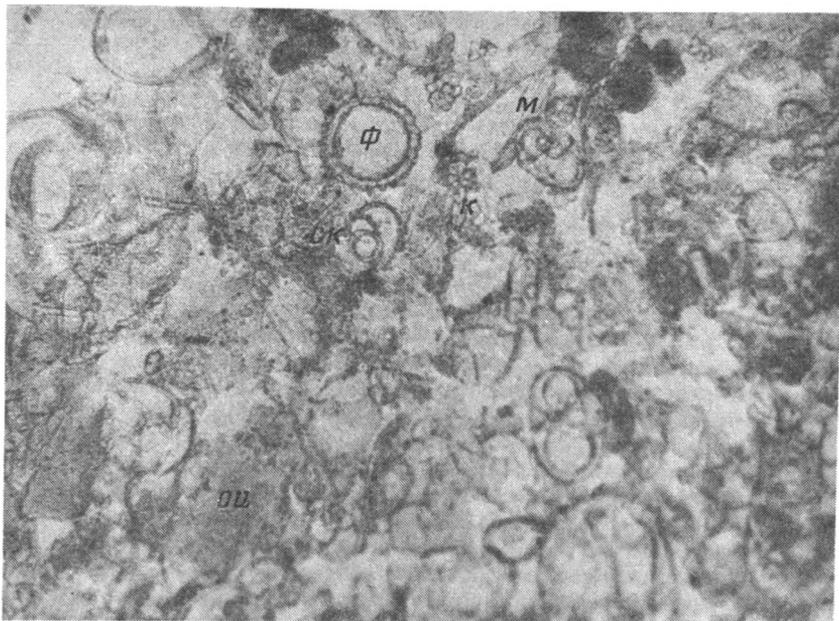
Фиг. 5. Изменение содержаний углеводородов в ОБ донных осадков Мадагаскарского шельфа. I – III – разрезы (см. фиг. 2)



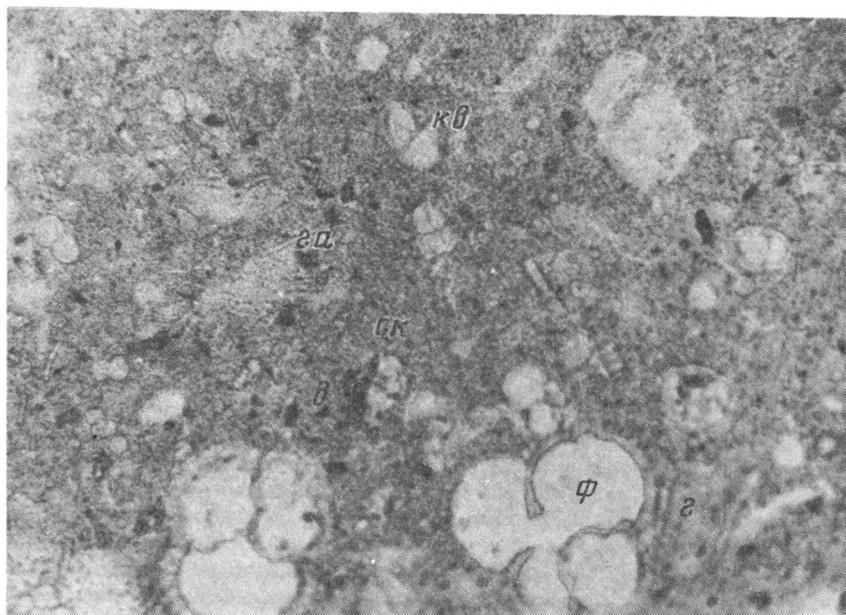
Фиг. 6. Петрографическая характеристика осадка Мадагаскарского шельфа (разрез II, ст. 1497, глубина океана 17 м)
сгк — сапрогумоколлинит, сорбированный глинистой массой; га — гумусовый аттриг; св — секреторные выделения; кв — кварц. Увел. 220

отражают возможность попадания микроколичеств терригенного органического материала в глубоководные океанские осадки.

По всему разрезу III (гл. от 850 до 3200 м) в карбонатных алевритопелитовых илах выделяются высокая карбонатность, значения $C_{орг}$ ($\approx 0,50\%$), не превышающие средних значений для карбонатных осадков Мирового океана [8]. Битуминозность осадков составляет 0,01%, содержание УВ $(5-10) \cdot 10^{-2}\%$, т. е. также близки к фоновым значениям для Мирового океана. Углеводороды представлены преимущественно метано-нафтенной фракцией, среднее значение $(Me-Nf)/Ag$, равное приблизительно 15, — самое высокое для осадков изученных разрезов (см. табл. 1). Судя по ИК-спектрам, основной углеродный скелет биту-



Фиг. 7. Петрографическая характеристика осадка Мадагаскарского шельфа (разрез II, ст. 1503, глубина океана 240 м)
 oi – обломки пелитоморфных известняков; к – аутигенный карбонат. Остальные обозначения см. на фиг. 4. Увел. 200



Фиг. 8. Петрографическая характеристика осадка Мадагаскарского шельфа (разрез III, ст. 1466, глубина океана 3200 м)
 з – спикулы кремневых губок; Ф – обрывки древесины. Остальные обозначения см. на фиг. 4 и 6. Увел. 220

моидов составляют алифатические структуры, присутствуют азотные (полосы поглощения 1620, 1660, 3200 см^{-1}) и ароматические (в незначительном количестве) соединения. В распределении *n*-алканов резко преобладают короткоцепочечные $n\text{-C}_{14}\text{--C}_{22}$ (70–80%) – биомаркеры остатков гидробийонтов (см. фиг. 3).

Данные, полученные по разрезу III, показывают выдержанность геохимических параметров ОВ глубоководных осадков континентального склона, связанную со стабильным, преимущественно сапропелевым генезисом исходного ОВ.

* * *

Рассмотренный материал свидетельствует о хорошей согласованности геохимических параметров ОВ донных осадков с петрографическими характеристиками.

На фоне однозначности тенденций геохимических изменений ОВ осадков в направлении река – океан, выражаемых в снижении битуминозности, содержания углеводородов, длинноцепочечных *n*-алканов и конденсированных ароматических структур, отмечаются определенные особенности, связанные со спецификой речного стока. Полученные данные можно рассматривать в качестве геохимических индикаторов ОВ смешанного генезиса на разрезах река – океан и сапропелевого – на континентальном склоне вне зоны влияния речного стока.

Фактические данные свидетельствуют о единстве геохимических закономерностей изменений параметров ОВ в направлении шельф – пелагиаль. Несомненно, что состав ОВ донных осадков является чутким индикатором положения геохимического барьера река – океан. Его границы и удаленность в пелагиаль могут существенно варьировать в связи с масштабом и интенсивностью речного стока, а также гидродинамическими особенностями акватории.

Список литературы

1. *Артемьев В.Е., Данюшевская А.И.* Органическое вещество взвеси и донных осадков в бассейне и эстуарии р. Амазонки // *Геохимия*. 1988. № 7. С. 1020–1035.
2. *Бордовский О.К.* К характеристике органического вещества донных отложений Тихого и Индийского океанов // *Среда и процессы нефтеобразования*. М.: Наука, 1964. С. 100–129.
3. *Бордовский О.К.* Органическое вещество морских и океанских осадков в стадию раннего диагенеза. М.: Наука, 1974. 103 с.
4. *Глебовская Е.А.* Применение инфракрасной спектроскопии в нефтяной геохимии. Л.: Недра, 1971. 185 с.
5. *Данюшевская А.И., Романкевич Е.А.* Геохимия органического вещества донных осадков Мозамбикского бассейна // *Океанология*. 1987. Т. 27. Вып. 3. С. 398–406.
6. Методические рекомендации по изучению органического вещества донных отложений Мирового океана // *Тр. ПГО "Севморгеология"*. 1985. 75 с.
7. *Романкевич Е.А.* Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
8. *Троцюк В.Я., Марина М.М.* Органический углерод в отложениях Мирового океана. М.: Наука, 1988. 176 с.
9. *Gearing P., Gearing J.* Hydrocarbons in 6 northeast Gulf of Mexico shelf sediments: a preliminary survey // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1976. V. 40. № 9. P. 1005–1017.

ПГО "Севморгеология", Ленинград

Поступила в редакцию
10.V.1989

Шванов В.Н., Бабкин В.Ф.

РАССЕЯННЫЕ КАРБОНАТЫ В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ ПАЛЕОЗОЯ
ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Проблема рассеянных карбонатов, т.е. таких карбонатных минералов и минеральных скоплений, которые не образуют самостоятельных пластовых тел, а присутствуют в виде примесей в кристаллических и пелитовых породах, цементе песчаников, выполняют поры и трещины, представляет интерес для понимания истории осадка и осадочной породы, так как эти образования способны формироваться или исчезать на любой стадии их образования и существования.

Долгое время проблема аутигенного карбонатообразования рассматривалась как часть теории осадконакопления и диагенеза. Мы постараемся рассмотреть рассеянное карбонатное вещество как продукт проявления сложных, сменяющих друг друга процессов, происходящих на стадиях осаднения, катагенеза, метагенеза и метаморфизма зеленосланцевой ступени, опираясь на особенности терригенных толщ, широко развитых в герцинидах Центрального Таджикистана.

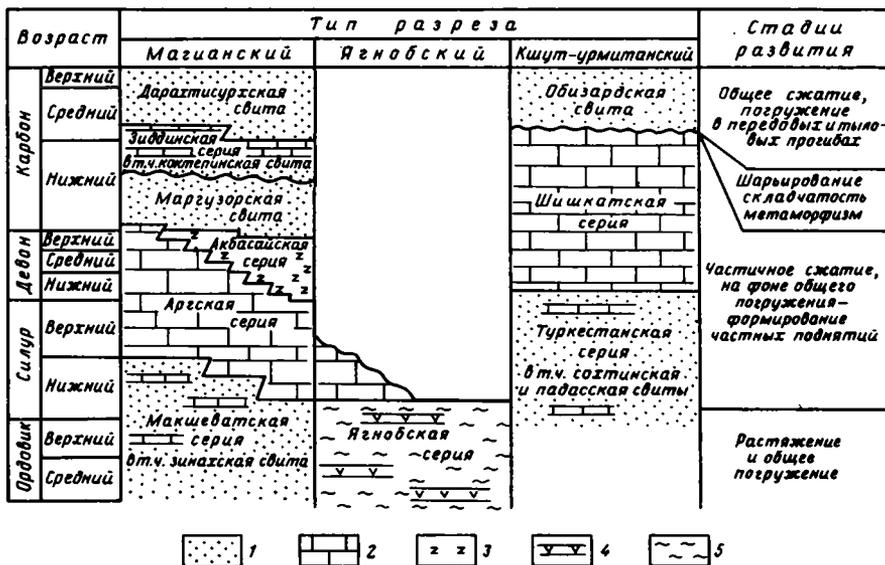
Территория распространения изученных отложений охватывает северный склон Гиссарского, Зеравшанский и южный склон Туркестанского хребтов в их части, ограниченной с запада долиной р. Магнан, с востока – долиной р. Анзоб. Здесь в направлении с юга на север выделяются три типа палеозойских разрезов (магнанский, ягнобский и кшут-урмитанский), каждый из которых содержит терригенные комплексы, в том числе метаморфизованные (фиг. 1).

В магнанском типе разреза исследованы: зинахская свита нижнего силура (S_{zn}), сложенная кварцево-олигомиктовыми песчаниками, глинистыми сланцами, известняками; маргузорская свита нижнего карбона (C_1mr), сложенная граувакковыми песчаниками, сланцами и конгломератами; коктепчинская свита нижнего карбона (C_1kk), состоящая из конгломератов, граувакковых песчаников, глинистых сланцев; дарахтисурхская свита среднего – верхнего карбона (C_2-3dr), сложенная полевошатовыми граувакками, глинистыми сланцами, конгломератами.

Ягнобский тип разреза представлен мощной толщей метаморфических зеленых сланцев среднего ордовика – нижнего силура (O_2-S_1jag), образованных по аркозограуваккам, натровым аркозам и глинистым сланцам, содержащим вулканиты контрастной серии – от микритовых базальтов до дацитов.

В кшут-урмитанском типе разреза изучены падаасская свита нижнего силура (S_1pd), сложенная граувакковыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев; сохтинская свита верхнего силура – нижнего девона (S_2-D_1sh), представленная переслаиванием граувакковых песчаников и глинистых сланцев, и обизардская свита среднего – верхнего карбона (C_2-3ob), состоящая из полевошатовых граувакк, сланцев, конгломератов.

Рассеянные карбонаты, в том числе их повышенные (до 50%) концентрации, в отмеченных толщах исключительно разнообразны по составу, структурным формам, характеру заполнения пространства и другим признакам. В дарахтисурхской свите среднего – верхнего карбона, где их количество может составлять 40–50, а CO_2 – 20% (фиг. 2), они образуют микритовую примесь в карбонатно-глинистых сланцах, цемент песчаников, а также слагают обломки разного размера – от пелитовых частиц до крупных известняковых глыб, столь характерных для каменноугольного флиша Гиссарского хребта. В песчаных породах, где карбонаты лучше всего изучены, они представлены обломками микритовых, кристаллитовых и органолитовых пород, планктонными раковинами, реже обломками бентонных форм, а также слагают цемент (базальный или поровый, часто коррозионный), как правило, перекристаллизованный до средне- и крупнокристаллического. В составе цемента и обломков преобладает кальцит (фиг. 3), доломит присутствует в виде отдельных кристаллов в цементе, но чаще участвует в сложении обломочных карбонатных зерен. Большая часть доломита под микроскопом плохо заметна и выявляется только при карбонатном анализе. Зернистые породы с карбонатным цементом постепенно переходят в песчаные и глинистые известняки, но чаще в карбонатные аргиллиты, образующие верхние части флишевых циклитов. По своему строению и составу дарахтисурхская свита карбонатсодержащих терригенных пород отвечает терригенному флишу. С дарахтисурхской свитой сходна обизардская свита долины р. Зерав-



Фиг. 1. Палеозойские отложения Центрального Таджикистана в схематизированной стратиграфической и историко-геологической интерпретации

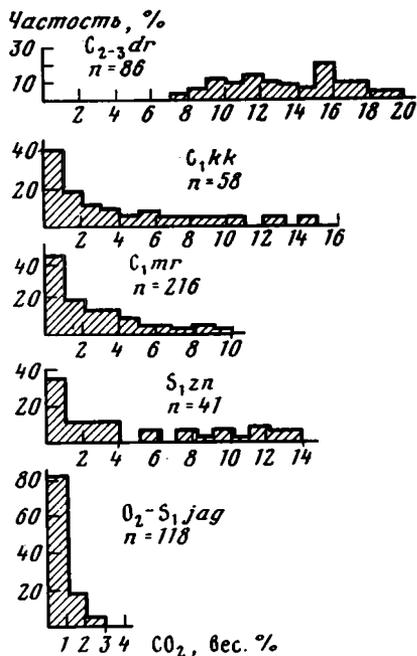
1 – терригенные; 2 – карбонатные; 3 – кремнистые; 4 – метаэффузивные; 5 – терригенно-метаморфические

шан, также представленная терригенным флишем, обломочные породы которого насыщены карбонатами (фиг. 4) – в виде обломков, цементов зернистых пород и микритовой составляющей в алевропелитовых и пелитовых разностях.

Ниже дарахтисурхско-обизардского уровня, т.е. в нижнем карбоне и далее вниз, – картина резко меняется. В разрезе нижнего – среднего палеозоя присутствуют карбонатные пласты, пачки и толщи, однако в терригенных породах карбонатная примесь резко сокращается. В коктепичской и маргузорской свитах нижнего карбона имеются песчаники и сланцы, лишенные карбонатной примеси, однако обычной формой являются терригенные породы, содержащие первые проценты карбонатов (см. фиг. 2). В глинистых сланцах – это микритовая примесь или отдельные кристаллы, в зернистых породах – это карбонатные обломки, как правило, гранулированные или перекристаллизованные, иногда с различными остатками фауны. Могут присутствовать скелетные обломки. Карбонаты в цементе зернистых пород представлены единичными кристаллами или скоплениями островного вида, часто замещающими полевые шпаты и обломочные зерна силикатных пород. По составу карбонаты маргузорской свиты, где они специально изучались (см. фиг. 3, табл. 1), представлены доломитом, железистым доломитом и очень редко – кальцитом, чем они принципиально отличаются от рассеянных существенно кальциевых карбонатов вышележащей средневерхнекаменноугольной части разрезов.

Зинахская свита преимущественно кварцевых песчаников содержит пласты карбонатных, а также смешанных карбонатно-обломочных пород, однако в песчаных пластах и пачках количество карбонатов, представленных кальцитом или доломитом в виде островного, обычно коррозионного цемента, невелико и составляет первые проценты; имеются пласты кварцитовидных сливных песчаников, вовсе лишенные карбонатной примеси.

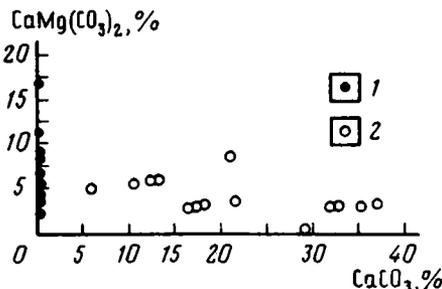
Особую группу составляют мощные песчано-кварцевые толщи силура – низов девона южных склонов Туркестанского хребта и долины р. Зеравшан. Их карбонатность незначительна и проявляется в виде карбонатного цемента зернистых пород преимущественно в верхней части разреза – сохтинской свите, где отмечается также присутствие карбонатных пластов. В нижней части разреза, в песчаниках падаской свиты, под микроскопом иногда можно видеть отдельные ступки карбонатов в глинисто-хлоритовом матрикс, типичном для этих пород, либо в ассоциации с полуразрушенными полевыми шпатами. Количество карбонатов здесь, в случае их присутствия, по данным карбонатного анализа, не превышает первых процентов (см. фиг. 4).



Фиг. 2

Фиг. 2. Содержание CO_2 в песчаных породах терригенных толщ палеозоя магланского и ягнобского типов разрезов (n – число образцов)

Фиг. 3. Соотношение кальцита и доломита в карбонатсодержащих песчаниках маргужурской (1) и дарактисурхской (2) свит



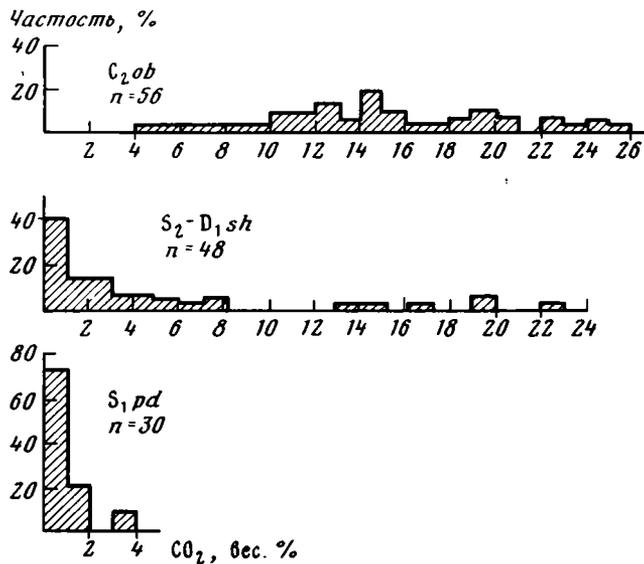
Фиг. 3

Практически бескарбонатной является ягнобская серия песчано-глинистых пород зоны метазенеза и зеленосланцевого метаморфизма. Карбонатная составляющая в этих породах появляется (иногда в значительном количестве) вблизи карбонатных линз и массивов, содержащихся в ягнобских сланцах в виде тектонических фрагментов. Однако обычной формой являются бескарбонатные или малокарбонатные породы (см. фиг. 2). Карбонатное вещество последних отчетливо кристаллическое, имеет несколько генераций, но почти всегда можно увидеть, что оно имеет гранулоподобные структуры и метаморфическую полосчатость, свидетельствуя о позднем, постметаморфическом происхождении карбонатов.

Особый интерес представляют метазэффузивные породы ягнобской серии, среди которых по взаимоотношению с карбонатным веществом можно выделить последовательный ряд. Начинается он с метазэффузивных пород, сложенных характерным для зеленосланцевой зоны комплексом минералов с участием Са-содержащих минералов – эпидота и актинолита. За ними следуют такие же метазэффузивы, но с пятнами, сгустками карбонатов, замещающих силикатные минералы, а затем породы, "пропитанные" карбонатным веществом, а иногда полностью замещенные им, превращенные во вторичные карбонатиты. Завершают ряд породы, лишенные карбонатов, но не содержащие также кальциевых или магниезально-кальциевых силикатов и сложенные практически полностью хлоритом. Мы полагаем, что этот ряд отражает нарастающую карбонатизацию и последовавшую за ней полную декарбонатизацию метазэффузивных пород.

Таким образом, в терригенных комплексах палеозоя Центрального Таджикистана сложно переплелись три тенденции, три линии развития в конечном счете единого процесса миграции рассеянных карбонатов. Первая тенденция привела к зависимости содержания рассеянных карбонатов от геологического возраста отложений, их места в стратиграфической колонке, а по существу – от геосторической позиции того или иного терригенного комплекса: вторая – проявилась в зависимости поведения рассеянных карбонатов от степени вторичных преобразований; третья – отразилась в наблюдающейся связи между карбонатностью терригенных пород и присутствием карбонатных пластов, линз и массивов в непосредственной близости от них в геологических разрезах.

Первая из названных зависимостей степени карбонатности от стратиграфического положения терригенных комплексов проявляется заметнее, масштабнее и, по-видимому, наиболее важная. Отражением ее в первую очередь является существование в палеозое Центрального Таджикистана двух уровней: верхнего – распространения высококарбонатных терригенных толщ и нижнего – развития существенно бескарбонатных обломочных отложений с локаль-



Фиг. 4. Содержание CO₂ в песчаных породах из терригенных толщ кшут-урмитанского типа разрезов. Условные обозначения см. на фиг.2

ными проявлениями карбонатной составляющей, подчиненными отдельным частям разрезов или определенным геологическим структурам. Граница между высоко- и бескарбонатными отложениями приблизительно отвечает концу нижнего – началу среднего карбона, а в историко-геологическом плане соответствует времени завершения главной складчатости и шарьирования с переходом герцинид Южного Тянь-Шаня к частной инверсии, сопровождавшейся формированием флишевых прогибов и поднятий поздней генерации.

Главной закономерности распространения рассеянных карбонатов по разрезу герцинид Южного Тянь-Шаня можно было дать традиционное объяснение, основанное на признании седиментогенного механизма формирования карбонатной составляющей терригенных пород. Согласно такой схеме, низкую карбонатность отложений начального и среднего этапов развития складчатой системы следовало бы объяснить большей глубиной ранних прогибов – в данном случае ордовикских – нижнекаменноугольных и накоплением их осадков ниже предельной глубины карбонатообразования. Только в южной (краевой) части территории в силурийское время на шельфовом мелководье могло происходить накопление отличных по составу осадков зинахской свиты, содержащей карбонатные слои, пакки и локальные проявления рассеянных карбонатов в терригенных отложениях.

В среднекаменноугольное время в коллизийный этап развития герцинид формируются прогибы, где либо в силу меньшей глубины бассейнов, либо из-за снижения предельной глубины карбонатакопления происходит формирование флишевых толщ с высокой общей карбонатностью. Увеличению карбонатности способствовало также общее изменение петрофонда к среднему карбону, связанное с вовлечением образовавшихся к тому времени силурийских и девонских карбонатных массивов в осадкообразующий процесс.

Подобное объяснение, на первый взгляд пригодное для многих складчатых систем с такой же диссимметрией в распределении рассеянных карбонатов (Урала, Кавказа, Горного Крыма и др.), встречает, однако, ряд затруднений, заставляющих искать причины, лежащие вне механизма осадочного процесса.

Суть противоречий седиментогенному объяснению наблюдаемых закономерностей сводится к следующему.

1. Глубина формирования маргузорской свиты нижнего карбона вряд ли была большей по сравнению со средне- и позднекаменноугольными флишевыми прогибами. Маргузорская свита также несет некоторые черты флиша – в ней есть и турбидиты, и градационно-слоистые осадки, и напластовые механоглифы. Однако здесь значительно больше песчаников, нередко образующих пакки в десятки метров с пластовыми перерывами, следами мутьобразной слоистости и естественного шлихования, для которых вполне возможны мелководные обстановки осадкообразования.

Составы карбонатных минералов маргузорской и дарахтисурхской свит по результатам измерения главного показателя преломления в иммерсионных жидкостях

Номер образца	N_0	Минерал
<i>Дарахтисурхская свита</i>		
0230	1,658	Кальцит
	1,679	Доломит
0237	1,658	Кальцит
	1,679	Доломит
0280	1,658	Кальцит
0282	1,658	"
0291	1,658	"
<i>Маргузорская свита</i>		
0206	1,686	Железистый доломит
0211	1,686	То же
0303	1,658	Кальцит
02322	1,680	Доломит
	1,679	Железистый доломит

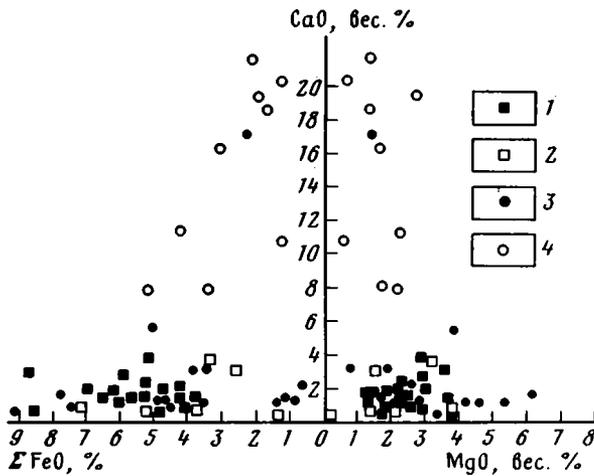
Нижнесилурийский комплекс Туркестанского хребта также содержит терригенный флиш [10]. Однако кроме флиша в этом же нижнесилурийском комплексе присутствуют породы с многочисленными свидетелями их мелководного генезиса – следы струй стекания, отпечатки капель дождя, трещины усыхания и др. [9]. Объяснять низкую карбонатность силурийских толщ Туркестанского хребта неблагоприятными для осаждения карбонатов климатическими условиями нельзя, поскольку и южнее (в Гиссарском хребте) и севернее (в Алае) в нижнем силурии имеются карбонатные отложения с комплексами теплолюбивой фауны.

2. Петрофонд при накоплении нижнекаменноугольных осадков был беднее карбонатными компонентами по сравнению со средне- и верхнекаменноугольными отложениями, однако карбонатные массивы в то время уже размывались и поставляли в область седиментации и растворенные, и обломочные карбонаты, о чем свидетельствуют многочисленные разновозрастные органические остатки с карбонатными скелетами, встречающиеся в маргузорской свите [4].

3. Обращает внимание крайне низкое содержание СаО во всех толщах ниже среднекаменноугольного уровня. При этом количество окиси кальция практически одинаково (фиг. 5) и в высокодифференцированной существенно кварцевой мокшеватской серии силура, и в полимиктовых, крайне низкодифференцированных породах других досреднекаменноугольных толщ. Между тем в последних СаО должно быть значительно больше, так как здесь очевидно существовали как минимум средние плагиоклазы (сейчас замещенные альбитом) и различные кальцийсодержащие обломки пород (в большинстве превращенные в слюдисто-хлоритовый матрикс или гранолепидобластовую ткань). Следовательно, нынешний уровень содержания СаО в досреднекаменноугольных терригенных толщах должен был формироваться не без участия постседиментационных процессов, сопровождавшихся потерей СаО прежде всего в наиболее подвижной форме – в виде карбонатов и гидрокарбонатов.

4. Наконец, нельзя не учитывать, что все палеозойские отложения в то или иное время испытывали погружения и, следовательно, в них не могло не осуществляться перераспределение вещества, свойственное глубоким горизонтам, в том числе и рассеянных карбонатов. Первая фаза погружения палеозойских толщ происходила до среднего карбона. Глубины погружения для различных горизонтов к этому времени с учетом мощностей и глубин раннекаменноугольных бассейнов составили от 4–5 (для силура) до 1,5–2 км (для нижнего карбона).

Во вторую фазу – в среднем карбоне и позже, судя по мощности верхнепалеозойских толщ, погружения составили не менее 2 км, а с учетом глубины позднепалеозойских бассейнов, более 4–5 км. Если это так, то возможно не для всей, учитывая гетерогенность геологической структуры, но для значительной части территории следует признать возможным проявление того механизма перераспределения и выноса карбонатов, который установлен для многих областей однонаправленного погружения. Процессы эти во многом известны и описаны в работах [3, 6–8]. Применяв существующие представления по областям однонаправленного погружения, можно предположить, что в рассматриваемом регионе, испытывавшем опуска-



Фиг. 5. Соотношение CaO и MgO и суммарного железа (пересчитанного на FeO) в песчаных и глинистых породах (в том числе метаморфизованных) ягнобской серии (1) и свит: зинахской (2), маргузорской (3), дархтисурхской (4)

ния, осуществлялись те же процессы, которые фиксируются сейчас практически во всех подобных областях. Суть их отражена в зональности превращений карбонатов.

З о н а I. Осуществляется региональный вынос подвижных элементов на первых этапах существования осадочных пород при их погружении в зону активного водообмена. Происходит вынос наиболее подвижных солей, сульфатов и начинается движение гидрокарбонатных солей, отраженное в существовании гидрокарбонатных вод в верхних частях осадочных бассейнов.

З о н а II. Осуществляется миграция карбонатов на глубинах 2–3 км, их перераспределение, выжимание из глинистых в зернистые породы и активное взаимодействие с минералами последних, проявляющееся в коррозии и замещении полевых шпатов, эффузивных обломков, частично кварца и других обломочных зерен, увеличении содержания карбонатного цемента.

З о н а III. Происходит отжатие карбонатов из зернистых пород на глубинах 3–5 км и одновременно или позже образование новых карбонатных соединений за счет органического углерода и в результате взаимодействия образующейся углекислоты с силикатами.

З о н а IV. Происходит консервация минералов в областях застойных вод. Диссоциация воды, ее частичное поглощение минералами приводит к выходу химических элементов из жидкой фазы и образованию минералов зоны глубокого катагенеза. Осуществляется стабильное состояние карбонатных минералов при отсутствии воды до глубоких зон с температурами до 600–800°C [3].

З о н а V. Идет разрушение карбонатов на больших глубинах при 600–800°C на фоне формирования высокотемпературных метаморфических минералов и освобождения кристаллизационной и конституционной воды. Происходит вынос карбонатов освобождающимися водами снизу вверх и развитие в верхних горизонтах зон вторичной карбонатизации.

Анализ соотношений среднего химического состава подземных вод с кларками элементов в земной коре позволяет оценить подвижность химических элементов в реакциях с участием подземных вод (табл. 2) и на основании этого построить ряд их химической подвижности при катагенезе:

Na, Ca	→	Ba, Mg, K	→	Mn, Fe, Al, Si
легкоподвижные		умеренно подвижные		малоподвижные

Из деления химических элементов по степени подвижности при катагенезе следует, что породы и стратифицированные толщи при взаимодействии их с подземными водами в первую очередь обедняются Na и Ca, затем Ba, K, Mg и вследствие этого обогащаются элементами Mn, Fe, Al, Si.

Применяя рассмотренную схему зональности процессов катагенеза к изученному региону,

Расчет подвижности химических элементов в системе горные породы –
подземные воды по приблизительным подсчетам содержания элементов в воде

Содержание в подземных водах, вес.% [6]	Среднее содержание в подземных водах, вес.%	Химический элемент	Кларк по А.В. Виноградову [1]	$K_{п}^*$
10' – 10 ⁰	5	Ca	2,96	1,68
		Na	2,50	2,00
10 ⁰ – 10 ⁻¹	0,5	K	2,50	0,20
		Mg	1,87	0,26
10 ⁻¹ – 10 ⁻²	0,05	Ba	0,065	0,76
10 ⁻² – 10 ⁻³	0,005	Fe	4,65	0,0011
		Si	29,00	0,00017
		Al	8,05	0,00062
		Mn	0,10	0,050

* $K_{п}$ – коэффициент подвижности, равный отношению содержания элементов в воде (вес.%) к кларку в горных породах.

можно предположить, что отложения среднего – верхнего карбона достигали стадии II мобилизации карбонатов, претерпев погружение на глубины до 2–3 км.

Нижнекаменноугольные и более древние толщи, погружавшиеся на глубины 4–5 км, должны были претерпеть преобразования в зонах III и IV. При этом происходило разрушение большей части карбонатов, вынос углекислоты и Ca, а в качестве остаточных сохранились (или были новообразованы) устойчивые на больших глубинах железисто-магнезиальные разновидности карбонатов, составляющие в этих отложениях небольшую примесь.

Вторая тенденция (проявление зависимости распределения рассеянных карбонатов от степени вторичных преобразований) во многом маскируется первой, поскольку существует корреляция между геологическим возрастом пород и степенью их вторичных преобразований. Поэтому, например, ордовик-силурийские породы в целом сильнее преобразованы, чем средне- и верхнекаменноугольные. Однако независимо от других воздействие факторов эпигенеза – метаморфизма можно наблюдать вследствие особенности проявления последних в рассматриваемом регионе. Было установлено [11], что в структуре Центрального Таджикистана (в пределах Зеравшано-Гиссарской зоны), сформированной к концу раннего карбона, наблюдается усиление эпигенеза, а затем и метаморфизма в ее центральной части и падение к северной и южной периферии. Это дает возможность проследивать зональность постседиментационных процессов по каждому из стратиграфических уровней – ордовик-силурийскому, девонскому, нижнекаменноугольному. Каким образом (в данном случае в плане) меняется карбонатность специально не изучалось, однако попутные наблюдения и качественные оценки позволяют считать, что с ростом постседиментационных преобразований карбонатность терригенных пород падает. Все терригенные среднепалеозойские толщи, располагающиеся в центральной части региона и преобразованные до стадии метагенеза и зеленосланцевого метаморфизма, бескарбонатны, если не связаны с вулканическими и карбонатными массивами и не находятся в зонах вторичной карбонатизации.

Можно предполагать, что из этих толщ происходил многократный вынос карбонатов – сначала син- и диагенетических карбонатов кальция и магния, затем катагенетически новообразованных карбонатов магния и железа. Выносу карбонатных соединений на последних этапах преобразования способствовали регионально проявленный кливаж и многочисленные разрывные нарушения, часто сопровождающиеся зонами вторичной постметагенетической (постметаморфической) карбонатизации.

Третья тенденция (связь карбонатности терригенных пород с карбонатными массивами) проявляется очень часто и в различных масштабах. Наименьшими по масштабу являются зоны пластовых надвигов, разделяющих терригенные и карбонатные тектонические чешуи мощностью в первые метры, сопровождающиеся интенсивной поздней, иногда сплошной карбона-

тизацией (чаще всего кальцитизацией) терригенного субстрата.

Большие по масштабу – проявления карбонатности в карбонатно-терригенных толщах. Как видно из фиг. 2 и 4, карбонатно-терригенные зинахская свита нижнего силура и сохтинская свита верхнего силура – нижнего девона имеют двувёршинные кривые распределения карбонатов. Здесь первый максимум низких содержаний соответствует первичным (остаточным) карбонатам, второй, отвечающий высоким содержаниям карбонатов, включает подвижные формы, связанные с перераспределением вещества из карбонатных пластов.

Очевидно, присутствие карбонатных тел в полях развития терригенных отложений постоянно стимулирует образование гидрокарбонатных растворов, которые могут формироваться на протяжении всей геологической истории региона и создавать общий более высокий фон рассеянных карбонатов по сравнению с терригенными толщами, лишенными карбонатных массивов.

В рассмотренном регионе существует также карбонатизация, не связанная непосредственно с карбонатными массами. Выше отмечались процессы карбонатного замещения эффузивных тел, залегающих внутри ягнобской метаморфической серии. Здесь очевиден вторичный, наиболее поздний характер минерализации и проблематична природа карбонатных растворов. Существенно, что в толщах переслаивания метавулканитов с метапелитовыми и метапесчаными осадками карбонатизация в последних выражена слабо или вообще не проявлена.

В.Н. Куземко с сотрудниками [2] детально описали зоны вторичной карбонатизации внутри полей развития ягнобских метаморфических сланцев шириной до 10 км и протяженностью во многие десятки километров, содержание карбонатов в которых (преимущественно магнетитовых, железистых или железисто-магнетитовых) составляет в среднем 10–12%, часто значительно больше. Карбонатизация здесь поздняя, что проявляется и в микроструктурах пород, и в общем положении зон карбонатизации, секущих раннегерцинские структуры. В.Н. Куземко и др. вообще отрывают карбонатизацию от герцинского этапа, считая ее мезозойской.

В оценке источника карбонатных растворов мнения расходятся. В существующей дискуссии о том, каковы источники карбонатных флюидов в зонах вторичной карбонатизации – перераспределение вещества вмещающих пород [5] или поступление из глубоких горизонтов земной коры [2] – предпочтение следует отдать первой точке зрения. В процессе отжатия карбонатов из терригенных пород на разных этапах их существования создавались благоприятные условия для их перераспределения, многократного переотложения и наряду с потерями перехода из одной формы в другую в виде карбонатизированных пластовых тел-ловушек, секущих тел, трассирующих разрывы, и целых зон карбонатизации. Заметим, что зоны региональной карбонатизации в Центральном Таджикистане [2], как и во многих других регионах, содержат часто весьма значительные литохимические аномалии Sb, As, Pb, Zn, Cu, Bi. Проблема источников металлов в этих зонах находится в прямой зависимости от проблемы происхождения карбонатов, парагенетически и генетически связанных с ними.

Таким образом, в сложной истории развития территорий Зеравшано-Гиссарской области, охватывающей только в палеозойское время погружение, частную, затем и общую инверсию, сопровождаемую развитием сложноскладчатых и, по-видимому, покровных структур, первый этап (погружение) был, по нашему мнению, наиболее важным в распределении рассеянных карбонатов. Последующие события усложнили общую закономерность, создали более пеструю и сложную картину размещения карбонатов, однако эта картина содержит явления второго и третьего порядка по отношению к региональному диссимметричному распределению рассеянных карбонатов в палеозойском разрезе.

НИИ земной коры Ленинградского государственного университета

Список литературы

1. *Войтович Г.В., Мирошникова А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г.* Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1970. 278 с.
2. *Куземко В.Н., Мамчур Г.П., Гнутенко Н.А., Ковальчук И.А.* Изотопный состав углерода "ягнобских сланцев" и его генетический смысл // Докл. АН ТаджССР. 1982. Т. XXV. № 7. С. 413–416.
3. *Киссин И.Г., Пахомов С.И.* К геохимии углекислоты в глубочайших зонах подземной гидросферы // Геохимия. 1969. № 1, с. 460–471.
4. *Маргышев В.Р.* К вопросу о расчленении, возрасте и распространении домезозойских от-

- ложений Зеравшано-Гиссарской горной области и Каратегина // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1970. Т. 168. С. 163–184.
5. *Минаев В.Е.* О режиме CO₂ при глаукофан-зеленосланцевом метаморфизме // Докл. АН ТаджССР. 1982. Т. XXV. № 7. С. 411–412.
 6. Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия / Под ред. Шварцева С.Л. Новосибирск: Наука, 1982. 286 с.
 7. *Прошляков Б.К.* Вторичные изменения терригенных пород-коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1974. 233 с.
 8. *Холодов В.Н., Дементьева О.Ф., Петрова Р.Н.* Проблема формирования вторичной пористости в песчаных коллекторах элизионных бассейнов // Коллекторские свойства пород на больших глубинах. М.: Наука, 1985. С. 13–25.
 9. *Черенков И.Н., Стрелец Л.В.* О глубине образования некоторых типов палеозойских геосинклинальных осадков (Южный Тянь-Шань) // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат., хим. и геол. наук. 1981. № 4 (82). С. 39–47.
 10. *Шванов В.Н.* Песчаный флиш Туркестанского хребта – формационный и литолого-палеогеографический анализ // Вестн. ЛГУ. 1985. № 7. С. 11–12.
 11. *Шванов В.Н., Нгуен Бьен, Кнауф В.В.* Литология и метаморфизм терригенных толщ северного склона Гиссарского хребта // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1976. Т. 224. С. 54–69

Поступила в редакцию
27.IV.1989

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

ХОЛОДОВ В.Н. (главный редактор), ТИМОФЕЕВ П.П. (зам. главного редактора),
МИХАЙЛОВ Б.М. (зам. главного редактора),

БУТУЗОВА Г.Ю. (ответственный секретарь), ВОЛКОВ И.И., ДМИТРИЕВСКИЙ А.Н.,
ИЛЬИН А.В., КОНОНОВ В.И., КОНЮХОВ А.И., МИГДИСОВ А.А., МУРДМАА И.О.,
СЕДЛЕЦКИЙ В.И., СИДОРЕНКО С.А., ШНЮКОВ Е.Ф., ЯПАСКУРТ О.В.

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V.N. (editor), TIMOFEEV P.P. (deputy chief editor),
MIKHAILOV B.M. (deputy chief editor),

BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), VOLKOV I.I., DMITRIEVSKY A.N.,
ILYIN A.V., KONONOV V.I., KONYUKHOV A.I., MIGDISOV A.A., MURDMAA I.O.,
SEDLITSKY V.I., SIDORENKO S.A., SHNYUKOV E.F., YAPASKURT O.V.

Адрес редакции:
109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИИ АН СССР
телефон 230-81-77
Зав. редакцией *Т.А. Шелетина*

Технический редактор *Л.В. Кожина*

Сдано в набор 31.01.91. Подписано к печати 4.03.91. Формат бумаги 70 × 100 1/16
Печать офсетная. Усл. печ. л. 11,7. Усл. кр.-отт. 8,9 тыс. Уч.-изд. л. 14,7. Бум. л. 4,5
Тираж 746 экз. Зак. 1018. Цена 2 р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-й типография издательства "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6