

**СРАВНИТЕЛЬНЫЙ
АНАЛИЗ
МОРСКОГО
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ
В ДОКЕМБРИИ
И ПАЛЕОЗОЕ**

НОВОСИБИРСК-1980

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ
МОРСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ
В ДОКЕМБРИИ И ПАЛЕОЗОЕ**

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК-1980



3414

Тематический сборник объединяет статьи, в которых рассматривается широкий круг вопросов. Проблемы эволюции осадочного процесса решаются на примерах развития морской карбонатной седиментации, морского дна, а также изменения состава глинистого вещества морских осадков разного возраста. Кроме того, даны примеры подробных литологических и геохимических характеристик терригенных и карбонатных пород докембрия и палеозоя Сибири и Средней Азии. Приведены материалы экспериментальных работ, моделирующих прибрежную карбонатную седиментацию в морях.

Сборник рассчитан на широкий круг геологов, интересующихся вопросами состава и происхождения осадочных пород.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д-р геол.-мин. наук **Ю.П.Казанский**, (отв. редактор),
канд. геол.-мин. наук **Е.П.Акульшина**, канд. геол.-мин. наук
В.Г.Петров

РЕЦЕНЗЕНТЫ:

кандидаты геол.-мин. наук **Р.С.Родин** и **В.М.Цибульчик**

Печатается по решению секции стратиграфии, тектоники, литологии и осадочных полезных ископаемых Ученого совета Института геологии и геофизики СО АН СССР

© Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1980 г.

ОТ РЕДАКТОРА

Важнейшей задачей современной литологии является изучение процесса развития осадконакопления во времени и пространстве. Решение ее кроме теоретического имеет первостепенное практическое значение для успешного прогнозирования поисков осадочных полезных ископаемых.

Существует несколько взаимодополняющих путей решения этой задачи: 1) выявление пространственно-временных взаимоотношений характерных минералов и пород, являющихся индикаторами условий седиментации; 2) изучение особенностей и генезиса отдельных минералов и пород разного возраста с целью подметить закономерные изменения макро- и микроэлементов, также связанных с особенностями осадконакопления; 3) постановка экспериментальных исследований, моделирующих конкретные физико-химические обстановки различных геологических эпох. В сборнике представлены статьи, отражающие все три направления.

К первому направлению исследований относятся работы, в которых рассмотрены особенности автохтонного карбонатакопления на современных и древних литоралях и шельфах, а также типизация морского дна. На конкретных примерах показано своеобразие условий седиментации докембрия — раннего палеозоя Енисейского края, Сибирской платформы и Кызылкумов.

Статьи второго направления характеризуют эволюцию состава глинистого вещества, для которого показано не только изменение отдельных элементов, но и выявлены геохимические коэффициенты, позволяющие реконструировать палеогеографические и палеоклиматические условия седиментации. Изохронность ряда событий (изменение температурного режима, климата и т.д.) позволяет использовать полученные на графиках переломные геологические события для стратиграфических целей.

Третья группа статей посвящена экспериментальным исследованиям в области современного карбонатакопления. Проведенные эксперименты позволили выявить как основные факторы, влияющие на прибрежную хемогенную седиментацию кальцита, арагонита, магнезита и других карбонатов, так и предсказать возможность их образования за счет аморфного кальций-магниевого карбоната, найденного в карбонатном иле озер района лагуны Куронг в Южной Австралии. Это обстоятельство является многообещающей заявкой на достоверность результатов, получаемых при моделировании природных процессов в условиях, максимально приближающихся к конкретным физико-химическим условиям геологического прошлого.

Несомненно, что статьи сборника заинтересуют широкий круг геологов, занимающихся проблемой реконструкции геологических процессов.

Ю. П. Казанский

ОБ УСЛОВИЯХ АВТОХТОННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ПРИБРЕЖНЫХ И ШЕЛЬФОВЫХ ОБЛАСТЯХ

При изучении древних осадков чаще всего встречаются отложения мелководной зоны — прибрежные и шельфовые. Сведения об образовании континентального склона и пелагиали немногочисленны. Вместе с тем при характеристике современной океанической и морской седиментации основное внимание уделяется глубоководным осадкам, имеющим господствующее распространение. Ниже даны принципы типизации условий осадко-накопления для прибрежной и шельфовой зон.

В основу предлагаемых построений положено представление о том, что любой морской осадок гетерогенен и состоит из двух частей: автохтонной и аллохтонной [14]. Автохтонная составляющая отражает такие физико-химические условия среды седиментации, как состав растворенных солей и газов, их концентрацию (соленость), температуру, давление и т.д. В комплексе эти показатели с автохтонной частью осадка составляют в современных условиях единую ландшафтно-климатическую зону, в прошлые эпохи — их древние аналоги. Аллохтонная часть осадка является результатом динамики морской среды: колебательных, поступательных и других движений. Большую роль при этом играет рельеф дна. По характеру движений и типу аллохтонного продукта выделяются ландшафтно-динамические зоны. Ниже изложены сведения о современных ландшафтно-динамических зонах морей и океанов, а также рекомендации об их использовании при реконструкции древних условий седиментации в прибрежных и шельфовых областях.

Современные ландшафтно-климатические зоны

В основу классификации современных ландшафтно-климатических зон Мирового океана положены такие показатели, как температура и глубина бассейна, с которой связана величина давления. Намечены четыре типа ландшафтно-климатических зон: полярные, бореальные и нотальные, субтропические и тропическая. Их соотношение с зонами, выделенными другими авторами, показано на табл. 1.

Полярные зоны включают Северный Ледовитый океан, южные окраины Тихого, Атлантического и Индийского океанов,

Схема сопоставления ландшафтно-климатических
и климатических зон

Зоны по Д.В.Богданову (2)		Климатические зоны по А.П. Лисицину (20)	Предлагаемые ландшафтно-кли- матические зоны
Зоны суши	Зоны океана		
Арктических пустынь	Полярная	Полярная	Полярные
Тундра	Субполярная	Умеренная и субполярная	Бореальная и нотальная
Лес, лесостепь, степь	Умеренная		
Средиземно- морская	Субтропическая	Тропическая и субтропическая	Субтропические
Тропических пустынь и саванн	Тропическая		
Гилейных лесов	Экваториальная	Экваториальная и субэквато- риальная	Тропическая

характеризуясь постоянно существующими низкими среднегодовыми температурами и связанными с ними покровами морских льдов. Бореальная и нотальная зоны, окаймляющие в Южном и Северном полушариях полярные зоны, отличаются чередованием зимних и летних периодов. Средние температуры в этих зонах возрастают в областях низких широт. В субтропических зонах, располагающихся между бореальной, нотальной и тропической, наблюдается устойчивая положительная среднегодовая температура, опускающаяся в зимние периоды ниже $+18^{\circ}\text{C}$. тогда как в тропической зоне она не бывает ниже [50].

По глубине океанического бассейна предлагается четырехчленное деление выделенных зон на подзоны: прибрежные (гумидные и аридные), шельфовые, континентального склона и пелагические. Для внутриконтинентальных морей, где отсутствует континентальный склон и пелагические области, выделены прибрежные, шельфовые и глубоководно-шельфовые подзоны (табл.2). Рассмотрим распределение продуктов в предлагаемых зонах и подзонах.

Схема классификации современных морских ландшафтно-климатических зон
и подзон прибрежных и шельфовых областей

Зоны по температурному режиму	Подзоны по глубинам бассейна и балансу влажности		
	Прибрежные (до 50 м)	Шельфовые (50 - 200 м)	Глубоководные шельфовые внутриконтинентальных морей (глубина > 200 м)
Полярные	Гумидные	Полярные	Полярные
	Аридные		Бореальная и нотальная
Бореальная и нотальная	Гумидные	Бореальная и нотальная	Бореальная и нотальная
	Аридные		
Субтропические	Гумидные	Субтропические	Субтропические
	Аридные		
Тропические	Гумидная	Тропическая	Тропическая
	Аридная		Субтропическая

В прибрежной области разделение на гумидные и аридные подзоны имеет место по всей акватории Мирового океана. В гумидных полярных подзонах наблюдается скопление автохтонного материала, представленного редкими раковинами карбонатного состава, их обломками и скоплениями органического вещества. Среди диагенетических новообразований известны стяжения окислов и гидроокислов железа, марганца, а также карбоната марганца [34]. В борельной и нотальной зонах автохтонный материал представлен раковинами моллюсков, остракод, и т.д. [1,44]. В более низких широтах в этой подзоне возрастает количество карбонатных органических остатков, местами образующих раковинные группы, банки и т.д.

Гумидные прибрежные подзоны субтропиков, известные вдоль Черноморского побережья Кавказа (южнее г. Сухуми) и на восточном побережье Северной Америки [43], характеризуются присутствием моллюсковых ракушников с обломками раковин других организмов, местами оолитов кальцитового и арагонитового состава. Иногда пески цементируются постседиментационным арагонитом. Прибрежная гумидная область тропической зоны представляет собой район интенсивного накопления автохтонного материала, по составу близкого таковому субтропической зоны. Основное отличие заключается в том, что в тропиках распространены коралло-водорослевые органогенные

постройки (риффы), образующие отдельные сооружения или барьеры, протягивающиеся на многие километры.

Аридная полярная подзона, осадки которой известны на побережье Юго-Восточной Антарктиды, характеризуется присутствием в прибрежной, лагунной области скоплений мирабилита и гидрогалита [25]. В бореальной и нотальной зонах автотонный эвапоритовый материал более широко распространен. Примером могут служить заливы Сиваш, Кара-Богаз Гол и другие, в которых наблюдается осаждение химическим путем галита, эпсомита, мирабилита, глауберита, астраханита, гипса и других минералов [8 и др.].

В субтропических зонах в аридных областях выделяются три типа осадков. В условиях открытого водообмена с морем, как, например, вдоль южного побережья Черного [23] или южной окраины Средиземного морей [9], имеет место накопление биогенных: кальцита, арагонита, ракушнякав и оолитов. В заливах и лагунах происходит формирование протодоломитовых осадков (залив Куронг, Южная Австралия) или сабкхи [29, 35 и др.]. Для эвапоритовых образований сабкхи характерно отсутствие мирабилита. В тропической области аридные осадки формируются в полузамкнутых водоемах и представлены эвапоритовыми образованиями, среди которых распространена сабкха [13]. Последняя, в отличие от аналогичных осадков субтропической зоны, богата ангидритом и доломитом. В условиях открытой связи с морем в прибрежной аридной подзоне распространены органические постройки (риффы), по составу и строению тождественные рифам гумидной подзоны. Правда, в пределах внутритропических морей (например, Красного), где соленость несколько выше, чем в Мировом океане, наблюдается увеличение количества арагонита и высокомагнезильного кальцита [43 и др.]. Здесь же, в мелких лагунах, фиксируется скопление гипса и галита [33].

Приведенный обзор свидетельствует о дифференциации автотонного материала в прибрежных участках морских ландшафтно-климатических зон, как по составу организмов и связанному с ними биокластическому материалу, так и по хемогенным и постседиментационным продуктам (табл. 3).

В полярной шельфовой подзоне наблюдается в небольших масштабах накопление органического материала, причем количественные отношения между отдельными группами остатков следующие: мшанки — около 40%, иглокожие — около 20% и моллюски — около 20% [21]. Кроме того, здесь присутствуют остатки диатомовых водорослей, фораминифер, остракод, трубки

Таблица 3

Схема распределения автохтонных продуктов в современных морских и прибрежных ландшафтно-климатических подзонах

Зоны и подзоны		Автохтонные продукты			Постседиментационные изменения и их продукты
		Сообщества осадкообразующих организмов	Биокластический материал	Хемогенный материал	
Полярные	Гумидные	Редкие моллюски, фораминиферы	Редкие скопления ракушечка и бой	Гидроокислы железа и марганца, кальцит (?), карбонат марганца	Карбонаты Ca, Mg, Mn
	Аридные	?	?	Мирабилит и гидрогалит	?
Бореальные и полярные	Гумидные	Моллюски, остракоды, фораминиферы, мшанки, иглокожие, водоросли, кораллы, образующие постройки (банки и др.)	Раковинные скопления, ракушечники, бой	Кальцит, арагонит, магниезальный кальцит	Миграция в карбонатах, доломитовые конкреции, окислы Fe и Mn, дисульфиды Fe
	Аридные	Моллюски, водоросли	Раковинные скопления и бой	Мирабилит, глауберит, эпсомит, астраханит, гипс, галит, карбонаты	Перекристаллизация сульфатов и хлоридов, цементация кальцитом и арагонитом
Субтропические	Гумидные	Разнообразные беспозвоночные и водоросли, образующие постройки (колоники, банки и др.)	Ракушечники, пеллетовые и микритовые карбонатные пески	Карбонатные соли, арагонитовые илы, доломит (протодоломит)	Миграция Mg в карбонатах, цементация кальцитом и арагонитом
	Аридные	Разнообразные беспозвоночные и водоросли, образующие постройки (колоники, банки и др.)	Ракушечники, пески с кальцитом и арагонитом	Соли из арагонита и кальцита, в заливах и лагунах - доломит (протодоломит), кальцит. На сабже - Mg-кальциты, протодоломит, реже магnezит, глауберит, ангидрит, гипс, галит	Цементация арагонитом, кальцитом и гипсом
Тропическая	Гумидные	Разнообразные и многочисленные беспозвоночные, водоросли, коралло-водорослевые постройки (риффы)	Ракушечники, пески с обломками шестилучевых гермастичных кораллов, пеллеты зеленых водорослей и др.	Карбонатные соли, кальцит, арагонит, доломит	Mg - кальцит
	Аридные	Водорослевые покровы, коралло-водорослевые постройки (риффы)	Тот же тип	Биокласты - соли с кальцитом и арагонитом. Риффы - арагонит, гипс, галит. Сабжы - Mg-кальциты, доломит, анурит, галит	Перекристаллизация сульфатов и карбонатов, цементация карбонатами

полихет. Из хемогенных продуктов отмечаются скопления гидроокислов железа и марганца. В бореальной и нотальной шельфовых подзонах состав и количество автохтонных продуктов зависит от солености, типа бассейна и географической широты. Во внутренних морях с пониженной соленостью (Азовское, Каспийское, Балтийское и др.) для шельфовой области отмечается накопление раковин моллюсков и других организмов, их обломков, окислов и гидроокислов железа и марганца, а среди диagenетических образований известны дисульфиды железа, гипса и др. [4], местами панцири диатомовых водорослей [24] и фосфаты, причем появление последних связывают с восстановительными условиями [48]. Примером автохтонного материала из бореальной области вблизи с границей с субтропической шельфовой подзоной могут служить ракушняки и скопления битой ракушки вдоль северного побережья Черного моря, где выделены мидневые и фазеолиновые илы, преобладающим материалом которых является арагонит [3].

В обстановке открытой связи шельфа с более глубоководными областями океана, на участках слабой терригенной седиментации, происходит накопление карбонатного биогенного материала, представленного остатками моллюсков (до 60%), мшанок (до 10%), иглокожих (до 10%), бентосных фораминифер (около 10%), гастропод и других организмов, которое сопровождается аккумуляцией гидроокислов железа и органики [21, 30]. Здесь же встречается глауконит, который рассматривается некоторыми исследователями как аутигенный минерал. Количество карбонатного материала может испытывать существенные колебания. Так, на континентальном шельфе вдоль западной Шотландии его количество изменяется от прибрежной подзоны в сторону открытого океана от 70—80% до 20—30%, причем в этом же направлении происходит смена в составе органических остатков. В более мелководной части отмечены моллюски, ракообразные, иглокожие, фораминиферы, мшанки и остатки червей, а во внешней зоне преобладают ракообразные и тонкодисперсный карбонатный материал, ассоциирующийся с глинистыми илами. Карбонат представлен низкомагнезиальным кальцитом [32].

Распределение шельфовых автохтонных осадков вдоль восточного побережья Северной Америки рассмотрели Дж. Миллиман и др. [43]. Ими установлено, что северней г. Бостона преобладают моллюсковые ракушняки, к которым южнее присоединяются остатки бентических фораминифер, иглокожих и баланусов.

Шельфовые осадки субтропиков представлены, как это наблюдается в Средиземном море, биогенно-детритовыми песками и гравийниками, содержащими обломки известковых водорослей, двустворок, мшанок, гастропод, а также хемогенных кальцита, доломита, местами арагонита [3, 30, 45]. На восточном побережье Северной Америки, южнее мыса Гаттерас, в отличие от бореальной области, появляются остатки корралиновых водорослей, оолиты, сокращается количество бентических фораминифер.

В южном полушарии, вдоль юго-восточного побережья Австралии, также наблюдаются биокластические карбонатные осадки, но обогащенные обломками мшанок [41], а на юге Африки — фораминиферами [28].

В тропической зоне шельфовые осадки по составу и строению достаточно четко связаны с источниками карбонатного материала — органическими постройками прибрежной зоны. Наиболее характерные обломки представлены в них герматипными кораллами и зелеными водорослями *Halimeda* [39, 40]. Участие других организмов (фораминифер, моллюсков, мшанок, красных водорослей, иглокожих и др.) хотя и изменяется в разных районах, но в общем имеет подчиненное значение [41 и др.]. Биокластические осадки ассоциируются с оолитовыми, часто арагонитовыми песками, прослеживающимися от прибрежной подзоны до глубины 150 м [5].

В пределах крупных заливов, вдоль островов, на банках установлены области распространения своеобразных шельфовых автохтонных осадков, состав которых связан с рельефом дна. Так, на Большой Багамской банке тонкозернистые илы выполняют более глубоководные части шельфа, окаймляясь участками распространения оолитовых и грейпстоуновых образований [42]. В северо-восточной части Мексиканского залива в направлении от берега в сторону больших глубин наблюдается смена кварцевых песков песчаными осадками с обломками раковин, затем псаммитов с обломками обизвествленных водорослей, далее скопления оолитов и, наконец, фораминиферовых осадков. В районе, располагающемся между островами Куба и Пинос (залив Ботабано), наблюдается пятнистое распределение скоплений оолитов, тонкозернистого и более крупного биокластического материала, обусловленное течениями и волнениями [12]. В Персидском заливе у полуострова Катар в шельфовой подзоне выделено несколько террас, отражающих стадии трансгрессирующего моря. По мере роста глубин от берега наблюдается смена прибрежных рифов с калькаренидами карбонатными обломочными породами, а затем мергелями [26].

Имеющиеся сведения о распределении автохтонного материала на шельфе сведены в табл. 4. Эти данные свидетельствуют об отличии шельфовых осадков разных климатических зон как по составу органических остатков и их обломков, так и по характеру хемогенного материала. Сведения о постседиментационных преобразованиях пока недостаточны для каких-либо заключений.

Принципы реконструкции морских ландшафтно-климатических зон прошлого

Использование данных по современной автохтонной седиментации в океанах и морях для реконструкции древнего осадконакопления возможно только с учетом изменения основных параметров, определяющих характер осадконакопления, а именно: 1) состав древней атмосферы, 2) термобарических условий над поверхностью Земли и в гидросфере, 3) состава растворенных солей и газов в морской воде, 4) состава органического мира, 5) рельефа дна и т.д.

Общая тенденция в развитии древней атмосферы проявилась в сокращении количества углекислого газа и аммиака, в увеличении относительного содержания в ней азота и кислорода [15]. Характер изменения термобарических условий представляется как увеличение температуры и давления до уровня 70—80°C и 15—20 атм соответственно в интервале 4—3 млрд. лет с последующим понижением до современного предела [17]. По составу растворенных солей в морской воде выделяется пять типов вод: 1) кальций-магний-алюминиевый карбонатно-хлоридный (ранний протерозой — архей), 2) кальций-магний-натриевый бикарбонатно-хлоридный (венд — конец раннего протерозоя), 3) магний-натрий-кальциевый хлоридно-бикарбонатный (ордовик — кембрий), 4) натрий-магниевый хлоридно-бикарбонатный (карбон — ордовик) и 5) натрий-магниевый хлоридно-сульфатный (пермь — кайнозой).

В развитии органической жизни в морской среде, по данным многих авторов, наблюдается следующая последовательность. В докембрии бактерии и водоросли являлись господствующими группами организмов. Конец докембрия — начало фанерозоя характеризовались появлением и быстрым расселением в прибрежных и шельфовых подзонах многоклеточных организмов, которые активно участвовали в изменении состава растворенных в морской воде солей и газов. Из прибрежных и шельфовых областей организмы (планктон) постепенно заселили

Таблица 4

Схема распределения автохтонных продуктов в современных морских шельфовых ландшафтно-климатических подзонах

З о н ы	А в т о х т о н н ы е с е д и м е н т а ц и о н н ы е п р о д у к т ы			П о с т с е д и м е н т а ц и о н н ы е п р о д у к т ы
	С о о б щ е с т в а о с а д к о о б р а з у ю щ и х о р г а н и з м о в	Г и с к л а с т и ч е с к и й м а т е р и а л	Х е м о г е н н ы й м а т е р и а л	
П о л я р н ы е	Р е д к и е ф о р а м и н и ф е р ы, м ш а н к и, о с т р а к о д ы, д в у с т в о р к и, п о л и х е т ы (?), д и а т о м е и	Р е д к и е р а к о в и н ы и и х о б л о м к и, о с к о п л е н и я д и а т о м о в ы х и л о в	О к с и д ы и г и д р о о к с и д ы F e и M n	Д и с у л ф и д ы F e
Б о р е а л ь н а я и н о т а л ь н а я	М о л л ы с к и, г а с т р о п о д ы, м ш а н к и, б е н т о с н ы е ф о р а м и н и ф е р ы, в о д о р о с л и, р е д к и е к о р а л л ы, ч е р в и	Р а к о в и н ы и и х о б л о м к и, т о н к о д и с п е р с н ы й д е т р и т в к а р б о н а т н ы х и к а р б о н а т н о - г л и н и с т ы х и л а х, с п р е о б л а д а н и е м н и з к о м а г н е з и а л ь н о г о к а л ь ц и т а, о р г а н и ч е с к о е в е щ е с т в о	Н и з к о м а г н е з и а л ь н ы й к а л ь ц и т, г и д р о о к с и д ы F e и M n	Д и с у л ф и д ы F e, г и п с, г л а у к о н и т (?), н и з к о м а г н е з и а л ь н ы й к а л ь ц и т
С у б т р о п и ч е с к и е	Р а з н о о б р а з н ы е б е с п о з в о н о ч н ы е, в о д о р о с л и	Н и з к о м а г н е з и а л ь н ы й к а л ь ц и т в р а к о в и н а х, о б л о м к а х, т о н к о д и с п е р с н о м к а р б о н а т н о м и л е, о р г а н и ч е с к о е в е щ е с т в о	К а л ь ц и т, M g - к а л ь ц и т, д о л о м и т (?), ф о с ф а т ы, к а р б о н а т н ы е о о л и т ы	Д и с у л ф и д ы F e, г л а у к о н и т (?), к а р б о н а т ы, ф о с ф а т ы
Т р о п и ч е с к а я	Р а з н о о б р а з н ы е б е с п о з в о н о ч н ы е и в о д о р о с л и	К а р б о н а т н ы е и л ы р а з н о й р а з м е р н о с т и с о б л о м к а м и г е р м а т и п н ы х к о р а л л о в и з е л е н ы х в о д о р о с л е й, о р г а н и ч е с к о е в е щ е с т в о	К а л ь ц и т, M g - к а л ь ц и т, а р а г о н и т, о б и л и е к а р б о н а т н ы х о о л и т о в	Д и с у л ф и д ы F e, г л а у к о н и т (?), к а р б о н а т ы, ф о с ф а т ы

пелагические участки. Планктон с карбонатным компонентом появился в ранней юре [49].

Вышесказанное позволяет наметить основные стадии формирования автохтонного материала. На современном уровне наших знаний по составу автохтонного материала намечены четыре группы зон по возрасту (табл. 5). Предлагаемые названия зон на разных возрастных уровнях даны с учетом динамики развития факторов автохтонной седиментации во времени, исходя из заключения, что современное осадконакопление является результатом развития его древних, в основном примитивных форм (табл. 6). Таким образом, процесс развития условий автохтонной седиментации является процессом эволюционирующим, идущим путем усложнения этих условий главным образом за счет усложнения обстановок осадконакопления и появления более совершенных форм органического мира и земной коры. *Сообщающийся ниже материал по реконструкции древней автохтонной седиментации располагается по подзонам: прибрежной гумидной, прибрежной аридной и шельфовой, от полярной к тропической зоне, от более древних осадков — к молодым.*

Примеры реконструкции древних морских прибрежных и шельфовых ландшафтно-климатических зон

Для раннего докембрия в прибрежных областях выделяются пратропические и ультратропические подзоны. К осадкам подзоны первого типа отнесены кристаллические и органогенные известково-доломитовые породы, седиментационный материал которых мог формироваться в условиях жизнеспособности белкового вещества (около 70°C и ниже). О их мелководном, прибрежном происхождении свидетельствуют соответствующие сохранившиеся текстуры [31 и др.]. Разделение осадков гумидных и аридных подзон для пратропической области затруднено, так как первичный состав и текстурно-структурные особенности сохраняются редко. Ультратропический тип объединяет осадки, формирование которых происходило в среде с повышенной температурой (до 70°C и более), неблагоприятной для развития жизни. К прибрежным осадкам этой зоны отнесены карбонатные, преимущественно доломитовые осадки, ассоциирующиеся с кремнистыми, вероятно, гидротермальными образованиями. Сохранившиеся следы жизни редки и обычно представлены мелкими остатками водорослей и рассеянным графитом [27].

Схема развития условий формирования автохтонного морского материала в геологической истории Земли и его возрастной зональности [15-17]

Возраст	Состав ионов морской воды		Состав растворенных в морской воде газов		Средняя температура, °С	Среднее давление, атм	pH
	преобладающих	второстепенных	преобладающих	второстепенных			
Кайнозой-пермь	$\frac{\text{Na}^+, \text{Mg}^{2+}}{\text{Cl}^-, \text{SO}_4^{2-}}$	$\frac{\text{Ca}^{2+}, \text{K}^+}{\text{HCO}_3^-, \text{CO}_3^{2-}, \text{F}^-}$	N_2, O_2	CO_2 инертные газы	около 18	1 - 1,5	~ 8
Карбон - ордовик	$\frac{\text{Na}^+, \text{Mg}^{2+}}{\text{Cl}^-, \text{HCO}_3^-}$	$\frac{\text{Ca}^{2+}, \text{K}^+}{\text{SO}_4^{2-}, \text{CO}_3^{2-}, \text{F}^-}$	$\text{N}_2, \text{O}_2, \text{CO}_2$	Инертные газы	около 20	1,5-2,5	~ 8
Ордовик - кембрий	$\frac{\text{Mg}^{2+}, \text{Na}^+, \text{Ca}^{2+}}{\text{Cl}^-, \text{HCO}_3^-}$	$\frac{\text{K}^+}{\text{CO}_3^{2-}, \text{SO}_4^{2-}, \text{F}^-}$	$\text{N}_2, \text{CO}_2, \text{O}_2$	Инертные газы	около 25	2,5 - 3	~ 8
Венд - конец раннего протерозоя	$\frac{\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Na}^+}{\text{HCO}_3^-, \text{Cl}^-}$	$\frac{\text{K}^+, \text{NH}_4^+}{\text{CO}_3^{2-}, \text{SO}_4^{2-}, \text{F}^-}$	$\text{N}_2, \text{CO}_2, \text{O}_2$	Инертные газы	25-50	3 - 10	~ 8
Ранний протерозой - архей	$\frac{\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{NH}_4^+}{\text{HCO}_3^-, \text{CO}_3^{2-}, \text{Cl}^-}$	$\frac{\text{Na}^+, \text{K}^+}{\text{SO}_4^{2-}, \text{F}^-}$	$\text{CO}_2, \text{NH}_3, \text{N}_2$	O_2 , метан, инертные газы	до 70		> 9 ?

Примечание. В числителе катионы, в знаменателе анионы

Схема типизации древних морских ландшафтно-климатических зон

Возраст	З о н ы			
Голоцен-палеоген	Полярные	Бореальные и нотальные	Субтропические	Тропические
Мел (кра?) - пермь	Мезополярные	Мезобореальные и мезонотальные	Мезосубтропические	Мезотропические
Карбон - ордовик	Позднепалеополярные	Позднепалеобореальные и позднепалеонотальные	Позднепалеосубтропические	Позднепалеотропические
Ордовик - кембрий	Раннепалеобореальные и раннепалеонотальные	Раннепалеосубтропические и раннепалеотропические		
Венд - ранний протерозой	Протополярные и протобореальные (протонотальные)		Протосубтропические и прототропические	
Ранний протерозой - архей	Пратропические		Ультратропические	

В конце раннего протерозоя, в рифее и венде господствовали пратропические и протосубтропические условия, для разделения которых в прибрежной гумидной подзоне нет четко установленных критериев. Они представлены сложными комплексами органогенных построек, обрамленных областями развития обломочных известняков и доломитов, лагунными тонкозернистыми карбонатными осадками того же состава. С ними могут ассоциироваться скопления железистого, органического или оситового вещества. Протобореальные и протополлярные зоны, видимо, существовавшие в позднем рифее и венде в гумидных подзонах, были неблагоприятны для накопления автохтонного материала.

Гумидные подзоны в палеотропических и палеосубтропических областях характеризуются интенсивным карбонатонакоплением. Однако в отличие от докембрия для них характерно заметное сокращение доломитообразования. В это время усложняется строение органогенных построек за счет увеличения разнообразия участвовавших в процессе рифообразования групп животных, а также возрастают масштабы самого процесса. Начиная с кембрия, в прибрежных гумидных, а местами аридных областях, появляются сложные органогенные комплексы, прослеживающиеся на сотни километров. Время их существования измеряется десятками млн. лет [10].

В ордовике после изменения катионного состава в морской воде значительно расширяется разнообразие морских организмов, заселявших палеотропическую прибрежную гумидную подзону. Начиная с этого времени, удается на платформах выделить прибрежные участки распространения палеосубтропической подзоны, в которых карбонатные породы представлены зернистыми и биокластическими известняками, реже доломитами [11]. Крупные органогенные постройки типа рифов в этой подзоне отсутствуют.

В мезозое в океанах и морях господствовали мезотропические: мезосубтропические и мезобореальные (нотальные) обстановки. По характеру прибрежной гумидной седиментации они близки современному типу. Можно выделить прибрежные гумидные бореальные условия в триасе. Так, в Хатангской впадине они представлены терригенными породами, содержащими скопления раковин и их обломков [7].

Как уже было отмечено выше, прибрежные аридные подзоны намечаются в раннем докембрии в составе пратропической зоны. Следы отрицательного баланса влажности проявляются в виде псевдоморфоз сульфатов и хлоридов как в терригенных,

так и карбонатных, главным образом доломитовых породах. Такие образования известны в архее Западной Австралии, Восточной Сибири, Скандинавии, Южной Африки и других районов [47]. Часть этих пород метаморфизована и превращена в диоксид-ангидритовые образования [35 и др.].

Более многочисленны следы аридизации в прибрежных морских осадках позднего докембрия. Они известны в северных районах Скандинавского полуострова, в Северной Америке, Австралии и т.д. [51]. В верхних горизонтах позднего докембрия (рифей, венд) распространены линзы и прослои сульфатных пород, залегающих обычно среди прибрежно-морских доломитов, а местами встречаются отдельные слои галита [15 и др.]. Собственно эвапоритовая седиментация окончательно сформировалась, в начале кембрия и сохранилась до современной эпохи.

Шельфовая подзона, вероятно, достаточно хорошо была выражена уже в раннем докембрии. Для этого времени выделяются два типа автохтонных шельфовых осадков — карбонатный и железистый. Карбонатные осадки, представленные преимущественно известняками, установлены в Канаде, Восточной Сибири и других районах. Различить среди них образования пратропической и ультратропической зон можно, только анализируя фациальные переходы между шельфовыми и прибрежными областями. Так, описанные А. З. Кониковым и др. [15 и др.] в архее Алданского щита бассейновые первичноизвестняковые породы, переходящие в прибрежные доломитовые отложения, вероятно, можно отождествлять с образованиями пратропической зоны.

Железистые отложения, разнообразные железистые кварциты и связанные с ними руды рассматриваются как мелководные, так и глубоководные образования. Нахождение в них отдельных горизонтов перемытого материала может свидетельствовать о периодическом формировании осадков в зоне воздействия волнений, т.е. на глубинах до 200 м. Это обстоятельство позволяет считать железистые кварциты осадками шельфа или глубоководного шельфа. Выявленная связь этих образований с областями подводной вулканической деятельности дает основание отнести области их седиментации к ультратропической зоне.

В конце раннего протерозоя, в рифее и венде наблюдается заметная перестройка автохтонного минералообразования на шельфе. В условиях тропической — субтропической зоны на платформах отмечается накопление как известковых, так и доломитовых осадков [13, 47 и др.]. В геосинклинальных областях количество доломитов сокращается [6 и др.]. С шельфовой

подзоной связаны скопления фосфоритов и железистых карбонатов. Для описываемого времени отмечается также сокращение железнакопления. Находки в железистых кварцитах остатков микроорганизмов [37] могут свидетельствовать о более оптимальных температурных условиях для обитания организмов при седиментации на шельфе рудного материала.

Протобореальные (нотальные) — полярные зоны могут быть выделены для эпох оледенений (конец рифея — венд). Автохтонный материал для этих зон практически не изучен. Возможно, он представлен карбонатным материалом, встречающимся в виде прослоев среди марино-гляциальных образований.

Для палеозоя четко выделяются тропические — субтропические шельфовые подзоны, характеризующиеся интенсивным карбонатакоплением с участием биокластического материала. В отличие от докембрия в палеозое резко сокращается доломитонакопление в условиях нормальноморского бассейна. Оно отмечается в наиболее глубоководных областях шельфа, где связано с соле- и сульфатонакоплением. Появление солеродных участков на шельфе и в областях перехода к более глубоководным — одна из особенностей палеозойской шельфовой седиментации. По характеру солей выделяются бессульфатный (кембрий-карбон) и сульфатный (пермь-кайнозой) типы, что связывается с изменением солевого состава вод Мирового океана [19 и др.].

Важнейшей задачей при изучении палеозойских и более молодых шельфовых осадков является разработка методики отличия прибрежно-мелководных и глубоководных шельфовых сульфатно-соляных образований. Метод, предложенный А.Кендаллом [36], учитывающий морфологию слоев и отдельных зерен сульфатных и соляных материалов, представляется одним из действенных в этом смысле.

Начиная с ордовика, после того как кораллы стали активно участвовать в строительстве органических построек, возникает возможность различать шельфовые тропические и субтропические подзоны по распространению обломков раковин герматипных организмов (табл. 6). Появление палеобореальных (нотальных) — полярных зон следует ожидать в ордовике и пермо-карбоне, т.е. в эпохи оледенений, а собственно палеобореальные (нотальные) зоны — в кембрии, силуре и девоне в областях высоких широт [22 и др.].

Рисунок распределения климатических зон на шельфе сохранился в мезозое. Однако изменение характера флор и фаун, а соответственно и биокластики, позволяет выделять здесь

мезоаналоги тропических, субтропических и бореальных (нотальных) зон. В кайнозое устанавливается зональность современного типа, а в миоцене появляется полярная зона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтина О. А. Об особенностях пространственного размещения и захоронения эколого-фацialsных типов современных двустворок Тонино-Анивского полуострова (Южный Сахалин). — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1974, с. 53—62.
2. Богданов Д. В. Карта природных зон океана. — Океанология, 1961, № 5, с. 7—12.
3. Бутузова Г. Ю. Карбонаты в донных отложениях Черного моря. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 3, с. 18—26.
4. Геология Балтийского моря. Ред. Гуделис В. К. и Емельянов Е. М. Вильнюс, Мокслас, 1976. — 383 с.
5. Голубовская Т. Н., Патрунов Д. К. Современное карбонатонакопление. — В кн.: Общая геология. Итоги науки и техники. Т. 7. М., 1976. — 100 с.
6. Давыдов Ю. В. Рифейские карбонатные отложения юго-востока Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1975. — 108 с.
7. Дагис А. С. Триасовые брахиоподы. Новосибирск: Наука, 1974. — 381 с.
8. Дзэнс-Литовский А. И. Проблема Кара-Богаз-Гола. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 1, с. 88—96.
9. Емельянов Е. М. Основные типы современных донных осадков Средиземного моря, их минералогия и геохимия. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1, с. 29—46.
10. Журавлева И. Т. Сахайская органогенная полоса. — В кн.: Среда и жизнь в геол. прошлом. Новосибирск: Наука, 1979, с. 128—154.
11. Занин Ю. Н. Ордовикские и силурийские отложения Иркутского амфитеатра. Новосибирск: Наука, 1970. — 213 с.
12. Ионин А. С., Павлидис Ю. А., Авельо С. О. Геология шельфа Кубы. М.: Наука, 1977. — 214 с.
13. Казанский Ю. П. Об изменении характера морского карбонатонакопления в истории Земли. — В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР и СНИИГГиМС, 1974, с. 148—183.
14. Казанский Ю. П. Автохтонные компоненты континентальных осадков как критерии для расшифровки происхождения осадочных толщ (на примере палеозойских и докембрийских отложений). — В кн.: Литол.-геохим. исслед. палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1975, с. 5—17.
15. Казанский Ю. П. Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976, — 271 с.
16. Казанский Ю. П. Об изменении газового и солевого состава океанических вод. — Геол. и геофиз., 1977, № 8, с. 81—85.
17. Казанский Ю. П. О роли приповерхностных термобарических условий в развитии жизни на Земле. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1979, с. 100—103.
18. Карбонатные породы. Т. 1. М.: Мир, 1970. — 395 с.
19. Кореннов Ю. Ф. Об эволюции химического состава вод океана в палеозое. — Бюл. МОИП. Отд. Геол., 1974, № 3, с. 141.
20. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. — 438 с.
21. Лисицын А. П. Процессы океанической седиментации. М.: Наука, 1978. — 390 с.

22. **Сеславский К. Б.** Климаты и глобальные климатические пояса ордовика и силура. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 3, с. 98—112.
23. **Тримонис Э. С.** Некоторые особенности современного карбонатонакопления в Черном море. — Океанология, 1973, № 5, с. 821—828.
24. **Хрусталеv Ю. П.** Закономерности кремнезакпления на Азовском море. — В кн.: Осадочные породы и руды. Матер. науч. совещ. Керчь: Калуш; 1977, с. 23—32.
25. **Antarctik salita lakes-stable isotopic rations, chemical compositions and evolution.** — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1979, v. 43, N 1, p. 7—25.
26. **Barthurst R. G.** Carbonate sediments and their diagenesis. — Amsterdam e.a., Elsevier Publ., 1971. — 620 p.
27. **Benkes N. J.** Transition from siliciclastic to carbonate sedimentation near the base of the Transvaal Supergroup, northern Cape Province, South America. — *Sediment. Geol.*, 1977, v. 18, N 1—3, p. 201—221.
28. **Birch G.F.** The nature and origin of mixed apatite glauconite pellets from the continental shelf of South Africa — *Mar. Geol.*, 1979, v. 29, N 1—4, p. 313—334.
29. **Busson G., Perthuisot J.—P.** Interet de la Sebkhа el Malah (Sub-Tunisien) pour l'interpretation des series evapotiques anciennes. — *Sediment. Geol.*, 1977, v. 19, N 2, p. 139—161.
30. **Carlet J. P.** Recent biogenic calcareous sedimentation on the Algerian continental shelf. In: *Mediterr. Sea. Natur Sediment. Lab. Stroussburg*: 1972, p. 261—277.
31. **Ericsson K. A., Truswell J. F.** Tidal flat association from Lower Proterozoic carbonate sequence in South Africa. — *Sedimentology*, 1974, v. 21, N 2, p. 293—309.
32. **Farrow G. E., Cuccl M., Scoffin T. P.** Calcareous sediments on the nearshore continental shelf of western Scotland. — In: *Proc. Roy. Soc. Edinburgh*; 1978, v. 1376, N 1—3, p. 55—76.
33. **Flood P. G.** The significance of two contrasting sedimentary environments (the fringing coral reef and tidal mud flat) presently in juxtaposition along the southwestern shore of Moreton Bay Queensland. — In: *Univ. Queensl. Par. Dep. Geol.*, 1977, v. 8, p. 44—63.
34. **Grill E. T.** The effect of sediment-water exchange on manganese deposition and nodule growth in Jervis Inlet, British Columbia. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1978, v. 42, N 5, p. 485—494.
35. **James N. P.** Facies models 10. Reefs. — *Geochi. Can.*, 1978, v. 5 N 1, p. 16—26.
36. **Kendall A. C.** Facies models 12. Subaqueous evaporites. — *Geochi. Can.*, 1978, v. 5, N 3, p. 124—129.
37. **Knoll A., Barghoorn E. S., Awramic S. M.** New microorganisms from the aphebian Gunflint Iron Formation, Ontario. — *J.Paleontol.*, v. 52, N 5, p. 976—992.
38. **Leake B. E., Farrow C. M., Townend C. W.** A pre—2,000 billion old granulite facies metamorphed evaporite from Caraba, Brazil — *Nature*, 1979, v. 227, N 5691, p. 49—50.
39. **Lees A.** Contrasts between recent warm- and cold-water carbonates: significance in the interpretation of aient limestones. — *Ann. Soc. Geol. Belg.*, 1974, v. 97, N 1, p. 159—161.
40. **Lees A.** Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. — *Mar. Geol.*, 1975, v. 19, N 3, p. 159—198.

41. *Marshall J. F., Davies P. J.* Skeletal carbonate variation on the continental shelf of Easterh Australia. — BMRJ Austral. Geol. and Geophys., 1978, v. 3, N 2, p. 85—92.
42. *Milliman J. D.* Recent sedimentary carbonates. Part 1. Berlin e.a., Springer, 1974. — 400 p.
43. *Milliman J. D., Pilkey O. H., Ross D. A.* Sediments of the continental margin off the eastern United States. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, p. 1315—1334.
44. *Piesses P., Lees A.* Sedimentation de carbonates biogeniques recents dans la baie de Califden (Connemara, Irlande). — Mem. Inst. Geol. Univ. Londvain, 1977, v. 29, p. 357—367.
45. *Shaw H. F., Bush P. R.* The mineralogy and geochemistry of the recent surface sediments of Cilicia Basin, northeast Mediterranean. — Mar. Geol., 1978, v. 27, N 1—2, p. 115—136.
46. *Siedencka A.* Low Precambrian tidal-flat deposits and algal stromatolites in the Batsfjord formation, East Finnmark, North Norway. — Sediment. Geol., 1978, v. 21, N 4, p. 277—310.
47. *Stewart A. J.* A barred — Basin marine evaporite in the Upper Proterozoic of Amadeus Basin Central Australia. — Sedimentology, 1979, v. 26, N 1, p. 33—62.
48. *Suess E.* Mineral phases formed anoxic sediments by microbial decomposition of organic matter. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1979, v. 43, N 3, p. 339—352.
49. *Tappan H., Loeblich A. R.* Evolution of the oceanic plancton. — Earth — Sci. Rev., 1973, v. 9, p. 207—240.
50. *Wells J. W.* Coral reefs. — In: Treatise on Marine Ecology and Paleoecology, 1957, v. 1, p. 609—631.
51. *Young G. M., Long D. G.* Carbonate sedimentation in a Late Precambrian shelf sea, Victoria Island, Canadian Afric Archipelago. — J. Sediment. Petrol., 1977, v. 47, N 3, p. 943—955.

ТИПЫ МОРСКОГО ДНА

Изучение палеоландшафтов необходимо для правильного понимания экологических обстановок геологического прошлого. В связи с этим задача восстановления палеоэкологических ландшафтов рекомендовалась в резолюции XIX сессии ВПО как «одна из актуальных задач палеоэкологии» [40].

Одним из важнейших типов палеоландшафтов является ископаемое морское дно, имеющее в различных районах Земного шара различное строение, зависящее от состава слагающего дно материала, твердости, генетического происхождения дна, его рельефа и т.д. Таким же разнообразием характеризуется и современное дно различных районов Мирового океана, причем одним из определяющих факторов этого типа ландшафта является рельеф морского дна. Важную роль для характеристики морского дна играет состав биоценозов населяющих его бентосных организмов.

К настоящему времени в отечественной и зарубежной литературе имеется достаточно много работ, посвященных изучению дна современных морей и океанов, в том числе и населяющих его организмов [1—4, 17, 20—25, 27, 31, 44, 46, 47, 50, 52 и др.], однако значительная часть этих работ посвящена описанию крупных форм рельефа морского дна (хребтов, океанических впадин и пр.) и морских берегов; реже описываются грунты, слагающие дно, и биоценозы бентосных организмов. Во многих работах даются классификации морского дна, чаще всего геоморфологические [1, 27, 32, 46, 47], иногда тектонические [44, 45] или биогеоэкологические [19, 31], т.е. классифицируются различные формы или элементы ландшафта.

Статей, посвященных описанию ископаемого дна морей геологического прошлого, тоже немало, но почти все они характеризуют наиболее хорошо сохраняющиеся в ископаемом состоянии участки твердого (или каменного по Р. Ф. Геккеру) морского дна и типичные для него биоценозы [6—9, 11—13, 30, 34, 35, 37, 49, 53—57, 59—64, 67—69, 73 и др.], т.е. рассматривается только одна из форм палеоландшафта.

Работ же, в которых даются по каким-либо аспектам классификации ископаемого морского дна, крайне мало. Первая классификация ископаемого каменного дна была создана Р. Ф. Геккером в 1960 году. Классификации, опубликованные в последую-

шие годы, касались отдельных признаков морского дна. Так, характерные особенности ископаемого морского дна в зависимости от литологического состава слагающих его пород отражены в работе И. А. Пяновской и Р. Ф. Геккера [34]. Р.Э.Эйнасто [51] дает классификацию поверхностей перерыва, отражающую характер рельефа поверхности морского дна. Попытка классифицировать ископаемые следы сверлильщиков-камнеточцев, с выделением особого «камнеточного ихнаоценоза», была предпринята А. Радванским [69] на примере миоценовых отложений Южной Польши. В дальнейшем [70] по конфигурации и размеру нор червей, губок и пелеципод-сверлильщиков он дает видовые и родовые определения создавших их животных.

Экологическая классификация твердого дна морей геологического прошлого приведена в работе И.А.Пяновской и С. Н. Задориной [36], причем в ней указано различие в понимании терминов «твердое дно» и «каменное дно», в отличие от мнения Р. Ф. Геккера [6], который считает понятия «твердый» и «каменный» полными синонимами. Как синонимы, употребляют указанные выше понятия и другие исследователи [11—13, 60—70]. В том же понимании употреблялись эти термины ранее и автором настоящей статьи [34, 35]. Однако вышеуказанные понятия трактовались различно еще в 1969 г. Х. Хельдером и Р. Холманом [61], которые описывали ходы сверления морских организмов в твердом и скалистом (каменном) дне юрского моря.

В данной статье, на основании собственных материалов и анализа имеющейся литературы, предлагается литолого-экологическая типизация ископаемого и современного морского дна на уровне выделения мелких форм морского донного ландшафта (см. таблицу). Наблюдавшиеся нами в течение многих лет в значительном количестве пунктов участки ископаемого дна морей девонской, каменноугольной, меловой, палеогеновой и неогеновой эпох на территории различных районов Средней Азии, а также любезно представленные И. Т. Журавлевой и Е. И. Мяговой материалы по кембрийским, ордовикским и силурийским отложениям Сибирской платформы и Казахстана, позволили выделить типы и подтипы морского дна, а также их разновидности.

Как современное, так и ископаемое морское дно, по нашему мнению, следует разделять на два типа — твердое и мягкое. **Твердым дном** морских бассейнов и океанов **можно считать** тогда, когда оно **сложено породами**.

Твердость пород, слагающих морское дно, в значительной степени зависит от длительности перерыва в осадконакоплении, от смены тектонических условий, происходивших в течение этого

Т И П Ы М О Р С К О Г О Д Н А (К Л А С С И Ф И К А Ц И Я И Х А Р А К Т Е Р И С Т И К А)

Таблица

дно современных океанов и морей					классификационные признаки	ископаемое морское дно					
твердое		мягкое			типы дна	мягкое			твердое		
скальное	каменное	песчаное	илисто-песчаное	илистое	подтипы дна	илистое	илисто-детритовое	песчаное	каменное	скальное	
абиогенное		биогенное		абиогенное		биогенное		абиогенное		абиогенное	
Литораль, абиссаль (глубоководные желоба), редко батраль		литораль, шельф (сублитораль), батраль, редко абиссаль		литораль, шельф (сублитораль)		шельф (сублитораль), абиссаль, редко батраль		местоположение в бассейне		литораль, шельф (сублитораль), батраль	
на литорали вблизи скалистых берегов, в других зонах - склоны желобов и подводных хребтов		относительно удаленные от берегов		на участках различных органических построек		на литорали у пологого берега, на мелководье шельфа		удаленные участки от берегов океанов и морей		литораль, шельф (сублитораль), батраль	
организмы в формировании дна не участвуют		кораллы, зеленые и др. водоросли		организмы в формировании дна не участвуют		фораминиферы, радиолярии, губки		биоценозы, формирующие дно		цианеи, радиолярии, фораминиферы, губки	
прикрепленные бентосные организмы (только сессильные) - на литорали прирастающие (устрицы) и сверлильщики (губки, цианеи)		прикрепленные к дну бентосные организмы (сессильные)		передвигающиеся по грунту (вагильные), прикрепленные к мягкому грунту (квазисессильные), зарывающиеся (грунтоедные) формы бентосных организмов		зарывающиеся (грунтоедные) и активно перемещающиеся по грунту (вагильные) формы бентоса		биоценозы, населяющие дно		малоподвижные и активно подвижные (вагильные), бентосные организмы (преимущественно эпифауна и флора, реже грунтоедные)	
следы прироста и норы сверлильщиков (камнеточцев)		органогенные постройки		наличие современных осадков, ходы (норы) грунтоедов, следы ползания других организмов, норы зарывающихся моллюсков		присутствие в составе осадков более 50% раковин или их частей породообразующих организмов		характерные признаки дна		наличие организмов-созидателей, "подводные почвы" (строматолиты)	
неровное - резкорасчлененное и слаборасчлененное (всхолмленное)		ровное (гладкое)			форма рельефа дна		ровное (гладкое)			неровное - резкорасчлененное и слаборасчлененное (всхолмленное)	
без осушения					характер формирования дна		без осушения			с кратковременным осушением и литификацией пород дна	
породы		грунты (осадки)			характеристика материала, слагающего дно		осадки			породы	
метаморфические	магматические	осадочные		терригенные, карбонатные		карбонатные, кремнистые		осадочные		магматические	
осадочные и магматические метаморфизованные породы прошлых геологических эпох		терригенные, хемогенные, магматические (излившиеся)		карбонатные		терригенные, карбонатные		карбонатные, терригенные, хемогенные (фосфориты)		магматические	
								глубинные (интрузивные), излившиеся (эффузивные)		первичноосадочные карбонатные, кремнистые	

перерыва, и от процессов метаморфизма, которым подвергались породы в этот же промежуток времени. Следует иметь в виду, что осадки крупнее гравия (гальки, валуны) в силу своего значительного размера сохраняют свойства материнской породы, и в случае их значительного скопления (по площади) формируется одна из разновидностей твердого морского дна. Как уже указывалось, материалы, касающиеся описания и характеристики твердого (каменного) дна морей в опубликованной литературе имеются, хотя их недостаточно. **Мягким морское дно считается, если оно сложено слабоуплотненными или рыхлыми, не полностью литифицированными осадками.**

Этот тип морского дна не описывается в литературе. В то же время практически все исследователи, занимающиеся изучением бентосных организмов, отмечают их приуроченность к разным типам осадков, слагающих дно, разным частям бассейна, т.е. фактически описывают дно и населяющие его организмы. Надо отметить, что океанологи, изучающие современное морское дно, называют подобные осадки грунтами [18, 3] или наносами [19].

В составе твердого и мягкого дна выделяются более мелкие классификационные единицы, описание которых будет дано ниже. Твердое дно разделяется на два подтипа:

Первый подтип твердого морского дна — **скальное морское дно** образуется при весьма длительном перерыве в осадконакоплении (иногда охватывающем несколько геологических эпох: девон — сенон, силур — апт, палеоген — ныне и т.д.), в течение которого произошла резкая смена тектонических условий (переход от геосинклинального режима к платформенному, внедрение интрузий, складчатость, метаморфизм и прочее). Породы, слагающие морское дно скального подтипа, интенсивно изменены, дислоцированы и характеризуются исключительной твердостью. Как правило, дно совершенно лишено осадков, соответствующих времени существования бассейна, расположено вблизи крутых скалистых берегов или на крутых склонах подводных хребтов. Сообщества населяющих его бентосных организмов представлены сверлильщиками и прирастающими, крепко прикрепленными формами организмов. Поверхность его может быть расчлененной и ровной, иногда на ней наблюдаются **знаки абразионной ряби**, являющейся результатом деятельности волн в прибойной полосе. Подобная рябь, сопровождаемая следами камнеточцев, наблюдалась нами [34, 35, 37] в южных предгорьях хр. Кульджуктау и в г. Тамдытау, в Центральных Кызылкумах. Для биоценозов, населяющих этот подтип твердого дна, В. А. Собецкий [43] в своей тафономической класси-

фикации установил **иммурационный** тип захоронения животных.

В зависимости от состава пород, слагающих скальное морское дно, выделяется несколько разновидностей последнего [34]. Наиболее часто встречаются в ископаемом состоянии разновидности скального дна, сложенные мраморизованными известняками и доломитами. Они образуют дно юрского, мелового, палеогенового и неогенового морей в различных районах Советского Союза и за рубежом и достаточно часто освещались в печати [10, 34, 35, 61, 69—71 и др.].

Второй подтип твердого морского дна — **каменное дно** формируется в тех случаях, когда перерыв в осадконакоплении был либо кратковременным, либо достаточно длительным (сенон — средний эоцен, турон — палеоцен и т.д.), но происходил обязательно в одной тектонической обстановке (например, в условиях только платформы или только геосинклинали). Породы, слагающие его (осадочные и эффузивные), полностью литифицированы, но не подвергались процессам метаморфизма и не изменили свою первоначальную структуру. Залегание пород дна близкое к залеганию перекрывающих пород, однако четко фиксируется поверхность перерыва.

Наиболее часто (особенно в ископаемом состоянии) каменное дно сложено песчаниками с карбонатным цементом. Такое дно отличается от перекрывающих его пород значительно большей плотностью и крепостью. Поверхность его выровненная, сглаженная, со следами сверлильщиков и приросших (сессильных по Л. А. Зенкевичу) [18] групп бентосных организмов. Подобные разновидности из разных районов Средней Азии и Европы также были неоднократно описаны в печати [25, 38, 73 и др.].

В рассматриваемом подтипе твердого дна — каменном дне — выделяются разновидности, образующиеся при незначительном перерыве в осадконакоплении или даже совсем без осушения поверхности дна. Такое каменное дно формируют излившиеся на поверхность и геологически мгновенно застывшие лавы эффузивных пород (особенно базальтоидов) или достаточно быстро затвердевающие карбонатно-органогенные образования при формировании биогермов и рифов. Последние представляют собой биогенные разновидности каменного дна, обязанные своим происхождением различным организмам. Это прежде всего цианеи («сине-зеленые водоросли»), архециаты, различные кишечнополостные и т.п. Для ископаемого каменного морского дна биогенного происхождения перерыв в осадконакоплении не превышает 5—10 млн. лет и фиксируется в пределах одного века

Примерами этой разновидности каменного дна являются органогенные постройки кембрийского, ордовикского и других геологических возрастов, а также современные рифовые постройки [39 и др.] с характерными для них специфическими биоценозами. Как участки ископаемого каменного дна органогенные постройки описаны для кембрийского и каменноугольного времени из районов Узбекистана и Казахстана [36].

Другой разновидностью каменного морского дна, формирование которой тоже происходит при кратковременном перерыве в осадконакоплении или совсем без него, является всхолмленное дно, образованное лавами вулканов. Затвердевание лавы происходит в достаточно короткий срок, и на ее поверхности обычно первыми расселяются цианен, дающие начало биогенной разновидности, или прикрепляются разнообразными водоросли и речке моллюски. Следы камнеточцев-сверлильщиков на каменном дне, сложенном эффузивами, отмечены в плиоценовых андезитах Японии [63—64]. В более древних толщах подобные следы пока не описаны. Это объясняется скорее всего тем, что максимальное развитие подводного вулканизма, по данным Ю.П.Кананского [24], приходится на докембрий и ранний палеозой, когда еще не развились широко представители этого специфического биоценоза. Отсутствие же следов камнеточцев приводит к тому, что эта разновидность каменного дна практически не описана в литературе, особенно для времени его максимального развития. Лишь в работах Джулиньски [57], Пяновской и Запориной [36] рассмотрено каменное дно кембрийского, карбониферного и юрского морей, сложенное эффузивами.

Разновидность каменного дна, выраженная в виде сплошной россыпи галек и валунов, практически полностью покрывающих подстилающие осадки, развита довольно широко. Обломки пород, слагающих эту разновидность твердого дна, представлены известняками и доломитами [68, 69], фосфоритами [25], фосфатизированными песчаниками и ядрами моллюсков, а в современных океанах — конкрециями железа и марганца [18, 19 и др.]. Поверхность валунов и глыб известняков, фосфоритов и фосфатизированных пород несет на себе следы сверлильщиков и прирастания раковин моллюсков. Россыпи разнообразных по составу обломков наблюдаются и вдоль береговых зон (высоких (часто скалистых) берегов в современных морях и в абиссали. Эта разновидность морского дна наблюдалась в миоцене Южной Польши, сеноне и палеоцене хр. Султануиздаг в Узбекистане, в современных осадках — в Тихом океане. Для этой разновидности каменного дна характерен обычный для

твердого дна биоцено-бентосных организмов — сверлильщики камнеточцы и прикрепляющиеся (прирастающие) формы моллюсков (сессильные группы бентоса по Л. А. Зенкевичу) [18]. В современных морях каменное дно, представленное обломками (гальки, глыбы) пород, описано В. П. Зенковичем [19] для приливно-отливной зоны литорали, на участках развития пологих берегов.

На ископаемом материале нам удалось наблюдать в нескольких случаях как-бы совмещение нескольких подтипов и разновидностей твердого морского дна. Так, каменное биогенное морское дно, образованное кембрийским биогермом в г. Тамдытау (Центральные Кызылкумы) и сложенное известняками [37], превратилось затем в скальное дно эоценового моря. Совмещение на одном участке скального морского дна сенонского, а затем каменного дна палеогенового морей зафиксировано в Туркестанском хребте (район пер. Кульсу-Гуралаш) в Таджикистане. Каменное дно сенонского и палеоценового морей, образованное гальками и валунами фосфоритов, наблюдалось в одном пункте в хр. Султануиздаг (Западный Узбекистан).

В Кураминском хребте (Узбекистан) прослежено наложение друг на друга двух разновидностей каменного дна карбонного моря, а в Казахстане (хр. Чингиз) — совмещение двух разновидностей каменного дна кембрийского бассейна [36].

Совмещение на одном участке разных подтипов и разновидностей ископаемого дна различного возраста подтверждается комплексом разнообразных органических остатков, составляющих характерные для каждого из них биоценозы.

В составе мягкого морского дна выделяются три категории в зависимости от состава и крупности материала образующих дно осадков. Одновременно, по генетическому происхождению оно делится на биогенное и абиогенное. Характерно незначительное уплотнение еще полностью не литифицированного осадка.

Одной из категорий мягкого морского дна является **песчаное дно**, в природе обычно содержащее примесь илистого или алевроитового материала. Поверхность его преимущественно выровненная, однако встречаются и всхолмленные формы — отмели, косы, бары и др. Песчаное дно характеризуется расселением на площади его распространения грунтоедов и зарывающихся моллюсков, а также редких ползающих или прикрепленных бентосных. Следует отметить, что в случае увеличения (до заметных пределов) содержания в песке более мелких частиц, в значительной степени увеличивается разнообразие населяющих его бентосных форм, особенно из числа ползающих (вагильные

группы бентоса) и прикрепленных (квасисессильные группы) организмов. [18]

Участки песчаного (и песчано-алеврито-илистого) морского дна установлены автором статьи в ряде пунктов Центральных Кызылкумов, где песчаники турона, сенона, палеоцена испещрены ходами грунтоедов (червей) и норами раков, хотя мягкое морское дно, сложенное песчаными грунтами (или зайленными песками), считается у современных океанологов наименее богатым разнообразными бентоносными организмами.

В ископаемом состоянии обычно весьма затруднительно разделить песчаное и илисто-песчаное дно, а можно выделять песчаное и песчано-илисто-детритовое дно.

Песчано-илистое и песчано-илисто-детритовое морское мягкое дно развито в современных морях и океанах более широко и достаточно часто встречается в ископаемом состоянии. Илистый материал, слагающий эту разновидность мягкого морского дна, может быть карбонатным или терригенным. Наличие илистого материала с массой питательных веществ способствует широкому развитию ползающих бентосных организмов (вагильные группы), а присутствие твердых песчаных и детритовых частиц — расселению прикрепленных бентосных форм (квасисессильные группы). Песчано-илистое мягкое дно имеет обычно слабо вхолмленную поверхность, несущую на себе борозды течения, знаки ряби и многочисленные ходы и норы грунтоедов (червей и раков).

Примером этой категории мягкого дна в ископаемом состоянии являются венлокские отложения р. Мойеро [28], где на поверхности запесоченного известняка-ракушечника наблюдаются следы прирастания криноидей.

Бентосные организмы (их сообщества), населяющие песчано-детритовое и песчано-илистое дно современных морей и океанов, рассматриваются многими исследователями, особенно для приливно-отливных зон литорали и мелководных частей сублиторали, на участках развития рифов [17, 18, 58 и др.] и т.д.

Третья категория мягкого морского дна — **илистое дно** распространена в настоящее время во всех зонах Мирового океана и весьма широко представлена в ископаемом состоянии. В ее составе выделяются биогенные и абиогенные разновидности, причем последние могут быть образованы глинистыми, карбонатными и карбонатно-глинистыми илами. Поверхность илистого дна гладкая, ровная, изобилует норами зарывающихся моллюсков и ходов грунтоедов, а также следами ползания различных донных организмов. На литорали поверхность илистого дна несет знаки ряби и следы волнения и, как правило, располагает

ется на затишных участках у пологих берегов. В остальных зонах океана эта категория дна также тяготеет к участкам наименьшего течения и волнения.

Илистое дно, сложенное глинистыми илами, с норами зарывающихся моллюсков, установлено в ископаемом состоянии в районе кол. Кокбугут (Центральные Кызылкумы), где оно развито на контакте олигоценовых и миоценовых толщ. В ордовикских отложениях р. Мойеро [28] описываются мергели, поверхность которых полностью изрыта ходами грунтоедов (червей). Эта поверхность, как и целая серия поверхностей глинистого известняка различных ярусов ордовика и силура (см. там же), представляет собой мягкое дно илистого подтипа *абиогенного* происхождения. Илистое дно, образованное карбонатными илами (тоже *абиогенного* происхождения), встречено И. Т. Журавлевой в кембрийских отложениях среднего течения Лены, где поверхность дна фиксируется многочисленными норками зарывания и ходами грунтоедов.

Современное *абиогенное* мягкое дно, сложенное карбонатными и глинистыми илами, описано Л. А. Зенкевичем [17], Г. М. Беляевым [3] и в других работах.

Биогенное илистое дно формируется сейчас и формировалось в прошедшие геологические эпохи преимущественно разнообразными микроорганизмами, причем оно может быть карбонатным и кремнистым, в зависимости от состава скелетов образующих его животных и растений. Это диатомовые, спонголитовые, радиоляриевые и глобигериновые илы современного океанического дна, состоящие более чем на 50% из раковин (или их частей) микроскопических планктонных водорослей, радиолярий, фораминифер. Подобные же илы в ископаемом состоянии также достаточно хорошо известны и описывались в литературе многократно (спонголиты и т.д.). Распространены они обычно на сравнительно небольших площадях и, как правило, характеризуют наиболее глубоководные зоны морских бассейнов.

Своеобразную разновидность биогенного мягкого морского дна мы называем «подводными (или морскими) почвами». Такое определение дается образованиям, представляющим собой результат взаимопроникновения цианей, различных водорослей, бактерий и минеральных частиц, формирующих многослойные покровы типа «водорослевых ковров» [65, 66]. Подобные образования В. И. Вернадский называл «биокосными телами». Он считал, что биокосные тела состоят, с одной стороны, из косных тел и, с другой стороны, из продуктов жизнедеятельности живых организмов, которые находятся в непрерывном взаимодействии [5].

К наиболее типичным биокосным телам В. И. Вернадский относил наземную почву, характеризующуюся плодородием и способностью к непрерывному производству новых живых организмов. Л. А. Зенкевич [17] считал, наряду с почвой, биокосным телом воду морей и океанов, отводя последней, благодаря ее продуктивности, роль почвы для морских организмов. Нам кажется более вероятным, что роль «подводной (морской) почвы» играли «водорослевые ковры», представляющие собой, по нашему мнению, тоже биокосные тела и являющиеся исключительно благоприятной питательной средой для расселявшихся на них других организмов.

Наиболее типичными представителями ископаемых «подводных (морских) почв» являются строматолиты, развитые исключительно широко в протерозое (особенно в позднем), кембрии, ордовике и, в меньшей степени, в более поздние геологические эпохи. Водоросли и бактерии вместе с частицами осадка образовывали сплошные покровы, формируя значительные участки морского дна в пределах литорали (особенно в приливно-отливной зоне), которые, литифицируясь, превращались в строматолиты. Высота «водорослевых ковров», существовавших в древние геологические эпохи (особенно их верхнего слоя представлявшего собой «подводную почву»), по данным С. Н. Серебрякова [41], не превышала первых дециметров, и поэтому образованное ими дно было сглаженным, иногда слабовосхолмленным. По данным М. А. Монти [66], высота современных «водорослевых ковров» достигает 2 м, и они сейчас образуют холмистое морское дно.

Биоценоз, характерный для «подводных (морских) почв», с течением геологического времени менялся. Так, в протерозое он был представлен организмами — «почвообразователями» — различными формами цианей, бактерий, а начиная с конца протерозоя (венда), в составе биоценоза кроме цианей и бактерий появились красные водоросли. В кембрийское время и более поздние эпохи, после появления скелетных форм в состав биоценоза входили преимущественно кубковые прикрепленные формы — археоциаты, репептакулиты и другие археата, губки, кишечнополостные, мшанки, а также различные многочисленные водоросли. В мезозое, кайнозое, в том числе и в современных морях, разновидность морского дна, представленная «подводными почвами», формируется значительно меньше. Сейчас в районе Багамских островов наблюдаются «водорослевые ковры», которые, по данным М. А. Монти [66], имеют различное строение; но все они являются современными водорослевыми (аналоги

строматолитов) структурами, сформированными различными зелеными водорослями и цианеями, среди кальцитизированных и некальцитизированных нитей, клеток и сгустков которых располагаются диатомовые водоросли и частицы породы. Они также образуются в надприливной, приливной и инфралиторальной зонах осадконакопления. Учитывая, что любой «водорослевый ковер» (строматолит) существовал относительно длительное время, в его строении, как у любой органогенной постройки, выделяются «живая» (поверхностный слой) и «мертвая» (окаменевшая) зоны [15]. Если «мертвая» зона всегда представляет собой разновидность каменного дна, то «живая» зона в зависимости от экологических условий, может образовывать твердое (каменное) или мягкое («подводная почва») дно.

Рассмотрев типы морского дна, можно отметить, что выделение классификационных единиц дна базируется на нескольких признаках, часть из которых является основными, часть — вспомогательными.

Основными признаками для выделения **типов** морского дна являются: а) время формирования дна; б) тектонические условия, влиявшие на формирующие дно образования; в) состояние слагающего дно материала.

Вспомогательными признаками при выделении типов морского дна служат: форма поверхности (рельеф) дна; состав слагающего дно материала (карбонаты, магматические, терригенные и хемогенные образования); биоценозы бентосных организмов.

Признаки, по которым устанавливаются подтипы морского дна, иногда совпадают с признаками типов (состав материала, биоценозы бентосных организмов), а иногда достаточно сильно отличаются. Так, для выделения подтипов характерны: генетическое происхождение дна и местонахождение дна в пределах бассейна.

Следует отметить, что для одинаковых подтипов морского дна современных и древних морей некоторые признаки имеют неодинаковое значение. Так, для подтипов ископаемого дна значительную роль играет местоположение в бассейне, а для дна современных океанов оно особого значения не имеет. Кроме того, резко отличаются по составу и организмы, формирующие биогенные разновидности ископаемого и современного дна. Некоторые разновидности морского дна, широко формировавшиеся в прошлые геологические эпохи, в силу ряда причин в современных морях образуются редко («подводные почвы»). Изменились и области обитания представителей некоторых групп организмов.

Хотя различные подтипы и категории морского дна делятся на разновидности в зависимости от литологического состава слагающих дно пород и связанных с ним биоценозов бентоса, но в целом все выделяемые подразделения в той или иной степени характеризуют географическую обстановку (ландшафтные зоны) и позволяют шире применять актуалистический метод для палеогеографических построений.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Александров С. М.** О геоморфологии шельфов различных типов. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа (Материалы XII пленума Геоморфологической комиссии). М.: Наука, 1975, с. 23—29.
2. **Алексина И. А.** Осадки и рельеф подводного склона восточного побережья средней части Каспийского моря. — В кн.: Геологическое строение подводного склона Каспийского моря. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 122—193.
3. **Беляев Г. М.** Донная фауна наибольших глубин (ультрабиссали) Мирового океана. М.: Наука, 1966. — 240 с.
4. **Бойченко И. Г.** Рельеф дна Каранинского залива. — В кн.: Морские геологические исследования. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 3—20 (Тр. ин-та Океанологии, т. 2).
5. **Вернадский В. И.** Биохимические очерки. М.: 1940. — 280 с.
6. **Вишняков С. Г., Геккер Р. Ф.** Следы размытия и внутрипластовые разрушения в глауконитовых известняках нижнего силура Ленинградской области (Юбилейный сборник в честь Н. Ф. Погребова). М.: Изд-во ЦНИГРИ, 1937, с. 10—15.
7. **Гаврилишин В. И.** Фауна прибрежной зоны сеноманского моря на западном склоне Украинского щита. Киев: 1969, с. 43—47 (Палеонтологич. сб., вып. 5).
8. **Геккер Р. Ф.** Ископаемая фация гладкого каменного морского дна (к вопросу о типах каменного морского дна). Таллин: Изд-во АН ЭССР, 1960, с. 225—241 (Тр. Ин-та Геологии АН ЭССР, т. V).
9. **Геккер Р. Ф.** Каменное дно и скалистые берега морей геологического прошлого (Тр. IX сессии ВПО, М., Недра, 1966, с. 25—29).
10. **Геккер Р. Ф., Амитров О. В., Соловьев А. Н.** О скалистом берегу Ферганского палеогенового залива. — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. XXXVII, вып. 6, М., 1962.
11. **Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н.** Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии (его история, осадки, фауна, флора, условия их обитания и развития). Кн. I. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 147—148.
12. **Геккер Р. Ф., Успенская Е. А.** Об индикаторном значении сглаженных поверхностей известняков, исверленных камнеточками. — В кн.: Организм и среда в геологическом прошлом. М., Наука, 1966, с. 246—254.
13. **Джалилов М. Р., Бабков К. В., Бельский В. А.** Фация «каменное дно» в верхнемеловых отложениях Таджикской депрессии. — ДАН СССР, т. XVI, № 8, 1973, с. 61—64.
14. **Джонсон Р. Г.** Бентос морской. — В кн.: Океанографическая энциклопедия (пер. с англ.). Л., Гидрометеониздат, 1974, с. 79—81.
15. **Журавлева И. Т., Мягкова Е. И.** О классификации современных и ископаемых органогенных построек. — В сб.: Среда и жизнь в геологическом

- прошлом (вопросы экостратиграфии). Новосибирск, Наука, 1979, с. 117—128.
16. **Захаров В. А., Шурыгин Б. Н.** Биогеография, фации и стратиграфия средней юры Советской Арктики (по двустворчатым моллюскам). Новосибирск: Наука, 1975. — 205 с.
 17. **Зенкевич Л. А.** Моря СССР, их фауна и флора. М., Учпедгиз, 1956. — 422 с.
 18. **Зенкевич Л. А.** Биология океана. Избранные труды, т. 11. М.: Наука, 1977. — 241 с.
 19. **Зенкович В. П.** На рубежах земли и моря. М.: Изд-во АН СССР, 1963. — 219 с.
 20. **Зернов С. А.** Общая гидробиология. М.—Л., 1949, с. 74—156.
 21. **Игнатов Е. И., Ионин А. С.** Современные условия рельефообразования на юго-западном шельфе Кубы. — В кн.: Литодинамика, литология и геоморфология шельфа, М., Наука, 1976, с. 193—206.
 22. **Ильин А. В.** Рельеф дна Камчатского залива. — В кн.: Морские геологические исследования. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 21—28. (Тр. Ин-та Океанологии, т. L).
 23. **Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С.** Классификация типов берегов Тихого океана. — В кн.: Тихий океан, т. IV. М., Наука, 1967, с. 330—336.
 24. **Казанский Ю. П.** Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. — 271 с.
 25. **Каханова Л. П., Шульц С. С. (мл.), Пантелеев Г. С.** Фосфоритовые горизонты хр. Султануиздаг и гряды Кокча (Южное Приаралье). — В кн.: Юрские, меловые и палеогеновые отложения Запада Средней Азии. Л., Наука, 1970, с. 23—25.
 26. **Кленова М. В., Лавров В. М.** Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1975. — 456 с.
 27. **Менрад Г. У.** Геология дна Тихого океана (перевод с англ.). М.: Мир, 1966. — 272 с.
 28. **Мягкова Е. И., Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э.** Разрез ордовика и силура реки Мойеро (Сибирская платформа). Новосибирск: Наука, 1977 — 175 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 303).
 29. **Орвику К. К.** О литостратиграфии волховского и кундасского горизонтов в Эстонии. Таллин: 1960, с. 46—87 (Тр. Ин-та Геологии АН ЭССР, т. V).
 30. **Орвику К. К.** О разных путях накопления грубообломочного материала на отмельных берегах. — В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., Наука, 1971, с. 143—148.
 31. **Перес Ж. М.** Бентосных организмов распределение. — В кн.: Океанографическая энциклопедия (пер. с англ.), Л., Гидрометеоиздат, 1974, с.81—84.
 32. **Петров К. М.** Принципы физико-географического районирования шельфов и классификации подводных водоемов береговой зоны моря. — В кн.: Гидробиология и биогеография шельфов холодных и умеренных вод Мирового океана (Тезисы докл. I Океанического симпозиума, Ленинград, ноябрь 1974 г.). Л., Наука, 1974, с. 9—10.
 33. **Пушкин В. И.** Некоторые вопросы экологии ордовикских мшанок Брестской впадины. — В кн.: Вопросы региональной геологии Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1976, с. 3—14.
 34. **Пяновская И. А., Геккер Р. Ф.** Скалистые берега и каменное дно мелового и палеогенового морей в Центральных Кызылкумах и их население. — В кн.: Организм и среда в геологическом прошлом. М., Наука, 1966, с. 222—245.
 35. **Пяновская И. А., Пятков К. К.** Путеводитель экскурсии пятой палеозоолого-литологической сессии, посвященной скалистым берегам и каменному дну морей геологического прошлого. Центральные Кызылкумы. Ташкент: Фан, 1968. — 26 с.

36. Пяновская И. А., Задорина С. Н. Ископаемое дно некоторых палеозойских морей в Средней Азии и Казахстане. — В сб.: Среда и жизнь в геологическом прошлом (палеоландшафты и биостратиграфия). Новосибирск, Наука, 1980.

37. Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К., Быковский Ю. К. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. — Ташкент: Фан, 1967, с.86—124.

38. Пятков К. К., Пяновская И. А., Быковский Ю. К., Ким А. И., Ларин Н. М. О биогермах палеозоя гор Тамдытау (Центральные Кызылкумы). — Узб. геол. журн., 1969, № 2, с. 38—41.

39. Равикович А. И., Журавлева И. Т. Эволюция органогенных построек в истории Земли. — В кн.: Древние Cnidaria, т. 11. Новосибирск, Наука, 1975, с. 11—18.

40. Резолюция XIX сессии ВПО. — В кн.: Планктон и органический мир пелагиали в истории Земли (Тр. XIX сессии ВПО). Л., Наука, 1979, с.170—173.

41. Серебряков С. Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. — 175 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 200).

42. Серебряков С. Н. Условия образования строматолитов в рифее. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия (Тез. докл. Всесоюз. симпозиума, май 1976 г.). Новосибирск, Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 43—45.

43. Собоцкий В. А. Донные сообщества и биогеография позднемеловых платформенных морей Юго-Запада СССР. М.: Наука, 1978. — 185 с. (Тр. ПИН АН СССР, т. 166).

44. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна океана. — В кн.: Основные проблемы океанологии. Наука, 1968, с. 218—230.

45. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. — В кн.: Тихий океан, т. V, М., Наука, 1972. — 392 с.

46. Фейрбридж Роудз У. Рельеф океанического дна. — В кн.: Океанографическая энциклопедия (пер. с англ.). Л., Гидрометеоиздат, 1974, с. 433—436.

47. Хизен Брюс, Джонсон С. Л. Батиметрия. — В кн.: Океанографическая энциклопедия (пер. с англ.). Л., Гидрометеоиздат, 1974, с. 65—68.

48. Цейслер В. М. О перерыве между туроном и сеноманом в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. М.: 1961, с. 81—84 (Тр. ВНИГНИ, вып. XXXV).

49. Цейслер В. М. О взаимоотношениях бухарских и сузакских отложений в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. — Бюл. МОИП, отд. геол., т. XXXVII, вып. 6. М., 1962, с. 62—66.

50. Шепард Ф. Морская геология (пер. с англ.). Л.: Недра, 1969.

51. Эйнасто Р. Э. К вопросу о классификации и формировании поверхностей перерыва. — В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964, с. 123—131. (Тр. Ин-та Геологии АН ЭССР).

52. Энгель А. Е., Дж. и Ц. Г. Горные породы ложа океана (перевод с англ.). — В кн.: Основные проблемы океанологии, М., Наука, 1968, с.183—217.

53. Янкевич А. Н. Рифолюбивые организмы среднего миоцена Северо-Западной Молдавии. — В кн.: Охрана природы Молдавии. Вып. 10. Кишинев, Штиница, 1972, с. 33—36.

54. *Albepstadi Leonard P., Waöler Kennet R.* A receptaculitid-echinoderm pioneer community in a Middle Ordovician reef. — *Lethaia*, Oslo, 1976, v. 9, N 3, p. 261—272.

55. *Arnand M., Catzigras F.* Observation sur une surface perforée au nord de Mouries (Bouches-du-Rhone). — *Ann. Univ. Provence. Sci.*, 1971, 46, p. 209—210.

56. *Baluk W., Radwanski A.* Dolnotortonские пяски в Nawodzocach kolo Klimontowa, ich fauna i wykształcenie facjalne. — *Acta Geologica Polonica*, Warszawa, 1968, v. XVIII, N2, p. 447—471.

57. *Dzulynski S.* Sposrzczenica nad utworami litoralnymi jury brunatnej na poludnie od Krzesowie. — *Roczn. Polsk. towarz. geol.*, 1950, 19, czes. 2, p. 1949.

58. *Guide ecologique de la France.* — *Selection du Readers Digest*. Paris. 1976. p. 176, 185.

59. *Halleck Margaret S.* Crinoides hardgrounds, and community succession: the Silurian Laurel-Waldron contact in southern Indiana. — *Lethaia*, 1973, 6, N 3, p. 239—251.

60. *Hantzschel W.* Das Cenoman und die Peenus-Zone der andetischen Kreide-Abhande. — *Preuss. Geol., Landesanst., N. F. H.* 150 (1933), p.11—14.

61. *Holder H., Hollman R.* Bohrgänge mariner organismen in jurassischen Hart- und Felsboden. — *Neues Jahrb. Geol. und Palaeontol. abhandl.* 1969, 133, N 1, p. 79—88.

62. *Kutek J., Radwanski A.* Problematyka sedimentologiczna Poziomu onkolitowego w Dolnym Kimerydzic Celin. — *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego. T. XXXVII, Zeszyt 2*, Krakow, 1967, p. 167—272.

63. *Masuda Koichiro.* Pliocene boring shells and burrows from the environs of sendai, Japan. Нихон коэйбуцу гаккай хококу кидзи — *Trans. and Proc. Palaeontol. Soc. Japan*, 1969, N 75, p. 130—135.

64. *Masuda Koichiro.* Ходы живых организмов в вулканических породах «Tuzaky» кэнкю, chigaku kenkyu. — *Geosci. Mag.* 1976, 22, N 11—12, p. 371—376.

65. *Monty C. L. V.* Recent algal stromatolites in the wind-ward lagoon. Andros, Island, Baham — *Am. Soc. geol. Belg.*, 1965. v. 88, N 6, p.21—22.

66. *Monty C. L. V.* Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, eastene Andros Island, Bahams. — *Ann. Soc. Belg.*, 1967, v. 90, N 3, *Bul.* p. 32—37.

67. *Palmer T. J. Fürsich F. T.* The ecology of a Middle Jurassic hardground and crevice fauna. — *Palaeontology*, 1974, 17, N 3, p. 507—524.

68. *Radwanski A.* Boring Animals in Miocene Littoral Environments of Southern Poland. — *Bull. de L' Academie Polonaise des Sciences Sie des sci geole et geogr* 1964, v. XII, N 1, p. 57—62.

69. *Radwanski A.* Remarks on Some Lower Tertonian Brown-coal Bearing Sediments on the Southern and Eastern Slopes of the Holy Cross Mts. — *Bul. de L' Academie Polonaise des sciences, Serie des sci. geol. et geogr.* 1967, v. XV, N 1, p. 33—39.

70. *Radwanski A.* Problematyka miocenskich struktur litoralnych na południowych stokach gor Swietokrzyskich. — *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego. T. XXXVII, zeszyt 2*, Krakow, 1967, p. 12—17.

71. *Radwanski A.* Tortonian cliff deposits at Zahorska Bystrica near Bratislava (Southern Slovakia). — *Bul. Acad. Polon. sci. ser. geol. et geogr.*, v. XII, N 2, 1968, p. 17—21.

72. *Roll A.* Beobachtungen Langsder kuste des burdigalen Meeres auf der Schwabischen Alb. — *Z. Deusch. geol. Ges.*, Bd. 87, H. 5 (1935), p.27—29

73. *Voigt E.* Über die Bedeutung der Hartgründe (Hartgrounds) für die Everterbratenfauna de maastrichter Tuffkreide. — *Natuurhist. mandbl.*, 1974, 63, N 2, p. 32—39.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ СУХОПИТСКОЙ СЕРИИ ДОКЕМБРИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Сухопитская серия верхнего протерозоя Енисейского кряжа представляет собой единый комплекс осадочных отложений различного петрографического состава и фациальной принадлежности, подразделяемых на кординскую, горбилокскую, удерейскую, погорюйскую, свиты карточки и аладинскую свиты.

Отложения кординской свиты широко распространены на восточном склоне заангарской части Енисейского кряжа, главным образом на водоразделах рек Панимбы — Чиримбы, Панимбы — Б. Пита, Еруды — Вангаша, Калами — Енашимо — Немуни, Б. Пит — Вельмо, Горбилок — Каменка и др. В центральной части кряжа отложения кординской свиты распространены менее широко. Здесь они встречаются небольшими изолированными участками, залегая либо в крыльях синклинальных складок, либо слагая останцевые возвышенности в сводовых частях гранито-гнейсовых куполов. Отложения свиты метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев; породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, незначительно распространены в экзоконтактовых ореолах верхнепротерозойских гранитных массивов.

Кординская свита с признаками перерыва в осадконакоплении залегает на осадочно-метаморфических и интрузивных породах среднего протерозоя тейской серии. На подстилающих породах иногда удается наблюдать мощную кору химического выветривания, особенно ярко выраженную в местах залегания свиты на «древних» гранитоидах Чиримбинского массива [3]. В этих участках в основании кординской свиты, непосредственно на гранитах, залегает характерная пачка желто-зеленых и зелено-серых дресвяников и гравелитов мощностью от 5 до 10 м и более, представляющих собой кору выветривания гранитов, почти не нарушенную в основании и слегка перемытую в верхней части пачки.

Там, где кординская свита залегает на осадочно-метаморфических породах тейской серии (бассейн рек Теи, Дыдана, Калами и др.), между ними во многих местах удается наблюдать слабое азимутальное и угловое несогласие, а базальные конгломераты и гравелиты содержат, кроме дезинтегрированного материала подстилающих пород, также продукты размыва и перетложения гранитоидов.

Отложения кординской свиты по всей площади своего распространения однообразны и выдержаны по составу, представлены тремя группами или разновидностями пород — конгломератами и гравелитами, песчаниками и кварцитами, алевросланцами и их метаморфическими производными.

В основании кординской свиты залегают довольно однообразные по всей северо-восточной окраине Енисейского края конгломераты и гравелиты, содержащие гальки не только подстилающих данный пласт пород, но также значительную примесь зерен кварца, полевых шпатов, а вблизи гранитных массивов — и галек гранита. Крупность обломочного материала — продуктов разрушения гранитов — постепенно возрастает с юга на север. В бассейне р. Панимбы это исключительно дресва и гравий, на широте р. Дыдана появляются первые, еще небольшие галечки, гранитов, сменяющиеся по рекам Чапе и Вороговке валунами.

Валунно-галечниковые конгломераты в разрезе кординской свиты встречены только в нижней части свиты, где они слагают первый, базальный горизонт мощностью 13 м и второй, следующий за ним, слой конгломератов мощностью 6,5 м. Они представляют собой массивные породы серого цвета с желтоватым или зеленоватым оттенком. Валунный и галечниковый материал конгломератов представлен в основном известняками, амфиболовыми сланцами, песчаниками и кварцитами пенчегинской свиты, жильным кварцем. В отдельных пластах мощностью 1,5—3,5 м количество обломочного материала достигает 70—80%.

Размер обломков варьирует в широких пределах, от 1 до 40 см и более. Нередко встречаются валуны размером 50—80 см. По величине обломочной части конгломераты нижней половины базального слоя относятся к средне- и крупновалунным конгломератам, содержащим примесь мелкогалечного материала, а конгломераты верхней половины слоя — к средне- и мелкогалечниковым разностям. Сортировка обломков по величине плоская. Валуну и галька средних размеров окатаны плохо. С уменьшением величины обломков степень их окатанности улучшается.

В составе галек и валунов нижней части базального слоя конгломератов преобладают мраморизованные мелко- и среднезернистые серые, реже темно-серые известняки, составляя до 99% всего обломочного материала. Под микроскопом известняки обнаруживают гранобластовую структуру с размером зерен до 0,2 мм и почти мономинеральный кальцитовый состав с небольшой примесью пластинок бледно-зеленого хлорита (не более

2%). Очень тонко рассеянная в породе графитовая пыль обуславливает окраску породы и, обогащая отдельные ее участки, появление слоистости. В целом известняки галек совершенно аналогичны известнякам пенченгинской свиты, на которых залегают конгломераты. На контакте известняковых галек с перекристаллизованным кварцевым цементом развивается оторочка, сложенная светло-зеленым диопсидом. Ширина оторочек составляет 5—7 мм и не зависит от диаметра галек, вследствие чего мелкие галечки диаметров, менее 12—15 мм замещены диопсидом почти полностью.

Амфиболовые сланцы в гальках представляют собой темные зеленовато-серые породы, массивной, реже слоистой текстуры, обусловленной переслаиванием амфиболовых прослоев с известняками. На выветрелой поверхности этих пород выступают *прекрасно отпрепарированные радиально-лучистые или же беспорядочно ориентированные кристаллы зеленовато-серого актинолита*. Основная масса породы имеет карбонатно-амфиболовый состав, тонкозернистую структуру и гораздо легче поддается выветриванию, чем порфириобласты амфибола. Под микроскопом структура основной ткани породы близка к гранобластовой, с пойкилобластическими вростками крупных кристаллов актинолита и диопсида. В качестве аксессуарных минералов присутствуют редкие чешуйки пренита, тонкая графитовая пыль и мелкие кристаллики пирита.

Кварциты и песчаники в гальках представлены серыми и желтовато-серыми разностями, очень типичными для верхов пенченгинской свиты. Это плотные породы массивной текстуры, среднезернистой структуры, существенно кварцевого состава (до 95% кварца) с примесью слюд, полевых шпатов, турмалина и других аксессуарных минералов.

Жильный кварц в гальках конгломератов представлен двумя разновидностями. Сине-серый и темно-серый, содержащий тонкораспыленную вкрапленность графита и чешуйки мусковита, крупнозернистый кварц слагает большую часть кварцевых галек. Он происходит из жилы альпийского типа, развитых в высоко метаморфизованных сланцах пенченгинской свиты. Этот тип кварца иногда бывает похож на кварциты. Меньшая часть кварцевых галек, приуроченных в основном к верхней половине базального слоя конгломератов, представлена молочно-белым мелкозернистым сахаровидным кварцем. Количество кварцевой гальки в составе обломочной части конгломератов постепенно и очень отчетливо возрастает статиграфически вверх. В нижних пластах конгломератов кварцевая галька почти отсутствует, в

средних она представлена мелкими по величине (до 4 см) галечками сине-серого «кварцитовидного» кварца; в верхних слоях конгломерата появляется молочно-белый жильный кварц — сначала в мелких гальках, а затем и в валунах размером 20 × 30 см. Однако количество кварцевой гальки остается все-таки небольшим и не превышает 15% всего обломочного материала.

Галечниковые конгломераты среди грубообломочных пород кординской свиты пользуются наибольшим распространением, встречаясь отдельными прослоями среди валунно-галечниковых конгломератов и вытесняя их стратиграфически выше. Достаточно сказать, что из суммарной мощности конгломератов в 29 м более 20 м занимают галечниковые конгломераты. По внешнему виду они представляют собой желто-серые и зеленовато-серые массивные породы, сложенные хорошо окатанной галькой размером от 1 до 10 см. Соотношение гальки и цемента колеблется в очень широких пределах — от 3:1 до 1:3. По петрографическому составу галек валунно-галечниковые и галечниковые конгломераты идентичны, однако по количественному соотношению петрографических разновидностей галек эти породы различаются между собой. В то время как в валунно-галечниковых конгломератах известняковая галька преобладает, в галечниковых конгломератах ее количество не превышает 40%, спускаясь иногда до 2—5%. В отдельных слоях верхних горизонтов конгломератов известняковая галька встречается очень редко, будучи вытеснена галькой кварцитов, кварца и сланцев пенчинской свиты.

По простираанию толщи конгломератов кординской свиты изменения в петрографическом составе галек незначительны и хорошо увязываются с особенностями геологического строения и состава подстилающих пород и близости предполагаемой береговой линии к выходам древних гранитов.

В среднем течении рек Чиримбы и Панимбы, в 8 км от ближайшего выхода гранитов, галечниковая составляющая гравелитов и конгломератов представлена в основном известняками, а затем амфиболовыми сланцами, кварцем, кварцитом, полевыми шпатами, а цементирующая масса — карбонатом с небольшой примесью мелких зернышек кварца, графитовой «пыли», пирита и серицита. Все гальки хорошо окатаны и имеют круглую форму, поперечник их колеблется от 2 до 30 см и более. В верхнем течении р. Дыдан, в 2-х км от гранитов Каламинского массива, в составе галек базального конгломерата установлены гранит, пегматит, микролин-микропертит, шахматный альбит, кварцит, биотитовый и графито-кремнистый сланец. В составе крупного (2—15 см) галечникового материала преобла-

дают песчаники, кварциты и графито-кремнистые сланцы пенченгинской свиты, а средние и мелкие гальки сложены в основном кварцем, полевыми шпатами, гранитом. Цемент представляет собой тонкозернистый кварцево-полевошпатово-карбонатно-слюдистый агрегат лепидобластовой структуры. Наконец, в истоках р. Панимбы, в южной оконечности Чиримбинского гранитного массива, отложения кординской свиты залегают непосредственно на коре выветривания гранитов, имея постепенный переход с ними через дресвяники и гравелиты. Нетрудно видеть также, что в составе галек базальных конгломератов кординской свиты с движением с юга на север, от нижнего течения р. Чиримбы в бассейн р. Дыдана, все большее значение начинают приобретать, кроме гранитов, породы средней и нижней пачки пенченгинской свиты. В этом же направлении увеличивается и угол несогласия пород, возрастая с 5 до 20°. Таким образом, грубообломочные породы кординской свиты ложатся с размывом на граниты и на разные горизонты отложений пенченгинской свиты, а несогласие между этими свитами является региональным, очень похожим на несогласие платформенного типа.

Увеличение в конгломератах продуктов разрушения гранитов с приближением к Каламинскому и Чиримбинскому гранитным массивам указывает, по-видимому, на то, что в северо-восточной части Енисейского кряжа к началу седиментации кординской свиты на поверхность эрозионного среза выходили приблизительно те же комплексы пород, что и в настоящее время, и снос осуществлялся в основном с северо-запада, из области, отвечающей центральной части Енисейского кряжа. Об этом говорят не только фациальные изменения отложений кординской свиты, но и непосредственные замеры ориентировки косой слоистости в песчаниках.

Выход тяжелой фракции для валунных и галечниковых конгломератов по результатам минералогического анализа шлихов-протокочек проб весом от 4,5 до 12 кг составляет обычно 350—600, местами до 800—1000, в единичных случаях до 1500—2000 г/т. Тяжелая фракция конгломератов в основном гематит-лимонитовая. Гематит в сумме с лимонитом составляет 70—95%. Постоянно присутствуют пирротин (10—15%) и пирит (до 2—5%). Изредка отмечается повышение до 10—15% количества магнетита и ильменита. В единичных зернах встречены гранат, апатит, сфен, рутил, циркон, монацит, турмалин, ставролит, хромит, халькопирит, галенит, амфиболы, пироксены и барит. В гематит-лимонитовой части тяжелой фракции на долю гема-

тита приходится 60—80%. Лимонит развивается в основном по пирротину, распределение его обусловлено различной степенью выветривания пород.

Незначительный выход и плохая окатанность минералов тяжелой фракции показывают, что материал галечников, впоследствии превращенных в конгломераты, не испытывал длительно-го переотложения, в процессе которого могло произойти обогащение тяжелыми минералами. Резкое повышение выхода тяжелой фракции в отдельных пробах может быть объяснено неравномерным струйчатым распределением тяжелых минералов.

Гравелиты карбонат-кварцево-полевошпатового состава заполняют и цементируют массу конгломератов, являясь переходными разностями между мелкогалечниковыми конгломератами и песчаниками. Мощность сложенных гравелитами пластов и линз колеблется от 0,5 до 3,5 м. Цвет гравелитов светло-желтый или серый с зеленоватым оттенком. Текстура массивная, реже слоистая, обусловленная ориентированным расположением мелких листочков хлорита, либо обособлением в полосы кварцево-полевошпатового материала различной крупности. Гравелитный материал составляет до 80% объема породы. Он представлен главным образом кварцем (до 90%), серицитизированными олигоклазом и андезином (2—5%), кварцитами, графито-кремнистыми и кварцево-биотитовыми сланцами. В гравелитах часто встречаются хорошо окатанная галька известняков, кварцитов, сланца и кварца. Размер галек достигает 8—12 см. Гальки разобщены одна от другой и как бы «плавают» в гравелитовом цементе. Цементом гравелитов служит карбонат; среди крупных скоплений его изометричных зерен часто присутствуют диопсид и чешуйки пеннинна.

Гравелиты, образовавшиеся за счет перемыва коры выветривания гранитов, несколько отличаются от описанных. Они развиты в верхнем течении р. Панимбы в базальном слое кординской свиты, в местах залегания ее с размывом на гранитах. Представляют собой породы желто-бурой окраски, неравномерно-зернистой структуры, сланцеватой текстуры. Минералогический состав гравелитов прост и однообразен на всей площади. Крупные, хорошо окатанные зерна и мелкие галечки породы представлены кварцем, полевыми шпатами и кварцитом. Цементирующий материал кварцево-полевошпато-слюдистого (серицит-мусковитового) состава различных процентных соотношений и крупности, иногда с примесью карбоната. Акцессорные минералы — типичные для гранитов: циркон, турмалин, монацит, сфен, рудный.

Песчаники в составе кординской свиты распространены очень широко. Наиболее насыщена ими нижняя часть разреза свиты в интервалах 15—80 и 160—280 м. Это плотные массивные или слоистые серые породы с желтоватым или зеленоватым оттенком. Количество обломочного материала в песчаниках колеблется от 60 до 90%. Обломки представлены кварцем (50—80%), полевыми шпатами (20—50%) и хорошо окатаны, имеют круглую или эллипсоидальную форму, иногда несколько усложненную регенерационным разрастанием зерен. Размер зерен кварца 0,2—1,2 мм, полевых шпатов—0,1—0,7 мм. Полевые шпаты по составу отвечают олигоклазу и андезину, реже микроклину, все зерна в значительной степени пелитизированы и серицитизированы. Базаальный и поровый цемент песчаников имеет тонкозернистый кварцево-хлоритовый состав, на фоне которого отчетливо видны отдельные сравнительно крупные (до 0,2 мм) зерна карбоната и редкая, но равномерная вкрапленность кубиков пирита с размером граней до 0,3 мм. В цементе песчаников присутствуют единичные хорошо окатанные зерна циркона, апатита и турмалина.

Сланцы в составе кординской свиты являются наиболее распространенными породами. Пластами различной мощности они переслаиваются с песчаниками, слагают 80-метровую пачку в нижней части свиты и всю верхнюю ее часть. Среди сланцев преобладают черные и темно-серые первоначально алевритоглинистые, сейчас кварцево-биотитовые разности. Под микроскопом они имеют лепидогранобластовую структуру, обусловленную изометричной формой кварцевых зерен размером до 0,3 мм, вкрапленных в лепидобластический биотитово-кварцевый агрегат, развившийся по глинистому цементу. Этот тип сланцев содержит обильную тонкораспыленную вкрапленность графита, обособляющегося иногда в тонкие нитевидные прослойки, а также редкие зерна карбоната, турмалина и рудного минерала.

Весьма характерной особенностью сланцев кординской свиты является высокое содержание в них глинозема, количество которого, по данным химического анализа, в отдельных случаях достигает 27—30%.

Вещественный состав и другие фациальные особенности отложений кординской свиты вполне однозначно указывают на то, что обломочные породы кординской свиты формировались за счет мощной коры химического выветривания среднепротерозойской платформы. Как видно из характеристики пород и их химического состава, кординская свита сложена в большинстве своем наиболее устойчивыми к химическому выветриванию про-

дуктами. Подвижные же в зоне гипергенеза соединения присутствуют в незначительных количествах. Это свидетельствует о том, что исходный материал до своего захоронения подвергся глубокому химическому выветриванию. Процессы выветривания заходили настолько далеко, что приводили местами к накоплению мощных пачек и толщ каолиновых глин, образовавших впоследствии высокоглиноземистые разновидности сланцев. Наконец, о развитии мощной коры выветривания в конце среднего протерозоя свидетельствует также и характер строения переходной зоны между гранитами и сланцами, сложенной гравелитами и дресвяниками, указывающими на то, что размыву и перетолжению подверглись граниты, сильно выветрелые на глубину. Все эти данные указывают на то, что накопление отложений кординской свиты происходило в условиях теплого влажного климата и спокойного тектонического режима, близкого к платформенному.

Горбилоская свита — одна из немногих свит, отложения которой весьма широко распространены в центральной части кряжа и слагают значительные площади на водоразделе рек Панимбы — Чиримбы, в верхнем течении рек Калами, Вангаша Еруды, Чапы, в районе Соврудника и в других местах. Отложения горбилоской свиты весьма выдержаны по простираению и однообразны по литологическому составу будучи представлены зелено-серыми глинистыми хлорито-серицитовыми сланцами и их более метаморфизованной разновидностью — кварцево-серицито-хлоритовыми сланцами, содержащими в низах свиты прослой и линзы кварцитов.

Глинистые серицито-хлоритовые сланцы представляют собой филлитовидные зелено-серые породы. Они состоят из кварца (10—30%), слюдястых минералов (20—40%), хлорита (10—20%) полевых шпатов (5—10%) и участков перекристаллизованной глинистой массы. Кварц встречается в виде отдельных зерен размером около 0,05 мм и в виде линзовидных скоплений зерен величиной до 2 мм. Количество обломочного кварца обычно не превышает 30%. Полевые шпаты представлены мельчайшими зернами плагиоклаза с тонкими полисинтетическими двойниками — ми, слюдястые минералы — тонкими чешуйками серицита, мусковита и биотита, среди которых последний имеет резко подчиненное распространение. Хлорит в виде мельчайших чешуек рассеян по всей массе породы, реже образует порфиробластические агрегаты-псевдоморфозы сложных кристаллов размером до 0,5 мм. Рудные минералы составляют не более 5% породы и представлены мелкими зернами магнетита, пирита, пирротина,

ильменита, лейкоксена, турмалина, гидроокислами железа. Заметна преимущественная приуроченность рудных минералов к прослоям породы, обогащенным серицито-хлоритовым материалом. Своеобразные агрегаты хлорита, появление турмалина и биотита указывают, по-видимому, на вулканогенно-осадочное (пепловое) происхождение части первичного пелитового материала сланцев, переработанного в начальные стадии метаморфизма. Содержание глинистой раскристаллизованной массы в глинистых серицито-хлоритовых сланцах не превышает 25—35%. В глинистой массе постоянно присутствует тонкораспыленный графит в количестве не более 5—8%. Обилие мелких листочков гидрослюда, серицита и чешуек хлорита обуславливает микролепидо-бластовую структуру пород. Наличие обломочного кварца алевритовой размерности и реликтовой глинистой массы говорит об алеврито-пелитовом характере исходной породы. Текстура чаще всего сланцеватая, обусловленная взаимопараллельным расположением слюдястых минералов. Иногда отчетливо видна тонкая лопастность, обусловленная чередованием кварцевых в слюдясто-глинистых прослоев.

Кварцево-серицито-хлоритовые сланцы имеют зелено-серую окраску, сланцеватую, иногда тонкослоистую текстуру, занозистый излом и представляют собой метаморфизованную разновидность вышеописанных глинистых серицито-хлоритовых сланцев, появление которой связано с неравномерно проявленным метаморфизмом пород в условиях одной и той же зеленосланцевой фации. Основными породообразующими минералами сланцев являются кварц (30—40%), серицит и хлорит (до 50—60%), полевой шпат (2—5%), к которым в отдельных участках могут примешиваться незначительные количества (не более 1—2%) биотита, граната, турмалина, пирротина, ильменита. Кварц представлен мелкими (0,05—0,1 мм) зернами, обычно удлинёнными согласно сланцеватости. Серицит и хлорит присутствуют в виде тесно переплетенных чешуек, реже образуют веретеновидные порфиробласты величиной 0,1—0,3 мм. Зерна полевых шпатов имеют размерность одинаковую с зернами кварца и тонкое полисинтетическое — двойниковое сложение. Гранат и биотит развиваются по хлориту и серициту, появляясь в еще более метаморфизованной породе. Гранат — альмандин имеет обычно правильную ромбодекаэдрическую форму и часто содержит включения породообразующих минералов. Биотит образует широкие таблички, располагающиеся обычно по сланцеватости. Окраска биотита — типично бурая с обычной схемой абсорбции и плеохроизма. Только в одном шлифе из сланцев горбилкокской свиты

водораздела рек Калами-Гурахта возле п. Викторовского встречен зеленый биотит. Порфиروبласты граната и биотита, достигающая 2,5 мм в диаметре, в свою очередь, сами замещаются хлоритом в участках породы, испытавших регрессивный метаморфизм. Из рудных минералов в сланцах наибольшее распространение имеет пирротин, образующий, кроме зерен диаметром до 0,2 мм с гелицитовой структурой, также и мелкие линзовидные скопления зерен размером до $5 \times 0,2 \times 0,2$ мм. Ильменит присутствует в мелких (0,1—0,2 мм), в той или иной мере лейкоксенизированных пластинках и обнаруживает отчетливую приуроченность к обогащенным слюдами прослоям, как и турмалин.

Удере́йская свита Енисейского кряжа представлена однообразной и монотонной толщей глинистых и алевроито-глинистых сланцев. В зависимости от степени испытанного метаморфизма они в той или иной степени бывают филлитизированы, превращены в филлитовидные сланцы, филлиты, кварцево-серицито-хлоритовые, кварцево мусковито-биотитовые сланцы с андалузитом и силлиманитом. Наиболее метаморфизованные сланцы обнажаются в непосредственной близости к гранитным массивам центральной части кряжа, в верхнем течении рек Калами, Енашино, Чиримбы, Теи, Чапы. Менее метаморфизованными разновидностями сланцев сложены выходы удере́йской свиты на восточной окраине кряжа, особенно к востоку от линии р. Вангаш — приустьевая часть р. Чиримбы.

В составе отложений удере́йской свиты наиболее распространены филлиты. По внешнему виду они представляют собой плотные породы светлого или темно-серого, иногда бархатно-черного цвета, очень редко темно-серого с зеленоватым оттенком. В филлитах обычно наблюдается редкая тонкая неясно выраженная слоистость, обусловленная чередованием более светлых и более темных полос мощностью от 1—2 до 30—50 мм. Под микроскопом филлит представляет собой очень слабо раскристаллизованную породу, состоящую из кварца, серицита, хлорита, турмалина, рудного минерала, углеродистого вещества, мелких зернышек полевых шпатов, а также пелитового материала, количество которого может быть различным. Кварц присутствует в виде зерен диаметром до 0,03 мм без четких границ, слегка вытянутых согласно сланцеватости. Серицит и хлорит образуют сложнозапутанный тонкочешуйчатый агрегат, тесно перемежающийся с кварцем. Размеры чешуек до 0,05 мм. Зеленовато-бурый турмалин присутствует в единичных тонких призмочках, рассеянных в массе породы. Призмочки ориентированы несогласно с общей вытянутостью кристаллов породы.

Углеродистое вещество чрезвычайно широко рассеяно в черных сланцах удерейской свиты. Наряду с дисперсными выделениями углеродистого вещества в виде частичек диаметром в сотые и тысячные доли миллиметра, представляющих обычную форму нахождения углеродистого вещества в породах, иногда наблюдаются плотные скопления его в виде прослоек и различной величины линзочек. Породы, обогащенные углеродистым веществом, имеют черный цвет, типичный графитовый блеск и жирны на ощупь. Количество углеродистого вещества в них колеблется от десятых долей до нескольких процентов. В глинистых сланцах и филлитах бассейна р. Б.Пит содержание свободного углерода распределяется следующим образом: в сланцах кординской-горбилочской свиты оно не превышает 0,04%; в сланцах удерейской свиты — 0,27%. Максимальные концентрации углеродистого вещества наблюдаются в сланцах нижней части удерейской свиты, где отдельные прослои сланцев содержат его до 60—80%; в разрезе р. Чапы нами наблюдались в сланцах мономинеральные скопления углеродистого вещества в виде тонких прослоек и линзочек мощностью до 1 см.

Нижняя часть разреза удерейской свиты мощностью около 150—200 м заметно обогащена углеродистым материалом и сульфидами. Количество этих минералов резко снижается в средней и верхней частях свиты, вызывая появление серой и зелено-серой окраски пород.

На востоке Енисейского кряжа среди монотонной толщи сланцев горбилочской-удерейской свиты появляются прослои алевролитов и песчаников, совершенно одинаковых с такими же отложениями залегающей выше погорюйской свиты. Характерной особенностью этих пород является присутствие многочисленных признаков подводно-оползневых дислокаций слоев с заворотами, разрывами и будинированием пластов, захватом и разлинзованием слоев вмещающих сланцев и переходом песчаников на отдельных участках в песчаниково-сланцевые конгломераты, указывающие на прибрежно-морские условия отложения этих пород.

Отложения когорюйской свиты распространены в центральной части Енисейского кряжа довольно широко, слагая значительные площади в бассейне рек Б.Пита и Горбилка, а также

в междуречье рек Панимбы — Ведуги, Еруды — Вангаша, Енашимо — Иочимо. Они представлены глинистыми и алевроито-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, кварцитами.

В северной части Енисейского кряжа границу между отложениями удерейской и погорюйской свит большинство исследователей проводит условно по преобладанию алевроитового материала над глинистым. Однако, по нашим наблюдениям, в бассейне рек Панимбы и Б.Пита контакт между отложениями удерейской и погорюйской свит резок и имеет следы слабого размыва. Контакт между этими двумя свитами наблюдался нами в четырех местах, и во всех случаях на темно-серых неслоистых филлитизированных глинистых сланцах удерейской свиты залежали буровато-серые и бурые средне-мелкозернистые полимиктовые песчаники с редкими полуокатанными обломками и пластинками подстилающих пород. Мощность бурых песчаников составляет 0,5—1,5 м, выше по разрезу цвет их меняется на зеленовато-серый, и в них начинают появляться прослои глинистых и алевроито-глинистых сланцев. Песчаники в этой части разреза свиты значительно преобладают над сланцами. Мощность этой обогащенной песчаниками пачки в основании свиты составляет 12 м.

Под микроскопом базальные песчаники имеют псаммитовую структуру, беспорядочную текстуру. Базальный цемент составляет до 60% породы. Состав обломочной части довольно прост и представлен в основном зернами кварца, реже сдвойникового полевого шпата, еще реже обломками глинистых сланцев и микрофельзитов. Окатанность зерен различная. Большая их часть, имеющая и большие размеры (от 0,1 до 0,4 мм), окатана весьма хорошо. Окатанность мелких зерен размером от 0,08 мм и меньше значительно хуже, и многие из них имеют угловатую форму. Цемент породы алевроито-глинистого состава. В алевроитовой, преобладающей части, зерна представлены кварцем, в глинистой — глинистыми минералами и чешуйками хлорита. Обычна графитовая пыль. В небольшом количестве присутствуют гидроокислы железа, развившиеся по пириту.

Выше по разрезу песчаники сменяются обычными темно-серыми и черными, редко-тонко-неяснослоистыми глинистыми и филлитизированными глинистыми (глинистыми-серицито-хлоритовыми) сланцами. Эти сланцы во всем аналогичны соответствующим породам удерейской свиты, поэтому подробное описание их не приводится.

Алевроито-глинистые сланцы составляют большую часть разреза свиты. По внешнему виду они представляют собой породы

серой, темно-серой, чаще зеленовато-серой окраски, слоистой текстуры, обусловленной чередованием алевритовых и глинистых слоев. Мощность прослоев сильно колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметров. С дальнейшим увеличением мощности наблюдается чередование сланцев с алевролитами песчаниками и кварцитами. Мощность слоев этих пород может достигать 10—15 м, при этом прослой глинистого состава преобладают. Для алеврито-глинистых сланцев характерна серая корка выветривания на поверхности делювиальных обломков. Очень своеобразен и рисунок слоистости сланцев, обусловленный неравномерным распределением в породе алевритового материала. У большей части сланцев слоистость тонкая и равномерная, ритмичная, прослойки слабо изогнуты, мощность их колеблется от 1 до 3 мм. Под микроскопом структура породы пелитовая. В основной глинистой массе породы с размером частиц не выше 0,003 мм при больших увеличениях микроскопа достоверно устанавливается лишь хлорит в мелких чешуйках бледного желтовато-зеленого цвета, и очень редко такие же мелкие зернышки кварца. Основная глинистая масса слабо действует на поляризованный свет, но по наличию близкодновременного угасания обнаруживает признаки упорядоченного строения. Алевритовая составная породы с размером зерен от 0,02 до 0,05 мм представлена кварцем (до 80%) и полевым шпатом. Зерна этих минералов, особенно кварца, имеют слабоокатанную угловатую, часто рогульчатую форму, указывающую, возможно, на их вулканогенное происхождение.

В расположении алевритового материала, в пределах алевритовых слоев, наблюдается довольно отчетливая закономерность, заключающаяся в следующем. Нижний контакт алевритового прослоя с глинистым совершенно резок и прям, а алевритовый прослой начинается более крупными частицами, почти без примеси глинистого материала. С удалением от контакта размер алевритовых частиц начинает уменьшаться, количество глинистого цемента возрастает. Верхний контакт алевритового прослоя с глинистым, хотя и отчетливый, но уже не так резок, как нижний. Описанное строение алевритовых прослоев сланцев повторяет строение флиша, в связи с чем эти сланцы можно называть флишоидными.

Алевролиты погорюйской свиты имеют светло-желтый, кремовый, бурый цвет, массивную текстуру, мелкозернистую структуру. Под микроскопом структура породы зависит от количества цемента и меняется от грубой алевритовой, алеврито-псаммитовой до алеврито-пелитовой, текстура беспорядочная, мас-

сивная, слоистая. По своему составу и структуре породы очень близки к типичным песчаникам. Естественно, между алевролитами и песчаниками погорюйской свиты наблюдаются постепенные переходы и встречаются все переходные разности. Зерна алевролитов имеют мономинеральный кварцевый состав. Зерна слабо окатаны и часто сохраняют угловатую форму. Сортированность зерен по размеру хорошая; диаметр их около 0,05 мм, и лишь изредка встречаются зерна более крупных размеров — до 0,1—0,2 мм, обычно и лучше окатанных. Цемент породы типа цемента соприкосновения, реже поровый, тогда раскристаллизованный, имеющий тонкозернистый кварцево-хлоритовый состав, обнаруживаемый только в скрещенных николях. При параллельных николях он ведет себя как мономинеральная хлоритовая масса, на фоне которой иногда развиваются чешуйки хлорита поздней кристаллизации длиной до 0,2 мм. Изредка наблюдаются тонкие (до 0,1 мм), складкообразно изогнутые прерывистые прослоечки графито-хлоритового материала, придающие породе подобие слоистости.

Песчаники средней и верхней частей разреза погорюйской свиты образуют отдельные пласты мощностью 0,1—2,5 м, чередующиеся со сланцами. Они относятся к мелкозернистым разностям, окрашенным в светло-серые, желтоватые и кремовые тона, и несут многочисленные признаки подводно-оползневых дислокаций и размывов. Нередко в песчаниках наблюдается пологая косая слоистость и вкрапленность кубических кристаллов пирита с длиной ребра до 3,5 см. Минеральный состав песчаников довольно однообразен — все они представлены аркозовой, полевошпатово-кварцевой разностью, с незначительными колебаниями в процентном соотношении главных породообразующих минералов и их крупности.

Песчаники содержат 75—90% обломочного материала; от 2 до 15% цемента и 2—5% рудных минералов. Обломочная часть сложена в основном полуокатанными и окатанными зернами кварца (до 90%) с размерами 0,1—0,3 мм и обломками полевых шпатов (до 10%). Среди полевых шпатов отчетливо различаются кислые полисинтетические сдвойникованные плагиоклазы, отвечающие олигоклазу и олигоклаз-альбиту, и микроклины, причем, плагиоклазы обычно преобладают. Зерна полевых шпатов часто имеют неправильную форму, неровные края и иногда регенерационные каемки обрастания. Обломки плагиоклазов в той или иной степени замещены серицитом. Рудные минералы представлены рассеянными зернами пирита, гидроокислов железа и лейкоксена. Отдельные прослои песчаников содержат 15—

20% пирита. Из аксессуарных минералов отмечаются циркон, турмалин и эпидот. Цемент песчаников кварцево-глинистый. Тип цемента — поровой, либо соприкосновения. Очень характерно регенерационное обрастание кварцевым цементом зерен кварца; иногда зерна как бы прорастают друг в друга. Гидрослюда и хлорит, как вторичные продукты, в чешуйках размером не более 0,2 мм встречаются преимущественно на стыках зерен, особенно вокруг зерен полевых шпатов.

Кварцитовидные разности аркозовых песчаников по внешнему виду представляют собой плотные, крепкие на раскол породы, окрашенные в белый, светло-серый и серовато-желтые цвета. Они состоят из более или менее изометричных или слабо удлинённых зерен кварца (до 95%), имеющих зубчатые, взаимопроницающие ограничения. Структура пород гранобластовая. Размер кварцевых зерен колеблется от 0,1 до 0,8—1,2 мм. Очень характерно регенерационное разрастание зерен за счет цемента. На стыках зерен кварца часто расположены чешуйки гидрослюды и хлорита, количество которых вместе с обломочными зернами серицитизированного плагиоклаза не превышает 5%. Из рудных минералов отмечены тонкие призмочки турмалина и редкие кубики пирита.

Свита карточки в северной половине Енисейского кряжа не пользуется широким распространением. Выходы свиты известны в основном к востоку от линии рек Вангаш — Чиримба — устье Каменки, а также в среднем течении рек Б.Пита, Ведуги и Панимбы. Слагающие свиту карточки породы согласно и с постепенным переходом залегают на погорюйских сланцах и также согласно перекрываются аладьинской свитой. Ввиду постепенности перехода отложений погорюйской и свиты карточки граница между ними проводится условно.

Известково-глинистые сланцы и мергели свиты карточки представляют собой породы серой, светло-желтой, светло-зеленой, вишневой, чаще же всего сиреневой и серо-фиолетовой окраски, с тонким чередованием прерывистых линзочек и слоев, обогащенных либо глинистым, либо карбонатным материалом. Последний представлен чаще всего пелитоморфным кальцитом, который составляет 30—50% породы. Текстура микрослоистая, иногда макрослоистая и микропорфиробластовая, обусловленная тем, что на фоне тонкозернистой основной массы, сложенной пелитоморфным кальцитом и продуктами раскristаллизации глинистого вещества, выступают более крупные (до 0,05 мм) зерна железистого карбоната, кубики пирита и розеткообразные агрегаты хлорита. Из других минералов в серо-фиолетовых и

красноцветных разностях сланцев значительную роль играют гидрогематит и гетит, присутствующие в количестве 3—8% в виде мелких (0,01—0,1 мм) пластинок и неправильных зерен. Чаще всего эти зерна равномерно распределены в породе, но иногда концентрируются в тонкие прослойки мощностью до 3—6 мм, где количество их может достигать 40—60%.

В бассейне р. Б.Пита в 300 м от основания свиты среди серо-фиолетовых известково-глинистых сланцев и мергелей присутствует горизонт пород с железомарганцевыми конкрециями. Мощность горизонта 25—30 м. В массе серо-фиолетовых известково-глинистых сланцев появляются хорошо округлые дисковидные конкреции величиной обычно 0,9—1,5 см, но иногда даже до 2—3 см. Количество конкреций в сланцах колеблется от 5 до 15%, но в отдельных нерезко выраженных прослоях поднимается до 30%. Мощность обогащенных конкрециями прослоев не превышает 2—3 м. Под микроскопом в отраженном и проходящем свете видно, что контакт конкреций с карбонатно-глинистым цементом нерезок, а сами конкреции содержат в том или ином количестве (обычно не более 15%) карбонатно-глинистый материал, совершенно аналогичный по составу и структуре цементу. Таким образом, конкреции в описываемых породах представляют собой гальковидный сгусток известково-глинистого ила, резко обогащенного гидроокислами железа и марганца.

Известняки и доломиты аладынской свиты представляют собой серые, темно-серые и черные афанитовые породы массивной, реже слоистой текстуры. Слоистость в известняках обычно тонкая, редкая, неясно выраженная, обусловленная чередованием прослоев почти чистого известняка с известняком, обогащенным глинистым, алевритовым или органическим материалом. Под микроскопом основная ткань породы представлена пелитоморфной массой зерен размером 0,006—0,01 мм, количество которой достигает 60—80%. Остальная часть породы сложена кальцитом, реже доломитом, кристаллы которых не менее чем в 2—3 раза больше зерен основной массы. Эти более крупные кристаллы довольно равномерно рассеяны поодиночке во всей массе и, кроме того, обнаруживают приуроченность к плоскостям слоистости. В шлифе, как правило, границы слоев оказываются неровными, волнистыми, со следами разрывов, и весьма характерно, что количество крупнокристаллических карбонатов и величина их зерен, приуроченных к границам слоев, тем больше, чем интенсивнее следы испытанных слоями деформаций. Второ-

степенные минералы известняков и доломитов встречаются редко и представлены пиритом, хлоритом и кварцем, которые обычно присутствуют вместе. В этих случаях пирит образует округлые овоиды диаметром 0,6—0,8 мм, сложенные агрегатом мелкокристаллических кристаллов, а хлорит и кварц либо обрастают овоиды со всех сторон, либо располагаются в «тенях давления» их. Кроме того, кварц в виде изометричных зерен размером до 0,2 мм присутствует в тонких жилках кальцита, имеющих типично «альпийское» происхождение.

Непрерывность стратиграфического разреза отложений кординской-аладынской свит, постепенные переходы главнейших типов пород свит друг в друга, минералого-петрографические и структурно-текстурные особенности пород сухопитской серии указывают на то, что формирование комплекса отложений сухопитской серии происходило в едином цикле геологического развития региона, начавшегося трансгрессией кординского времени и продолжавшегося на фоне сначала прогибавшегося дна бассейна осадконакопления (горбилокское-удерейское время), затем некоторой стабилизации его (погорюйское время) и последующего нового углубления (время свиты карточки и аладынской), прерванного резким воздыманием и накоплением терригенно-сланцевых пород базальных слоев залегающей выше тунгускинской серии. Анализ геохимических особенностей состава глинистого вещества пород сухопитской серии, проделанный Е. П. Акульшиной и др. [1, 2], подтверждает общую направленность развития и смены фациальных обстановок накопления пород сухопитской серии от прибрежных пресноводных (кординского — горбилокского времени) к прибрежно-морским и морским (аладынская свита).

Петрохимические особенности глинистых пород и песчаников сухопитской серии также указывают на генетическое единство осадочного материала пород кординской — погорюйской свит и поступление его из одних и тех же источников. Все сланцы сухопитской серии характеризуются значительным содержанием кремнезема и сравнительно постоянным соотношением щелочей, а также кальциевой и магнезиально-железистой составляющих, низким содержанием окиси кальция и отсутствием свободного карбоната, высоким содержанием алюмосиликатов и щелочей при примерно равном соотношении натрия и калия.

Состав и количество элементов примесей в сланцевых породах сухопитской серии также отражает общую направленность осадочной дифференциации вещества в зависимости от фациальных обстановок и времени осадконакопления. Так, например,

для базальных слоев кординской свиты, залегающих с размывом на гранитоидах, характерно резко неупорядоченное распределение основных рудных элементов. Эти же слои сравнительно удаленных от береговой линии фаций характеризуются упорядоченным типом распределения свинца, цинка, меди, ванадия, никеля, кобальта и заметным обогащением глинозёмом. Относительно глубоководные (по сравнению с кординскими) сланцы горбилоской и удерейской свит также имеют упорядоченный тип распределения рудных элементов, а сланцы нижней части удерейской свиты, отвечающие, по-видимому, фациям сероводородного заражения, характеризуются, кроме того, появлением заметных количеств углеродистого вещества и вместе с ним мышьяка, фосфора, молибдена, серебра и золота. Сланцы погорюйской свиты, более мелководные и со значительной примесью терригенного материала, по набору рудных элементов и характеру их распределения близки к сланцам кординской — горбилоской свит.

Таким образом, несмотря на региональный метаморфизм, отложения сухопитской серии сохраняют не только структурно-текстурные, но и более тонкие геохимические особенности и различия своего состава, отражающие, несомненно, различные условия осадконакопления. Это обстоятельство еще раз подтверждает необходимость дальнейших детальных исследований зависимости петрохимических, геохимических особенностей осадочных пород от фациальных обстановок их образования с целью разработки критериев стратиграфического и литолого-фациального расчленения мощных немых осадочных толщ докембрия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акульшина Е. П., Владимиров А. И., Горовой Л. Я., Ивановская А. В., Кириченко Н. И., Крестин В. Н., Озерский Ю. А., Писарева Г. М. Литолого-геохимическая характеристика обстановок осадконакопления верхнедокембрийских отложений южного Заангарья Енисейского кряжа. — В сб.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Новосибирск. Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1973, с. 19—59.
2. Авдеевский А. В., Акульшина Е. П., Березий А. Е., Ивановская А. В., Кириченко А. В., Лисин В. А., Писарева Г. М., Саванович Л. Г., Сараев С. В., Ушакова А. И., Шибистов Б. В., Яркаев К. Ш. Литолого-геохимическая характеристика и условия накопления верхнедокембрийских осадочных толщ Енисейского кряжа — В сб.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск, изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1975, с. 36—81.
3. Петров В. Г. О взаимоотношении пензенгинской — кординской свит протерозоя в северной части Енисейского кряжа. — Геол. и геофиз., 1969, № 9, с. 61—69.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ (Р. КОТУЙ)

Фактический материал, положенный в основу статьи, был собран в период 1971, 1972 и 1975 гг. при полевых исследованиях, проведенных совместно с сотрудниками СНИИГГиМСа, под руководством Б. Б. Шишкина.

В западной части Анабарского массива широко распространены отложения верхнего рифея, венда и нижнего кембрия. Они обнажаются в бассейне р. Котуй, прослеживаясь с перерывами на расстоянии примерно 200—250 км. Во всех обнажениях литологический состав разновозрастных толщ несколько различен. Ниже дается вещественная характеристика их состава, а также рассматриваются особенности фациальных условий среды осадконакопления. Каждое обнажение в отдельности еще не дает полного представления о литологическом составе той или иной свиты, так как многие интервалы разреза бывают задернованы. Поэтому для характеристики литологического состава верхов юсмастахской, старореченской и низов немакит-далдынской свит использовались сводные геологические разрезы.

Вопросы стратиграфии Анабарского массива достаточно подробно освещены в работах [2, 5, 6], поэтому в данной статье, принимая разработанную названными авторами схему расчленения верхнедокембрийских и нижнекембрийских толщ, основное внимание уделяется описанию литологии и минерального состава пород.

По характеру отложений, слагающих названные свиты, выделяются несколько типов разрезов. В среднем течении р. Котуй можно выделить два типа: первый представлен на участке рек От — Юрэх — Дэбенгдэ, второй — на участке р. Быхыттаах — остров Песчаный. Первый из них более полный. В этом разрезе установлены отложения верхней части юсмастахской и основание немакит-далдынской свит.

Верхнеюсмастахская подсвита

Верхняя часть верхнеюсмастахской подсвиты юсмастахской свиты по составу и структурно-текстурным особенностям слага-

ющих ее пород может быть подразделена на три пачки, из которых нижняя отличается довольно пестрым составом. Здесь наблюдается переслаивание доломитов, кремненных, глинистых, строматолитовых доломитов и доломитистых известняков. Кроме того, отмечаются небольшие прослои оолитовых доломитов [1]. Породы серые, темно-серые с коричневатым оттенком, прослоями коричневато-серые, плитчатые, толсто плитчатые до массивных, иногда с волнистой поверхностью напластования. В некоторых слоях отмечаются небольшие линзочки (3×10 , $1,5 \times 10$, 1×3 см) серых, темно-серых кремней, а также маломощные линзовидные прослои (1—5 мм) белого гипса. Строматолитовые образования пластового типа представлены органогенными постройками караваяобразной формы, размером в поперечнике 0,15—0,40 м и высотой 0,10—0,15 м. По простиранию они нередко переходят в обычные плитчатые доломиты.

Доломиты нижней пачки, как правило, слабо раскристаллизованы (размер зерен 0,01—0,015—0,03 мм). Наблюдающаяся местами перекристаллизация доломитов проявляется в виде гнезд, линзочек и тонких прослоев, четко выделяющихся на фоне основной микрозернистой массы более крупнокристаллическим строением (от 0,09 до 0,11 мм). Причем чередование перекристаллизованных и неизмененных прослоев нередко придает породе полосчатый (слоистый) облик. Скорее всего, неравномерная перекристаллизация карбонатов связана с различным содержанием глинистого вещества, которое препятствует этому процессу.

Довольно широко в породах развит процесс окварцевания, выразившийся в образовании линзочек, неправильной формы скоплений, прослоев (до 7 мм мощности), обогащенных кремнистым веществом. Такие участки сложены в основном кварцем и реже халцедоном. Эти минералы довольно часто образуют в гнездах и прожилках характерные инкрустационные структуры. Крупные шестоватые агрегаты кварца и халцедона нарастают на стенки полостей, сменяясь в центральной части изометричными зернами.

Интересно отметить, что в некоторых кварцевых жилках встречаются отдельные ксеноморфные, а нередко и идиоморфные зерна доломита. Иногда жилки кварца даже пересекаются небольшими прожилками довольно крупного доломита (до 0,24 мм). Наличие идиоморфных зерен и прожилков последнего свидетельствует о том, что здесь можно выделить, по крайней мере, две генерации доломита. К тому же выделение доломита второй генерации происходило уже после окварцевания породы.

Выше по разрезу породы становятся более известковистыми,

и последние 6—7 м у кровли представлены доломитистыми известняками с пятнистым структурным рисунком. Такой рисунок определяется наличием пятен доломита и гнезд неравномерно перекристаллизованного кальцита, размер индивидов которого колеблется от 0,01 мм до 0,09—0,18 мм. Зерна его, как правило, образуют агрегаты. Доломит здесь присутствует в виде небольших скоплений и отдельных зерен, сгруппированных в агрегаты, частично перекристаллизован, редко идиоморфен.

Терригенная примесь в этих породах составляет не более 0,5—1% и представлена неокатанными, почти равномерно распределенными в карбонатной массе зернами кварца. Мощность пачки около 32 м.

Средняя пачка, мощностью около 25 м сложена серыми, иногда красновато-серыми, коричневато-серыми строматолитовыми, известняками группы конофитон, которые хорошо прослеживаются до самого устья р. М. Харыллаах. Следует отметить, что по простиранию, примерно в 200—300 м ниже устья речки, конофитоновые образования переходят в пластовые. Высота отдельных конофитоновых построек достигает двух и более метров. Известняки в различной степени перекристаллизованы.

Перекристаллизация отмечается в виде прослоев, линзочек и гнезд. Доломит присутствует в очень небольших количествах.

Третья пачка, небольшая по мощности (около пяти метров), в нижней части представлена строматолитовыми известняками, которые, примерно в двух метрах от основания пачки, постепенно переходят в строматолитовые доломиты. Известняки серые, темно-серые с коричневатым оттенком, массивного облика, с четко выраженной строматолитовой структурой. В них отмечается небольшая примесь доломита (5—7%), равномерно распределенного в породе и представленного отдельными зернами, как правило, ксеноморфными, обладающими агрегатным строением.

Кальцит перекристаллизован в незначительной степени полойно и в виде неправильной формы участков, нечетко выделяющихся среди основной кальцитовой микрозернистой массы. В виде единичных зерен встречаются кварц и пластинчатые выделения мусковита.

Строматолитовые доломиты серые тонкоплитчатые с пологоволнистой поверхностью напластования. В плане они представляют караваеобразные постройки округлой формы диаметром 0,5—2 м и высотой 0,15—0,5 м. Межбиогермное пространство выполнено грубоплитчатыми, реже тонкоплитчатыми доломитами. В шлифах строматолитовые доломиты горизонтально-волнистослоистые, прослоями более глинистые и, вероятно, вследствие

этого неравномерно перекристаллизованы. Слои, обогащенные глинистым веществом, более темные, размеры слагающих их зерен от $< 0,01$ до $0,05$ мм. Более измененные прослои сложены ксеноморфными, реже идиоморфными индивидами, размером от $0,06$ до $0,16$ мм. Здесь же среди строматолитовых доломитов, в средней части пачки, отмечаются небольшие, различно ориентированные линзовидные прожилки и гнезда гипса, представленные призматически-волокнистыми кристаллами. В верхней части пачки наряду с прожилками и гнездами появляются маломощные прослои ($1-7$ см) розового гипса, представленные призматическими и пластинчатыми зернами, а также неправильной формы обособлениями, состоящими из одинаково ориентированных игольчатых кристаллов. Внутреннее строение некоторых обособлений напоминает фибролиты. Характерно, что игольчатые кристаллы слагают эти образования без видимой ориентировки относительно других игольчатых кристалликов в соседних обособлениях. Гипс неравномернозернистый, наряду с крупными призматическими кристаллами до $0,3$ мм в длину сохранились участки с микро-тонкозернистыми разностями ($0,01-0,015-0,025$ мм). В прослое гипса отмечаются различной формы и размеров (от $0,01$ до 10 мм) реликты микро-тонкозернистого доломита. Судя по структурно-текстурным взаимоотношениям, можно предположить, что в этой пачке гипс не сингенетичен карбонатам, а образовался позже, замещая доломит в некоторых ослабленных зонах при циркуляции растворов, а также выполняя пустоты и каверны выщелачивания. Источником сульфатных растворов, по всей видимости, были выщележащие гипсоносные породы старореченской свиты.

Старореченская свита

Исходя из некоторых различий в количественном распределении пород по разрезу, старореченскую свиту можно подразделить на две подсвиты. Первая — существенно гипсоносная, и вторая — доломитовая.

Нижняя подсвита, в свою очередь, может быть подразделена на две пачки: нижнюю — гипсоносную, около 46 м мощности и верхнюю — гипсоносно-доломитовую, примерно 24 м мощности.

Нижняя пачка представлена переслаиванием доломитов, глинистых и алевролитовых доломитов с гипсами, причем последние составляют около 50% разреза. Особенно широко распространены гипсы в нижней части пачки, где их слои достигают 5 м мощности.

На неровную поверхность строматолитовых доломитов юсмастакской свиты, без видимых следов размыва, залегают темно-серые, кавернозные, с линзочками белого гипса (от 5 до 15 см мощности), доломиты старореченской свиты. Мощность первого слоя старореченских доломитов варьирует в результате выполнения неровностей подстилающих строматолитовых построек, но уже его кровля имеет более ровное горизонтальное залегание. Доломиты практически не изменены (0,01—0,015—0,03 мм), зерна их не имеют четких очертаний, многие обладают агрегатным строением. Изредка отмечаются гнезда и прослои, сложенные более крупнокристаллическими разностями, кроме того, некоторые прослои доломита кавернозны и по краям каверн встречаются крупные кристаллы доломита размером до 0,15—0,2 мм. Наряду с обычными микрозернистыми доломитами в этой пачке отмечаются прослои комковатых (сгустковых), глинистых и песчано-алевритистых доломитов. Все эти типы встречаются преимущественно в верхней половине пачки, где возрастает процент терригенного материала. Комочки более темные по сравнению с окружающей массой, вытянутые, изометричные, состоят из криптозернистого материала. Ограничения нередко бывают нечеткими, и какая-то часть данных образований по этому признаку может быть отнесена к сгусткам. Иногда среди комочков встречаются обломки глинистых доломитов и оолитов.

Глинистые и песчано-алевритистые доломиты обычно отмечаются в виде тонких слоек (2—5 см), и нередко эти два типа переслаиваются. Как правило, текстура у них горизонтально-волнистослоистая. Слои выделяются как по цвету, так и по составу. Нераскристаллизованное глинистое вещество и песчано-алевритовая составляющая, представленная кварцем, распределены в породе неравномерно. Интересно, что обломки кварца преимущественно расположены в прослоях с пониженным содержанием глинистого вещества. Кварц в породе встречается в виде неокатанных, полуокатанных и редко остроугольных зерен, вокруг отдельных обломков отмечается тонкая каемка из более крупных, чем основная масса, зерен доломита, а в некоторых случаях отчетливо видно, как доломит развивается по кварцу, замещая его.

Как говорилось выше, гипс-ангидритовые породы слагают довольно мощные слои в обнажении, иногда образуют обрывистые уступы. Как правило, эти слои имеют переменную мощность и нередко бывают смяты вышележащими отложениями. Наряду с мощными слоями гипс встречается в виде линз, гнезд и тонких

прожилков в доломите. Размер гнезд и линзочек гипса варьирует от нескольких миллиметров и даже меньше до первых десятков сантиметров и метра. В слоях гипса отмечаются тонкие прослойки аргиллитов, глинистых доломитов и значительно реже линзочки (3×10 , 5×15 см) серых кремней. Последние сложены преимущественно халцедоном, представленным изометричными тонкозернистыми индивидами или образованиями в виде розеточек. Кварц в виде единичных зерен или скоплений имеет резко подчиненное положение.

В шлифах гипс бесцветный, встречается в тонкозернистых волокнистых и игольчатых агрегатах. Ангидрит представлен столбчатыми, таблитчатыми, призматическими и неправильной формы кристаллами. Ориентировка зерен отсутствует, размер варьирует в широких пределах от 0,02—0,04 до 1,1 мм. Гипсовые прослойки (иногда) бывают загрязнены нераскристаллизованным глинистым веществом, придающим ему бурый цвет. Интересно отметить наличие доломита, который, по-видимому, развивается по ангидриту, нередко полностью замещая его кристаллы и образуя псевдоморфозы превращения.

Верхняя пачка беднее гипсами, которые отмечаются здесь в виде линзочек, небольших гнезд и редко в прослоях мощностью 10—40 см, по простираанию часто исчезающих из разреза. В основном ее слагают доломиты переслаивающиеся с глинистыми доломитами, аргиллитами и небольшими прослоями слабо кремнистых доломитов. Последние встречаются в виде стяжений округлой и линзовидной формы в центральной части пластов доломита. Размеры их небольшие (5×10 , 10×40 см). Часто эти стяжения создают в породе волнистый тип напластования. В некоторых прослоях отмечается горизонтально-волнистая слоистость, кавернозность, примесь битуминозного вещества.

Доломиты окрашены в серые, темно-серые цвета с коричневатым оттенком, обычно плитчатые, толсто плитчатые, в шлифах преимущественно микрозернистые ($< 0,01$ мм) с гнездами и тонкими прожилками, выполненными более крупными разностями 0,015—0,025 мм. Отмечаются небольшие прослойки с комковатогустушкой текстурой. Комочки и сгустки — вытянутой и изометричной формы, сложены криптозернистым материалом (0,001 мм). Наряду с этим встречаются округлые, реже полуокатанные обломки криптозернистого глинистого доломита, который отличается от основной массы более темным цветом.

Глинистые доломиты и аргиллиты серые, темно-серые, образуют прослойки мощностью от 3 до 20 см. Они, как правило,

тонкоплитчатые до листоватых, со слабым запахом H_2S . По простирацию в отдельных участках глинистые доломиты гипсоносны, и местами гипс образует тонкие (1—2,5 см) самостоятельные прослои, но значительно чаще отмечается только в виде линзочек.

Верхняя — доломитовая подсвета старореченской свиты имеет видимую мощность около 45 м. Сложена преимущественно доломитами серыми, темно-серыми с коричневатым оттенком, обычно толстоплитчатыми до массивных, реже плитчатыми и даже тонкоплитчатыми. Примерно в 2 м от основания по отдельным трещинкам отмечаются тонкие налеты битума. Тонкорассеянный битум имеется выше по разрезу. Повсеместно в разрезе отмечаются маломощные (5—15 см) прослои глинистых доломитов серых, светло-серых, плитчатых и тонкоплитчатых.

В шлифах доломиты, как правило, микрозернистые ($< 0,01$ мм), с редкими линзочками, гнездами и прослоями, сложенными более крупными разностями (0,045—0,09 мм). Изредка наблюдается неясная тонкая слоистость за счет выборочной перекристаллизации, либо за счет неравномерного, послойного обогащения зернами рудного минерала (обычно магнетита, реже пирита) в виде вкрапленности.

Примечательно, что в глыбовых развалах, расположенных выше коренных выходов второй пачки, встречены реликты косослоистых светло-серых с зеленоватым и буроватым оттенком песчаников. Видимая мощность реликтов 10—15 см. Песчаник неравномернозернистый, от грубо- (1,19 мм) до мелкозернистого алевролита. Преобладает среднезернистая песчаниковая фракция (0,43—0,46 мм). Сам он не отсортированный в шлифах, неслоистый, с беспорядочной текстурой. Обломочная часть представлена в основном окатанными, неокатанными, редко остроугольными зернами кварца. Отдельные зерна имеют волнистое блочное погасание, которое свидетельствует о том, что они подвергались давлению. Изредка отмечаются единичные зерна глауконита и небольшие обломки кремнистых пород микроагрегатного строения. Цемент песчаника доломитовый, контактный. Наряду с перекристаллизованным доломитом (размер 0,06—0,15 мм) в резко подчиненных количествах присутствует халцедон. Иногда отмечается мусковит.

В кровле пачки залегают такие же микро-тонкозернистые доломиты, в которых отмечается мелкая вкрапленность пирита, приуроченная к участкам, сложенным более крупнозернистыми разностями.

Немакит-далдынская свита

Немакит-далдынская свита в изученных разрезах может быть подразделена на две пачки: нижнюю — терригенно-карбонатную и верхнюю — карбонатную.

Терригенно-карбонатная пачка мощностью 54 м представлена переслаивающимися доломитами, известковистыми доломитами и известняками с небольшими прослоями глинистых известняков и известковистых аргиллитов.

Базальные конгломераты немакит-далдынской свиты залегают на неровную, размытую поверхность доломитов старореченской свиты мощностью в различных участках от 0,3 до 0,7 м. Размер обломков варьирует в широких пределах от 0,15 мм, до крупных уплощенных галек 5—7 см в поперечнике. Обломки окатанные, реже полуокатанные, гальки обычно плоские, слабо ориентированные. В нижней части преобладают крупные гальки, которые постепенно сменяются вверх по разрезу более мелкими. Обломки представлены кремнистыми доломитами, глинистыми доломитами и доломитами, состоящими из зерен микро-крипто- и тонкокристаллической размерности. Некоторые обломки карбонатных пород имеют нечеткие очертания, сливаясь с цементирующей массой. Наряду с обломками карбонатных пород отмечаются кварцевые зерна крупноалевритовой и среднепесчаной размерности. Цементом служит тонко-мелкозернистый доломит.

На базальные конгломераты залегают метровый слой песчаных доломитов серых, косослоистых. Обломочная некарбонатная часть, составляющая примерно 7—10% объема породы, представлена неокатанными и полуокатанными зернами кварца, глауконита и редко полевого шпата. Размер обломков колеблется в среднем от 0,075 до 0,14 мм и лишь единичные зерна кварца достигают 0,3 мм. Иногда отмечается замещение зерен кварца доломитом. Глауконит, как правило, имеет агрегатное строение.

Кроме обломков в породе повсеместно встречаются многочисленные образования типа комочков и сгустков, состоящие из крипто-микрозернистого ($< 0,001$ — $< 0,01$ мм) доломита. Размер этих образований примерно того же порядка, что и обломочной части. Форма преимущественно округлая, граница с цементирующей массой нечеткая. Роль цемента выполняет тонкозернистый; реже мелкозернистый доломит, практически все зерна которого ксеноморфны и изометричны.

Доломитовые слои серые, темно-серые, зеленовато-серые, плитчатые, прослоями с заметной горизонтальной слоистостью

(сланцеватостью), по которой они легко раскалываются. В шлифах это проявляется в виде системы одинаково ориентированных микротрещин длиной 0,15—0,3—0,45 мм и шириной < 0,01—0,01 мм, придающих породе сланцеватый облик. Отмечаются небольшие прослои с тонкослоистой текстурой, возникшей за счет чередования слоев с различным текстурным рисунком или различной зернистостью. Эти слои не выдержаны по мощности и имеют нечеткие границы. По размерности выделяются микро-тонкозернистые слои (< 0,01—0,035 мм) с редкими индивидами до 0,07—0,09 мм и слои, состоящие практически полностью из тонкокристаллических разностей (0,045—0,06 мм). Кроме того, выделяются слои комковато-сгустковых доломитов, состоящих из крипто-кристаллических разностей и сцементированных более крупным доломитом. Такие же текстуры встречаются выше по разрезу в доломитистых известняках. Интересно, что сгустки, хорошо выделяющиеся в породе, теряют свои очертания, но становятся расплывчатыми в окрашенных ализарином участках шлифов. Состоят сгустки и комочки из крипто-микрозернистого кальцита с небольшой примесью доломита и цементируются тонкозернистым кальцитом. Доломит, кроме того, встречается здесь в виде отдельных зерен, но чаще в скоплениях микро-тонкозернистых индивидов. Из переходных разностей пород можно отметить еще известковистые доломиты, иногда тонкослоистые за счет неравномерного распределения глинистого материала. Кальцит (20—25%) здесь присутствует в виде вкрапленности, распределен в породе сравнительно равномерно и лишь в отдельных местах образует небольшие скопления.

Надо отметить, что вверх по разрезу известковистость пород возрастает, и уже верхняя — карбонатная пачка, мощностью около 22 м, сложена исключительно известняками. Известняки серые, плитчатые реже толсто плитчатые, микро-тонкозернистые (< 0,01—0,03—0,075 мм). Зерна ксеноморфные и имеют нечеткие очертания, выделяются только по теневому погасанию. Доломит встречается в виде мелких отдельных зерен и расплывчатых пятен, представленных криптозернистыми индивидами. Составляет он примерно 1—2% объема породы. В средней части пачки отмечаются маломощные прослои оолитовых известняков, а венчает пачку слой известняка, в котором встречаются маломощные строматолитовые постройки пластового типа.

Второй тип разреза верхов юсмастахской, старореченской и низов немакит-далдынской свит изучен на участке р. Быхытаах — остров Песчаный. Как указывалось выше, этот разрез менее полный, состав пород, слагающих его, несколько отличен от описанного.

Верхнеюсмастахская подсвета

Верхнеюсмастахская подсвета вскрывается здесь в меньшем объеме, ее мощность достигает лишь 40 м, и притом средняя часть разреза не обнаружена ни в одном из изученных обнажений, но, судя по развалам и отдельным высыпкам, закрытый участок сложен породами, подобными выше и ниже лежащим. По составу эта толща довольно монотонна. Сложена она в основном доломитами, нередко кремнистыми доломитами серыми, светло-серыми, темно-серыми, обычно плитчатыми, реже тонко и толсто плитчатыми, прослоями кавернозными. Кроме того, отмечаются маломощные от 10 до 30 см прослои брекчированных и оолитовых доломитов.

Доломиты тонкозернистые, с редкими неправильной формы скоплениями более крупных разностей. Окварцевание в них проявляется в виде линзочек, гнезд и линзовидных прослоев. Кварц в этих образованиях примерно той же разности, что и доломит. Оолитовые прослои сильно окремнены, содержание кварца здесь достигает 50—55%. По структурно-текстурным взаимоотношениям, а также по морфологии зерен кварца, унаследовавших очертания первичного минерала, можно видеть, что кварц здесь развивался по доломиту. В очень незначительных количествах встречается ангидрит и халцедон. По преобладанию того или другого минерала, доломита или кварца, оолиты можно подразделить на несколько типов, отражающих различные стадии замещения доломита. Так, выделяются оолиты, выполненные исключительно доломитом, оолиты, состоящие из доломита и кварца в различных соотношениях, и, наконец, ооиды, нацело состоящие из кварца. Роль цемента играет тонкозернистая кварц-доломитовая масса.

В самых верхах верхнеюсмастахской подсветы залегают серые плитчатые доломиты, по простиранию (иногда) переходящие в водорослеподобные образования. Широкое распространение здесь имеют желваки биогермоподобных кремней розово-красных, серовато-красных, черных, размером 1,5 × 2—10 × 15 см. Кремни в основной своей массе микрозернистые, перекристаллизация проявляется в виде тонких жилок и гнездообразных обособлений, выполненных кварцем и волокнистым халцедоном. Последний, отлагаясь на стенках пустот, как бы инкрустирует их, а центральная часть сложена кварцем. Но в некоторых случаях такая зональность отсутствует. Кроме массивных кремней встречаются разности с микрополосчатой текстурой, которая проявляется за счет чередования светлых и более темных

слоек. Как правило, они не выдержаны по мощности, прерывисты, часто выклиниваются. В некоторых участках в виде точек отмечаются небольшие бурые пятна гидроокислов железа, по-видимому, образовавшиеся при разложении пирита.

Старореченская свита

Разрез старореченской свиты на этом участке значительно менее полный по сравнению с вышеописанным. Так же как и в первом типе разреза, здесь ее можно подразделить на две подсвиты.

В отличие от первого разреза базальные слои старореченской свиты в коренном залегании нигде не были встречены. В нескольких обнажениях непосредственно над доломитами верхнеюсмастахской подсвиты наблюдались развалы светло-желтых, желтых, желтовато-бурых песчаников. Песчаники косослоистые, плитчатые, иногда массивные, рыхлые, кварцевые. Размер обломков варьирует в широких пределах от 0,13 мм до 1 см, но в основном представлен обломками среднеспечаной размерности (0,34 мм). Основу обломочной части составляют зерна кварца, значительно реже встречаются обломки кремнистых пород, по-видимому, кварцитов. Кварц составляет примерно 93—96% обломочной части, представлен полуокатанными, неокатанными, редко остроугольными зернами, бесцветными, часто замутненными пылеватыми непрозрачными включениями. Располагаются включения беспорядочно или в виде цепочек, приуроченных к трещинкам, либо четко оконтуривают зерно, отделяя его регенерационную каемку. Некоторые зерна имеют волнистое погасание или же, что отмечается значительно реже, зерно состоит из множества мелких кристалликов, одновременно погасающих и не имеющих четких ограничений. В единичных случаях в кварцевых обломках обнаруживаются мелкие включения мусковита и циркона. Обломки кварцитов имеют агрегатное строение и состоят из зерен размером от 0,003 до 0,03 мм. Цемент породы карбонатный, базальный, а местами пленочный, нередко покрытый бурой пленкой гидроокислов железа. В некоторых участках наблюдается отсутствие цемента, и зерна кварца непосредственно соприкасаются друг с другом, иногда вдавливаясь и почти срастаясь, образуя структуру кварцито-песчаников.

Выше по разрезу обнаженность плохая, но, судя по отдельным выходам, подавляющую часть пород составляют доломиты, с тонкими прослоями более глинистых разностей и небольшими

гнездами гипса. Вероятно, количество гипсов, по сравнению с первым разрезом, значительно меньше, и состав пород менее разнообразный.

Доломиты серые, темно-серые, редко черные, плитчатые, тонкоплитчатые, толсто-грубоплитчатые. В нижних слоях на отдельных поверхностях напластования (в более глинистых прослоях) наблюдаются знаки ряби и кавернозность. В некоторых, преимущественно верхних, прослоях имеется примесь битумов.

В шлифах доломиты часто имеют микрополосчатую текстуру, за счет чередования темного микро-криптозернистого доломита, по-видимому, более глинистого, с тонкозернистым светлым. Прослойки очень тонкие линзовидно-волнистые, прерывистые, с неровными границами. Более глинистые прослои иногда бывают пропитаны гидроокислами железа. Отмечается довольно много единичных зерен пирита. Интересно, что последний больше тяготеет к перекристаллизованным зонам, в этих же зонах встречаются небольшие малочисленные чешуйки мусковита. Гипс представлен в виде гнезд, состоящих из тонковолокнистых агрегатов.

Разрез верхней пачки старореченской свиты более полный, мощность ее около 50 м, и представлена она в основном доломитами с тонкими прослоями глинистых доломитов, и лишь у самой кровли отмечаются алевритистые доломиты и алевролиты. Доломиты обычно серые, темно-серые, изредка с кремоватым оттенком, в верхней терригенной части зеленовато-серые. Бывают они от тонко до грубоплитчатых, в нижней части разреза кавернозны и битуминозны, иногда неяснослоистые. В самых верхах свиты встречаются прослои, отличающиеся волнистым характером слоистости, там же изредка наблюдается капилито-подобные образования.

В шлифах доломиты тонко-микрозернистые в различных соотношениях. Незначительная перекристаллизация проявилась в виде пятен, линз, линзовидных прослоев, образующих иногда прерывисто-волнистослоистый текстурный рисунок. Микрослоистость подчеркивается еще и тем, что тонкозернистые слойки более светлые по сравнению с неперекристаллизованными разностями, которые, видимо, содержат больше нераскристаллизованного глинистого вещества.

В самых верхах свиты отмечаются небольшие прослои комковато-сгустковых доломитов. Комочки и сгустки обычно округлой формы, состоят они из криптозернистого доломита. В некоторых случаях наблюдается постепенный переход от криптозернистых разностей, составляющих комочки, к тонкозернистой цементирующей массе. В породе эти образования распределены

неравномерно, в отдельных участках преобладают над цементом. Небольшие слои комковато-сгустковых доломитов подверглись окремнению, причем этот процесс меньше всего затронул комочки и сгустки. Окременненные участки местами интенсивно пропитаны гидроокислами железа или, что более вероятно, органическими соединениями, так что в скрещенных николях они выглядят изотропной массой. Можно предположить, что порода местами была выщелочена, а потом эти каверны были заполнены органо-минеральными соединениями, в которых ядерная часть нередко бывает заподнена кварцем. Форма каверн самая разнообразная, граница с доломитово-кремнистой породой неровная.

• Алевритистые доломиты зеленовато-серые, плитчатые, тонкоплитчатые линзовидно-слоистые. Распределены обломки по слоям неравномерно, их количество варьирует от 5—10% до 40—45%, а местами доходит до 55—60%, вследствие чего наблюдается переход доломита алевритистого к алевролиту. Обломки представлены кварцем 96—98%, плагиоклазом — кислым и средним, микроклином, мусковитом, редкими обломками криптозернистого доломита. Все обломки, за исключением доломитовых, неокатанные и полуокатанные. Кроме того, встречаются обломки слоя микро-криптозернистого доломита, растащенные по горизонтали. Все это говорит за то, что обстановка во время формирования слоя была беспокойной и нормальное осаждение сменялось размывом слоев. Цемент породы доломитовый тонкозернистый.

Алевролиты серые, зеленовато-серые, темно-серые плитчатые, тонкоплитчатые, трещиноватые. В шлифе видно переслаивание мелко-крупнозернистого алевролита с серицит-гидрослюдистым сланцем. Текстура породы волнисто-неровнослоистая, отдельные слои выклиниваются и иногда небольшими языками заходят в другие прослои, иногда сминая их. Видимо, при формировании осадка происходили размывы и перемешивание материала различных слоев. Обломочная часть в алевролитах представлена кварцем — 97—99%, обломками доломитовой породы 1—2%, единичными зернами мусковита, плагиоклаза и микроклина, как правило, неокатанными и полуокатанными. В некоторых участках зерна тесно соприкасаются, так что цемент практически отсутствует. Отмечаются аутигенные зерна доломита, состоящие из тесно сросшихся тонкозернистых индивидов, редко идиоморфных, возникших, по-видимому, при перекристаллизации и перераспределении рассеянного карбонатного цемента. Цемент — типа заполнения пор, реже сгустковый.

Серицит-гидрослюдистая часть породы представлена плохо ориентированными мелкими чешуйками серицита и гидрослюды и небольшим количеством кварца (от 1—2% до 5—7%). Порода пропитана гидроокислами железа в особенности это характерно для сланцев, которые за счет этого имеют бурый цвет.

Немакит-далдынская свита

Так же как и в первом типе разреза немакит-далдынская свита может быть подразделена на две пачки: нижнюю — терригенно-карбонатную и верхнюю — карбонатную. Надо отметить, что здесь мощность немакит-далдынской свиты больше, нижняя пачка составляет 70 м, а верхняя 29 м.

На слабоволнистую поверхность старореченских доломитов без видимых следов размыва горизонтально залегают базальные конгломератобрекчии немакит-далдынской свиты. Конгломератобрекчии серые, зеленовато-серые неориентированные, плохо сортированные, размер колеблется в очень широких пределах от 0,12 мм до 5—7 см, причем крупная галька нередко бывает уплощенной. Обломки полуокатанные, реже окатанные и неокатанные, часто имеют железистую корочку или глауконитовую примазку. Подавляющая часть обломков сложена криптозернистым доломитом светло-серого, реже темно-серого цвета. В значительно меньших количествах встречаются обломки кварца, глауконита и полевого шпата. В некоторых карбонатных обломках отмечаются в виде пятен, полосок и мазков небольшие количества кальцита. Наряду с обломками встречаются комковато-сгустковые образования. Цементом породы служит разнозернистый с неясными ограничениями доломит. Мощность конгломератобрекчий 0,4—0,45 м. Над ними залегают линзовидный слой песчаных доломитов зеленовато-серых, на сколе имеющих полураковистый излом. По простиранию слой не выдержан по мощности (от 0,1 до 0,25 м), иногда песчаные доломиты по латерали переходят в конгломератобрекчии и тогда мощность последних увеличивается до 0,55—0,6 м. Основная часть обломков состоит из криптозернистого доломита, в различной степени окатанного. В резко подчиненных количествах встречаются кварц (3%) и единичные зерна глауконита, микроклина и полевого шпата. Цементом, как и в конгломератобрекчиях, служит разнозернистый доломит.

Выше по разрезу идет чередование песчано-алевролитов, доломитистых известняков и известковистых доломитов в различных соотношениях с небольшими прослоями их глинистых разностей. Непосредственно на базальные конгломерато-брекчии и песчаники залегает слой песчано-алевролитов доломит-глауконит-кварцевого состава, серовато-зеленых плитчатых, толсто-плитчатых с тонкими прослоями доломита и глинистого доломита. Текстура неяснослоистая за счет некоторой ориентировки зерен. Сортировка плохая. Минеральный состав обломков следующий: кварц — неокатанные зерна алевритовой размерности, глауконит — одиночные зерна с агрегатным строением, и, наконец, обломки карбонатных пород мелкопесчанистой размерности, состоящие из крипто-микрозернистого доломита. Часть обломков затронута процессами перекристаллизации, и в них наблюдается постепенный переход к цементирующей тонко-мелкозернистой массе. В виде единичных чешуек, ориентированных по слоистости, встречается мусковит. Как уже отмечалось выше, глинистые доломиты встречаются в виде тонких прослоев зеленовато-серого, темно-серого цвета, обычно они тонкоплитчатые до листоватых. В шлифах отмечается неясная слоистость за счет чередования доломита и нераскристаллизованного глинистого вещества. Доломит микро-тонкозернистый с редкими ромбовидными зернами. Глинистое вещество слегка желтоватое, изотропное, возникло, по-видимому, как продукт разложения щелочного полевого шпата, единичные небольшие зерна которого сохранились в глинистом веществе неразложившимися. В породе отмечаются единичные зерна кварца и плагиоклаза.

В нижней половине пачки в бледно-зеленовато-серых плитчатых доломитистых известняках на одной из поверхностей напластования встречаются небольшие конуса — следы выделения газов.

Надо отметить, что ближе к кровле пачки происходит увеличение карбонатности пород, чаще встречаются самостоятельные прослои доломитистых известняков и известковистых доломитов. В доломитистых известняках (доломита 15—20%) доломит наряду с обычными агрегатными скоплениями встречается в виде неправильной формы обломков, ооидов и их фрагментов. Иногда он образует коррозионные каемки вокруг зерен кварца. Наряду с карбонатными обломками в породе встречаются одиночные неокатанные зерна кварца и обломки кремнистых пород, состоящие из тонкозернистых кварц-халцедоновых агрегатов, покрытых густой вкрапленностью органического вещества темно-коричневого цвета.

Верхняя, карбонатная, пачка сложена преимущественно доломитистыми известняками, по латерали иногда постепенно сменяющимися более доломитистыми разностями, вплоть до почти чистых доломитов. В средней части пачки отмечается слой мощностью около 5,5 м слабо глинистых доломитов.

Доломитистые известняки серые, темно-серые, редко с коричневатым оттенком, плитчатые, прослоями трещиноватые. В нижних слоях отмечаются частые линзочки (1×3 , 4×10 , 2×15 см) и линзовидные прослои (3—2 см) кремней и кремнистых известняков. Несколько выше — прослой с многочисленными пустотками выщелачивания. Микротекстура пород пятнистая, линзовидно-слоистая за счет различных по форме обособлений доломита, структура обычно микро-тонкозернистая. Доломит здесь выделялся позже, замещая кальцит, выполняя трещинки в кальцитовый массу, а иногда рассекая отдельные крупные зерна, но без смещения их частей. Замещение происходило неравномерно и это проявляется в том, что в одних участках порода бывает сложена преимущественно доломитом (до 40—45%), а в других — кальцитом.

Доломиты слабоглинистые, светло-серые, иногда с кремоватым оттенком тонкоплитчатые и листоватые. Так же как и в доломитистых известняках, здесь встречаются линзовидные прослои (1—2 см) и линзочки 1×3 , 2×5 см серых, темно-серых и голубоватых кремней. Текстура неяснослоистая, структура микро-тонкозернистая. Нераскristализованное глинистое вещество заполняет межзерновое пространство. Кальцит встречается в породе в небольших количествах (около 1%) и распределен в породе равномерно.

На основании вышеизложенного материала можно сделать некоторые выводы об условиях образования пород юсмастакской, старореченской и немакит-далдынской свит. Сравнивая по литературным данным изученные Злобиным М. Н. и Кабаньковым В. Я. [3, 4] разрезы по р. Котуйкан с приведенными выше разрезами, можно отметить некоторые отличия в составе слагающих свиты пород, а также фациальных обстановок, где формировались эти отложения. Ниже приводится сравнительная характеристика условий образования пород в этих регионах.

В верхнерифейское время, а в частности, во время формирования верхней подсвиты юсмастакской свиты, условия образования пород в этих регионах были очень близки. Бассейн характеризовался малыми глубинами и низкой соленостью, по-видимому, за счет притока пресных вод. Это подтверждается довольно широким развитием водорослей, образующих пласты стро-

матолитовых известняков и доломитов. Реже отмечаются про-
слои с онколитовыми образованиями. Динамика среды в районе
р. Котуй была более низкой, по сравнению с Котуйканским
районом. В вендское время, отвечающее формированию старо-
реченской свиты, наметились существенные различия в харак-
тере бассейна для этих регионов. Если в Котуйканском районе
изменение солевого состава вод бассейна произошло только в
самом конце позднепротерозойского — начале палеозойского вре-
мени, то в Котуйском регионе это имело место в самом начале
венда. В развитии водорослей наступил резкий спад, стромато-
литовые постройки и ооидные образования в этих отложениях
отмечаются очень редко и только в виде маломощных пластов.
Для нижней части старореченской свиты характерно наличие
гипсов, образующих иногда пласты или сильно вытянутые лин-
зы, достигающие пятиметровой мощности. Отсюда видно, что в
вендское время бассейн оставался мелководным, а солевой ре-
жим несколько изменился в сторону увеличения солености. Ди-
намика среды здесь была ниже, чем в Котуйканском районе,
что подтверждается отсутствием брекчий взламывания, следов
оползания осадка и трещин усыхания на поверхностях напла-
стования. В нижнекембрийское время в Котуйском районе шло
отложение карбонатов со значительной примесью терригенно-
глинистого материала. Отложение гипсов прекратилось, водорос-
левые постройки отмечаются только в самых верхах немакит-
далдынской свиты. По-видимому, в этом районе в начале кем-
брия в результате локальных тектонических движений произошла
регрессия моря. Этим можно объяснить повышенное содержание
терригенно-глинистого материала нижней части немакит-далдын-
ской свиты. Все это время бассейн оставался мелководным, а
характер карбоната накопления — прежним

ЛИТЕРАТУРА

1. Дымкин В. А. Оолитоподобные образования в карбонатных толщах вен-
да нижнего кембрия западной части Анабарского массива. — В кн.: Карбонат-
ные породы Сибири. Новосибирск, 1974, с. 20—23.
2. Злобин М. Н., Голованов Н. П. Стратиграфический очерк верхнедо-
кембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия (р. Котуй-
кан). — В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного
склона Анабарского поднятия. Л., НИИГА, 1970, с. 6—20.
3. Злобин М. Н., Кабаньков В. Я. Литологическая характеристика верх-
недокембрийский отложений западного склона Анабарского поднятия. — В кн.:
Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабар-
ского поднятия. Л., НИИГА, 1970, с. 21—56.
4. Кабаньков В. Я. Условия образования верхнедокембрийских отложений

и некоторые особенности формирования строматолитовых и онколитовых построек. — В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л., НИИГА, 1970, с. 57—59.

5. **Кабаньков В. Я., Голованов Н. П., Ильченко Л. Н., Мильштейн В. Е.** Биостратиграфическое расчленение и возраст верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л., НИИГА, 1970, с. 138—141.

6. **Савицкий В. Е.** Синийские отложения Анабарского поднятия (западный склон Анабарского поднятия). Тр. НИИГА, т. 101. Госгостехиздат, 1959, с. 19—34.

**ПЕТРОХИМИЯ, ГЕОХИМИЯ И РЕКОНСТРУКЦИЯ
ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ
АУМИНЗА-БЕСАПАНСКОГО КОМПЛЕКСА
ЮЖНОГО ТАМДЫТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)**

Отложения ауминза-бесAPANского комплекса широко развиты в пределах Ю. Тамдытау. В статье приводятся новые геохимические данные, полученные при детальном изучении разреза комплекса в районе г. Зимбылтау. Изученная часть разреза включает, согласно А. К. Воронкову, несколько подсвет (снизу вверх): верхнетасказганская, нижнебесAPANская, подсвета пестрый бесAPAN, подсвета зеленый бесAPAN. В составе подсвет были выделены следующие основные типы осадочных пород и их метаморфизованных аналогов: песчаники, алевролиты, глинистые сланцы (аргиллиты), хемогенные кварциты (силициты), доломиты. Широко представленные переходные разности пород в ряду песчаники-алевролиты-аргиллиты по преобладанию того или иного терригенного компонента рассматривались в соответствующих типах; глинистые, доломитистые кварциты, кремнистые доломиты, алевролиты с карбонатным цементом, охарактеризованные единичными анализами, не включались в анализируемые выборки по типам пород. Гравелиты в виду их близости крупнозернистым песчаникам рассматривались среди последних.

Верхнетасказганская свита сложена главным образом метаалевролитами: кварцевыми, серицитовыми, биотит-серицитовыми, хлорит-серицитовыми сланцами с незначительной примесью слабонакristализованного углеродисто-глинистого вещества, в меньшем количестве метапесчаниками и филлитами. В случае тонкого (до микроскопического) переслаивания пород большая часть слоев сложена метаалевритами, алеврито-глинистыми сланцами. Обломки, с достаточной уверенностью определяемые под микроскопом, представлены главным образом кварцем, реже плагиоклазом и калишпатом, к акцессорным относятся хорошо окатанные зерна циркона, турмалина. Обломочные зерна кварца испытали растворение в результате стресса и приобрели уплощенную, чечевицеобразную форму, подчеркивая сланцеватость породы, для них характерна часто наблюдаемая грануляция. Отмечаются тонкозернистые агрегаты переотложенного кварца. Глинистый цемент алевролитов и песчаников раскristализован

до серицита, биотита, хлорита. Биотит охотно образует порфи-робласты, наблюдаются реакционные взаимоотношения с хлоритом. Серицит и хлорит создают иногда индивидуальные сегрегационные выделения. Карбонаты, в том числе и железистые разности, слагают отдельные слойки и микролинзы. Филлиты (глинистые сланцы) сложены главным образом серицитом и хлоритом, варьирующим по содержанию в широких пределах. Метаморфизм пород подсветы неоднороден, он соответствует переходу от позднего метатенеза и мусковит-хлоритовой субфации к биотитовой субфации зеленосланцевой фации.

Для интерпретации химизма пород использовались диаграммы А. А. Предовского [9], Ф. Петтиджона [8], О. М. Розена [10]. Метапелитовые породы верхнетасказганской подсветы представляют собой переходные разности глин от гидрослюдистых к монтмориллонитовым и смешанным продуктам глубокого выветривания пирокластики основных и ультраосновных пород, точки составов металаевролитов и метапесчаников на диаграмме А. А. Предовского попадают в поля полевошпатовых кварцитов и аркозов, граувакк и родственных им полимиктов (суб-граувакки).

На петрохимической диаграмме Ф. Петтиджона алевролиты и песчаники подсветы попадают в близкие по химизму и минеральному составу поля граувакк и литоидных (лититовых) арцитов. Соотношение щелочей в алевролитах, песчаниках и пелитах верхнетасказганской подсветы соответствует таковому в граувакках и генетически связанных с ними глинистых сланцах [8].

Методика А. А. Предовского предусматривает также возможность количественной оценки интенсивности, экстенсивности предшествующего и синхронного с седиментацией выветривания, а также степень осадочной дифференциации вещества.

Интенсивность (W_1) рассчитывается по формуле

$$W_1 = A_{\text{ср}} - K_{\text{ср}},$$

где $A_{\text{ср}}$ и $K_{\text{ср}}$ представлены средними для средних значений параметров A и K , вычисленных для метапсаммитов (псаммитов) и метапелитов (пелитов) данной толщи. Отмечается, что интенсивный синхронный основной вулканизм, по-видимому, в отдельных случаях снижает значение W_1 .

Экстенсивность выветривания (W_2), которая может рассматриваться как степень разнообразия пород, подвергавшихся выветриванию в области питания, или как степень площадного распространения коры выветривания, рассчитывается как отно-

Количественные характеристики интенсивности выветривания (w_1), экстенсивности выветривания (w_2) и степени осадочной дифференциации ($d_{\text{ср.}}$, $d_{\text{макс.}}$) отложений ауминза-бесапанского комплекса Ю. Тамдытау

Подсвета	w_1	w_2	$d_{\text{ср.}}$	$d_{\text{макс.}}$
Зеленый бесапан	+90	1,0	1,97	7,0
Пестрый бесапан	+98	2,07	2,87	15,0
Нижнебесапанская	+80	0,79	1,24	3,0
Верхнетасказганская	+80	1,1	1,96	6,0

шение ширины общего поля фигуративных точек данной толщи по вертикали к порядковому шагу диаграммы по оси F , независимо от самих значений параметра F .

Степень осадочной дифференциации ($d_{\text{ср}}$) рассчитывается по формуле

$$d_{\text{ср}} = \frac{A_{\text{пл}}}{F_{\text{пс}} \cdot 1000},$$

где A — среднее значение параметра A для пелитов (метапелитов) толщи; а F — среднее значение F для ее псаммитов (метапсаммитов). При сравнении толщ нередко бывает полезным определение максимальных значений параметра d . В этом случае берутся максимальное значение A для пелитов и минимальное значение F для псаммитов.

Количественные параметры интенсивности и экстенсивности выветривания и степени осадочной дифференциации, рассчитанные для верхнетасказганской подсветы на малом количестве анализов и поэтому расцениваемые как предварительные, приведенные в табл. I. Эти данные свидетельствуют о высокой (по оценкам, принятым А. А. Предовским) интенсивности выветривания и средних значениях w_2 и d .

Для палеогеографического анализа метаморфизованных осадочных толщ представляет значительный интерес восстановление исходного количественного минерального состава слагающих их пород. Для этих целей нами использован разработанный

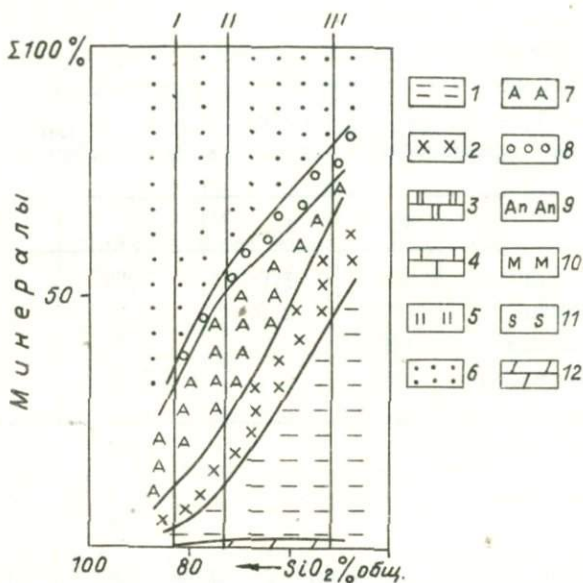


Рис. 1. Реконструированный минеральный состав основных типов пород верхнетазказганской подсвиты по данным химических анализов

I — песчаники, II — алевролиты, III — глинистые сланцы; 1 — гидрослюда, 2 — хлорит, 3 — доломит, 4 — кальцит, 5 — кварц хемогенный, 6 — кварц обломочный, 7 — альбит, 8 — ортоклаз, 9 — апатит, 10 — монтмориллонит, 11 — серпентин, 12 — сидерит.

О. М. Розеном [10] метод пересчетов химических анализов в разной степени метаморфизованных пород на осадочные минералы. Не помещая здесь механизма пересчета, приводим изображенный на рис. 1 в графическом варианте реконструированный по средним химическим анализам минеральный состав пород. Песчаники при общем содержании SiO_2 83% в исходном осадке содержали 65% кварца, 20% альбита, 8% хлорита, 4% гидрослюда и около 1% ортоклаза; алевролиты — 45% кварца, 25% альбита, 12% — хлорита, 12% гидрослюда, 4% ортоклаза и около 1% сидерита; глинистые породы — 45% гидрослюда, 19% хлорита, 20% кварца, 15% полевых шпатов и около 1% кальцита, при общем содержании SiO_2 52%.

Нижнебесапанская подсвита сложена преслаивающимися

алевролитами, песчаниками, реже глинистыми сланцами и их метаморфизованными аналогами. В отличие от нижележащей подсвиты в составе пород отсутствует биотит, более широко развит хлорит, повышается содержание слабо раскристаллизованного углеродисто-глинистого, глинистого вещества. Вместе с широким проявлением процессов стрессового растворения, деформации, грануляции кварца наблюдаются слабо корродированные изометричные зерна. Появляются уплощенные обломки кварцитов как слабо раскристаллизованных содержащих углеродистое вещество, так и прекристаллизованных. Обломки кварцитов наиболее распространены в песчаниках нижней части подсвиты. Постседиментационные преобразования пород подсвиты соответствуют стадии позднего метазенеза (в понимании Н. В. Логвиненко) [7] и области перехода от этой стадии к мусковит-хлоритовой субфации. Степень преобразования повышается от глинистых сланцев к алевролитам и песчаникам, содержание углеродистого вещества тормозит прогрессивный метаморфизм пород.

На диаграмме *FAK* все точки состава пород нижнебеспанской подсвиты расположены вне области перекрытия осадочных и магматических пород. Глинистые породы в координатах *FA* образуют компактную группу точек, попадающих в поля гидрослюдистых глин, мелановакк (смешанные продукты глубокого выветривания пирокластики основных и ультраосновных пород) и граувакк. Существенно глинистые породы на диаграмме Предовского в координатах *FA* расположены правее значения $A = 70$. Песчаники и родственные им по составу алевролиты подсвиты попадают в поле полимиктов (субграувакк) и граувакк. На диаграмме Петтиджона все точки составов песчаников (за исключением одной) расположены в поле граувакк. Соотношение щелочей ($Na_2O/K_2O > 1$) также характерно для этого типа псаммитов. Количественные характеристики выветривания и осадочной дифференциации подсвит, судя по сравнительно ограниченному материалу (см. табл. 1), мало отличаются между собой.

Реконструированный минеральный состав основных типов пород нижнебеспанской подсвиты, по данным химических анализов, изображен на рис. 2. В составе песчаников рассчитываются: кварц (53%), альбит (21%), гидрослюда (12%), хлорит (10%), ортоклаз (2%), кальцит (1%); в составе алевролитов — кварц (46%), альбит (24%), гидрослюда (12%), хлорит (14%), ортоклаз (3%), кальцит (1%); в составе глинистых пород — гидрослюда (39%), кварц (22%), альбит (20%), сидерит (11%), серпентин (6%), ортоклаз (2%).

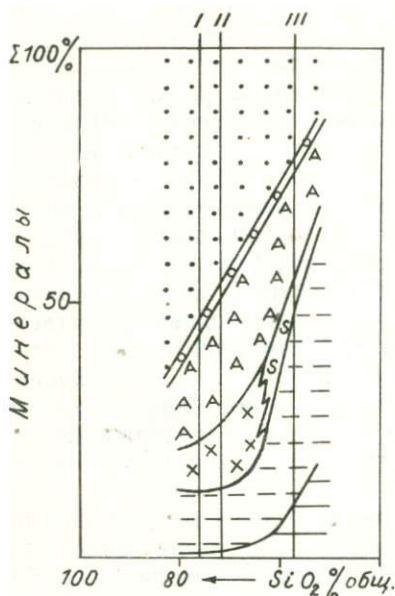


Рис. 2. Реконструированный минеральный состав основных типов пород нижнебесапанской подсвиты по данным химических анализов Усл. обозн. см. рис. 1

в песчаниках и особенно гравелитах принадлежит обломкам хомогенных кварцитов с различной степенью раскристаллизации. В отдельных обломках последних наблюдается прожилковая перекристаллизация. Среди обломков пород довольно часто встречаются трудноотличимые иногда от раскристаллизованного цемента обломки филлитов и вулканогенных пород с реликтовыми признаками офитовой структуры. Акцессорные обломки представлены цирконом, турмалином, апатитом, лейкоксеном, сфеном и др. Метаморфическое преобразование обломков в разных участках разреза и типах пород неравноценное. Наряду с сильно уплощенными в результате растворения обломочными зернами кварца и пород наблюдаются изометричные, но с корродированной поверхностью зерна кварца, полевых шпатов. Согласно

Подсвита пестрый бесапан сложена алевролитами, алевритовыми, песчано-аледритовыми, глинисто-аледритовыми сланцами, песчаниками, расланцованными метапесчаниками, глинистыми сланцами, гравелитами, хомогенными кварцитами (силицидами), кремнистыми сланцами, доломитами и другими, переходными между вышеназванными типами пород разновидностями. Наиболее распространены в разрезе алевролиты, метаморфизованные их аналоги и близкие к ним переходные разновидности.

В отличие от нижележащих подсвит состав обломков терригенных пород пестрого бесапана значительно разнообразнее. Помимо преобладающего кварца высоких содержаний в отдельных случаях достигают обломочные полевые шпаты (более 10%), характерны единичные обломки пертитов, антипертитов, сростания кварца и полевого шпата микропегматитовой структуры. Значительная роль

принципу Рикке, происходит переотложение растворенного кварца в участках с пониженным давлением (перпендикулярно направлению одностороннего давления), что обуславливает возникновение «бородатых» кварцевых зерен и агрегатов.

Глинистая составляющая цемента терригенных пород наиболее раскристаллизована в гравелитах и песчаниках, слабее в алевролитах и глинистых сланцах. Наиболее широко представлены серицит и гидрослюда, содержание хлорита подвержено существенным колебаниям. Вероятно, в большей степени обогащены хлоритом породы, имевшие первичный туфогенный состав и, согласно А. Г. Коссовской и В. Д. Шутову [5], наиболее реакционноспособные при постседиментационных преобразованиях. В алевролитах и глинистых сланцах значительная часть глинистого вещества изменена слабо, что обусловлено влиянием содержащегося в породе углеродистого вещества.

Хемогенные кварциты, слагающие линзы и прерывистые прослои различной мощности (от первых сантиметров до 100 м), претерпели прожилковую, пятнистую перекристаллизацию. Наиболее тонкозернистые разности обычно содержат повышенные количества пигментирующего углеродистого вещества. Основным порообразующим минералом этих пород является кварц, в более редких переходных разновидностях появляются глинистое вещество или доломит. В кварцитах, слагающих незначительные по мощности линзы (1 м и менее), и в приконтактных частях более крупных тел под микроскопом наблюдаются характерные реликтовые глобулярные, почковидные, колломорфные микротекстуры.

Карбонаты, слагающие линзы в толще кварцитов (г. Зимбылтау), представлены доломитом с незначительной примесью кальцита. Доломиты насыщены углеродистым веществом, имеют специфический «битуминозный» запах. Для них характерны микротекстуры размыва, градационная слоистость. В линзах доломитов (мощность 5 м, длина 25 м) в отдельных прослоях появляется карбонат-фторапатит, слагающий фрагменты размывных и переотложенных микрослойков. Содержание минерала в породе достигает 20—25%, единичный химический анализ показывает содержание P_2O_5 — 8,66%. Подобные прослои с карбонат-фторапатитом в линзах доломитов прослежены по простиранию более 1 км.

Постдиагенетические преобразования пород подсвיתי находятся на стадии позднего метагенеза (по Н.В.Логвиненко)

Результаты обработки данных химических анализов на ЭВМ сведены в табл. 2, в которой приводятся статистические оценки

Таблица 2

Статистические оценки средних содержаний (\bar{X}) %, стандартных отклонений (s) и закона распределения породообразующих окислов в типах пород подsvиты пестрый бесапан

Породы	Кол-во обр.	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO	
		\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
Песчаники	14	83,08	2,77	0,44	0,10	7,78	1,23	1,65	1,05	1,07	0,63	0,02	0,01	0,90	0,38
Алевролиты	13	74,76	7,62	0,63	0,15	11,77	3,21	2,19	2,26	1,49	1,05	0,02	0,02	1,54	0,81
Глинистые сланцы	12	53,50	7,04	1,13	0,85	22,38	3,75	3,06	1,35	3,74	3,08	0,04	0,03	3,27	1,49
Кварциты	17	96,43	1,57	0,04	0,03	0,80	0,68	0,24	0,27	0,63	0,34	0,01	0,005	0,29	0,24
Доломиты	9	15,28	-	0,07	-	1,0	-	0,49	-	0,24	-	0,1	-	15,31	-

Породы	Кол-во обр.	CaO		Na ₂ O		K ₂ O		P ₂ O ₅		CO ₂		SO ₃		S _{вал.}		П.п.п.	
		\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
Песчаники	14	0,50	0,15	1,73	0,69	1,13	0,42	0,17	0,27	0,17	0,11	0,03	0,03	0,024	0,03	1,61	0,50
Алевролиты	13	0,57	0,21	1,80	0,77	2,28	1,28	0,11	0,08	0,14	0,12	0,03	0,06	0,02	0,03	2,72	1,19
Глинистые сланцы	12	0,54	0,24	1,34	0,82	4,69	1,86	0,17	0,11	0,18	0,10	0,04	0,07	0,02	0,03	6,08	1,30
Кварциты	17	0,47	0,34	0,05	0,03	0,20	0,25	0,06	0,12	0,21	0,20	0,03	0,02	0,01	0,01	0,65	0,43
Доломиты	9	28,48	-	0,07	-	0,25	-	1,08	-	36,87	-	-	-	-	-	37,22	-

Примечание. + - нормальное распределение, - - отличное от нормального

средних содержаний, стандартных отклонений и закона распределения породообразующих окислов. Закон распределения выявлялся на основании анализа известных неравенств [1]. В случае соблюдения неравенств

$$\left| \frac{A}{\sqrt{\frac{6}{n}}} \right| \leq 3; \quad \left| \frac{E}{2\sqrt{\frac{6}{n}}} \right| \leq 3,$$

где A — асимметрия, E — эксцесс, делался вывод о нормальном распределении окислов.

В породах подцветы пестрый бесапан нормальное распределение характерно для большинства породообразующих компонентов, за исключением: в песчаниках P_2O_5 , в алевролитах SO_3 , $S_{вал}$, в глинистых сланцах TiO_2 , SO_3 , $S_{вал}$, в хемогенных кварцитах Na_2O , K_2O , P_2O_5 , CO_2 .

Парные коэффициенты корреляции между породообразующими компонентами песаников имеют статистически значимые величины для следующих окислов: положительные связи TiO_2 с Al_2O_3 и K_2O ; Al_2O_3 с CaO ; Fe_2O_3 с CO_2 и SO_3 ; FeO с п.п.п. и MgO ; MnO с п.п.п.; MgO с п.п.п.; K_2O с п.п.п.; CO_2 с SO_3 и п.п.п.; SO_3 с $S_{вал}$ и п.п.п.; отрицательные связи — SiO_2 с TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO . п.п.п.; TiO_2 с CaO .

Корреляционные связи породообразующих окислов могут быть объяснены вхождением их в различные минералы. Анализ этих связей позволяет с достаточной уверенностью сделать следующие выводы: 1) основное количество титана входит в состав глинистых минералов — гидрослюда и серицита; 2) значительная часть глинозема связывается в натриевых плагиоклазах; 3) K_2O входит главным образом в состав гидрослюда (серицита) матрикса песчаников.

В алевролитах статистически значимые величины парных коэффициентов корреляции устанавливаются для следующих компонентов: **положительные** TiO_2 с Al_2O_3 ; Al_2O_3 с FeO , MnO , MgO , K_2O , п.п.п.; Fe_2O_3 с п.п.п.; FeO с MnO , MgO ; MnO с MgO , п.п.п.; MgO с K_2O , п.п.п.; K_2O с п.п.п.; **отрицательные** — SiO_2 с Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , K_2O , п.п.п.; TiO_2 с CaO ; Na_2O с K_2O , CO_2 , п.п.п.

На основании анализа этих связей представляется, что главное количество Al_2O_3 , K_2O , MgO входит в состав гидрослюда, Na_2O не входит в состав глинистых минералов и связан, вероятно, в полевых шпатах.

Для глинистых сланцев характерны следующие статистически значимые положительные связи: TiO_2 с FeO , MgO , P_2O_5 ;

Al_2O_3 с K_2O , п.п.п.; FeO с MnO , MgO , Na_2O , P_2O_5 ; MgO с Na_2O , P_2O_5 ; P_2O_5 с п.п.п.; отрицательные: SiO_2 с FeO , MgO ; TiO_2 с K_2O ; Na_2O с K_2O (вывод о значимых корреляционных связях TiO_2 с другими элементами не совсем корректен, так как распределение TiO_2 в глинистых сланцах отличается от нормального закона). Анализируя эти связи, можно с уверенностью сделать только один вывод, что главное количество глинозема и калия связано в гидрослюде (сериците). Возможно, большая часть натрия и магния входят в состав реликтового монтмориллонита.

Хемотропные кварциты характеризуются значимыми корреляционными положительными связями TiO_2 с Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O ; Al_2O_3 с Fe_2O_3 , CaO , K_2O ; Fe_2O_3 с FeO , K_2O ; CaO с K_2O , п.п.п.; CO_2 с п.п.п.; отрицательными — SiO_2 с Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , п.п.п. По-видимому, основное количество титана связано с терригенным компонентом, который представлен главным образом гидрослюдами. Содержание карбонатов положительно коррелируется с содержанием гидрослюды в хемотропных кварцитах.

Глинистые породы пестрого бесапана на диаграмме Предовского (рис. 3) в координатах AF попадают в поле гидрослюдистых глин. Изменение параметра A происходит в узких пределах, параметр F изменяется в широком интервале (крайние точки состава попадают в поле каолинитовых и монтмориллонитовых глин). Точки составов алевролитов попадают в область граувакк, субграувакк и аркозов, песчаники компактно располагаются в поле аркозов в области перекрытия осадочных и магматогенных пород — гранитов и плагиогранитов. О происхождении песчаников пестрого бесапана за счет выветривания этого типа пород свидетельствует характерный состав обломков — пертиты, антипертиты, закономерные сростания кварца с полевыми шпатами. В координатах KF происходит четкое разграничение полей песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Глинистые сланцы слагают поле пород, в котором калий преобладает над натрием, псаммиты обособлены в области с противоположным соотношением щелочей. Единичный анализ глинистой породы монтмориллонитового состава (рис. 3), как и следовало ожидать, попадает в поле с преобладанием Na над K . Хемотропные кварциты на диаграмме FAK (рис. 3) характеризуются довольно широкой вариацией параметра A в области невысоких его значений. Низкие значения параметров A и K хемотропных силицитов, как это отмечает А.А. Предовский [9], свидетельствуют о вулканогенном их происхождении.

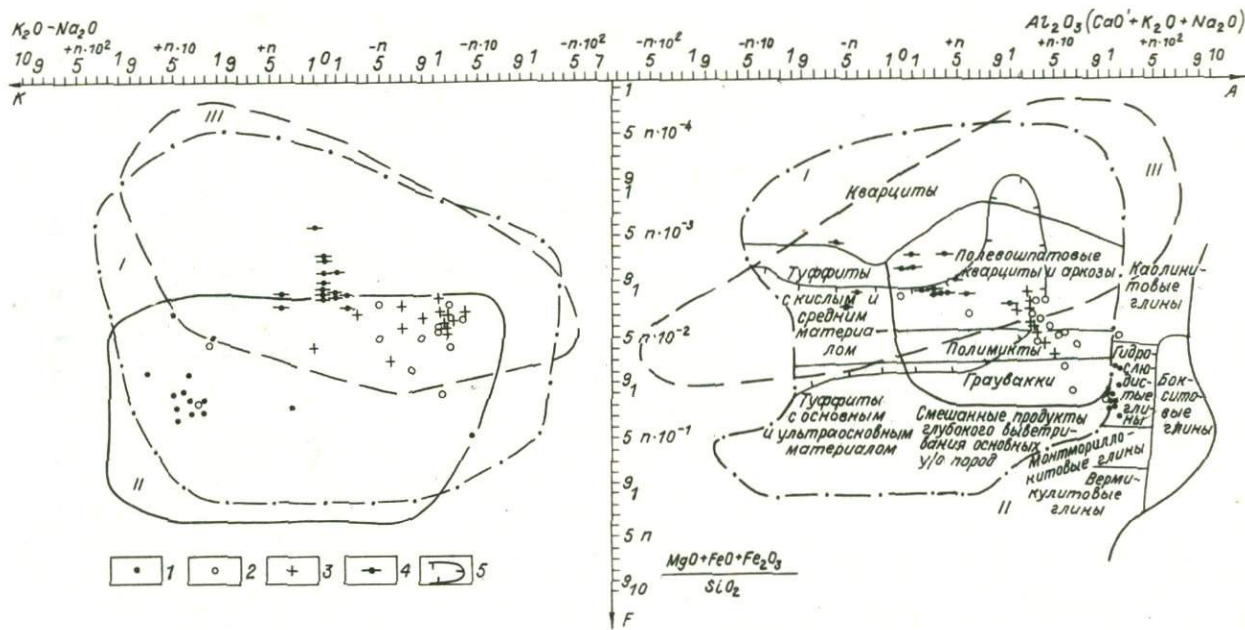


Рис. 3. Породы подсвity пестрый бесапан на диаграмме А. А. Предовского

1 — глинистые сланцы, 2 — алевролиты, 3 — песчаники, 4 — хомогенные кварциты, 5 — область перекрытия полей осадочных и магматических пород

Составы карбонатов подсвиты (рис. 4) нанесены на диаграмму $MA'K$ [9], в которой учитывается отношение магнезии к извести (параметр M), частная глиноземистость (параметр A), соотношение щелочей (параметр K) и степень загрязненности силикатным материалом. Точки составов карбонатов, слагающие линзовидные тела в толще кварцитов (г. Зимбылтау), попадают на диаграмме $MA'K$ в поля развития доломитов, подчиненных как терригенно-осадочным фациям, так и вулканогенно-осадочным с кремнистыми разностями пород. Рассматриваемые доломиты характеризуются повышенными содержаниями Cr и Ni (табл. 4) по сравнению со средним содержанием в карбонатах, что свидетельствует о возможном влиянии синхронного вулканизма при образовании этого типа пород.

На диаграмме Петтиджона (рис. 5) зернистые терригенные породы попадают главным образом в поле литоидных аренитов, а также аркозов, субаркозов. На диаграмме Na_2O/K_2O значительная часть точек составов песчаников и алевролитов попадает в область со значениями $Na_2O/K_2O < 1$, что не характерно для пород нижележащих подсвит.

В таблице 1 приведены значения параметров W_1 , W_2 , d_{cp} и d_{max} рассчитанные для подсвиты пестрый бесапан в целом. Значения W_1 , равные +98, соответствуют, по оценке А. А. Предовского, очень высокой степени выветривания при сравнительно невысоком показателе осадочной дифференциации ($d_{cp} = 2.87$).

Пересчеты химических анализов основных типов пород подсвиты пестрый бесапан на минеральные компоненты сведены в графическом варианте на рис. 6. Сечение I — песчаники, II — алевролиты, III — глинистые сланцы, IV — хемогенные кварциты, V — доломиты. Песчаники могут быть охарактеризованы таким модальным составом: кварц — 69%, альбит — 15%, гидрослюда — 9%, хлорит 5%, кальцит 1%; алевролиты: кварц 55%, гидрослюда 16%, альбит 16%, хлорит 9%, ортоклаз 2%, кальцит 2%; глинистые сланцы: гидрослюда 49%, кварц 24%, хлорит 14%, альбит 12%, кальцит 1%. В составе хемогенных кварцитов, доломитов и переходных между ними пород рассчитываются преобладающие кварц или доломит. В составе доломита (как породы) реконструируется хемогенный кварц (12%), кальцит (11%), апатит (3%), гидрослюда (3%). В составе терригенной примеси в кварцитах рассчитывается гидрослюда и альбит (в сумме 2%).

Отложения подсвиты зеленый бесапан представлены переслаивающимися алевролитами, песчаниками, глинистыми слан-

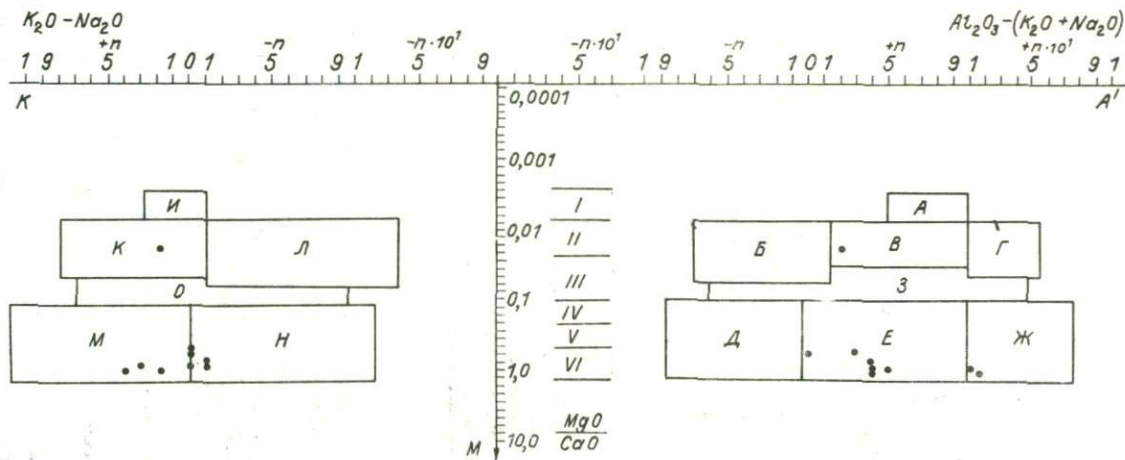


Рис. 4. Карбонатные породы подсветы пестрый беспан на диаграмме МА'К [9]
 А, И — особо чистые от магнезии и силикатной примеси известняки стабильных зон седиментации; В, К — обычные известняки; Г, Л — глинистые известняки; Б, Л — травертины, известковистые туфы, известняки отдаленных вулканогенно-осадочных фаций; 0.3 — различные типы слабо магнезиальных известняков от содержащих терригенную глинистую примесь (с высокими значениями параметров А и К) до пород удаленных вулканогенно-осадочных фаций (с низкими значениями А и К); Д, Е, Ж — в сочетании с М — различные доломитовые известняки, известковистые доломиты, чаще всего подчиненные терригенно-осадочным фациям, Д, Е, Ж в сочетании с Н — те же породы, но подчиненные вулканогенно-осадочным фациям, в том числе кремнистые доломиты

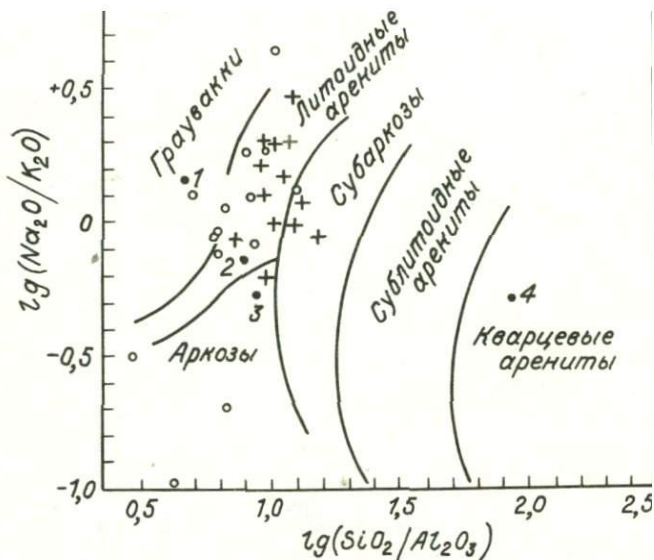


Рис. 5. Песчаники и алевролиты подсвиты пестры бесапана на диаграмме Ф. Петтиджона

Средние составы (по Ф. Петтиджону): 1 — граувакка, 2 — литоидный аркит, 3 — аркоз, 4 — кварцевый аркит

цами и переходными между этими породами разности личие от нижележащей подсвиты в зеленом бесапана з но сокращается количество прослоев глинистых слани жается общее содержание углеродистого вещества, со хлорита в породах становится устойчивым, в составе практически не наблюдается породы, за исключением редких обломков кварцитов.

Глинистый цемент терригенных пород раскристалли серицита, хлорита, которые довольно часто образуют с онные выделения в виде микролинзочек. Вместе с те ется и реликтовое слабо раскристаллизованное гли нщество. По степени постдиагенетических преобразова ния зеленого бесапана практически не отличаются пестрого бесапана.

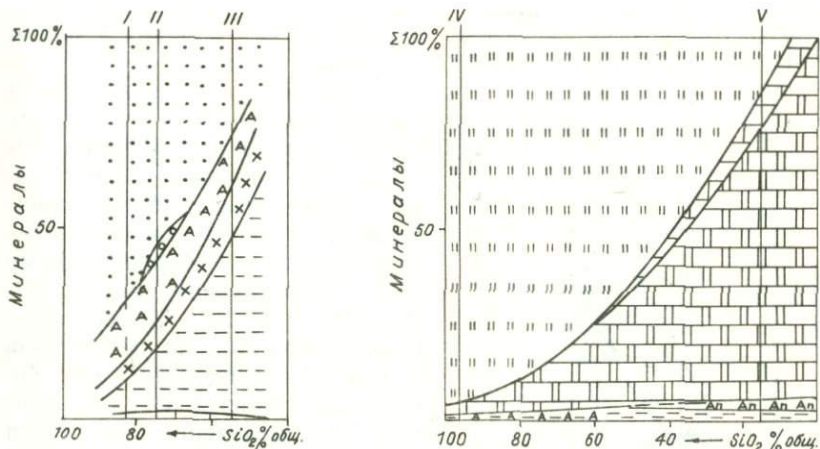


Рис. 6. Реконструированный минеральный состав основных типов пород подсвиты пестрой бесапан по данным химических анализов

Единичные точки состава на диаграмме *FAK* расположены следующим образом: глинистые сланцы (2 анализа) в поле гидрослюдистых глин, алевролиты (1 анализ) в поле граувакк, песчаники — в поле полимиктов (1 анализ) и аркозов (2 анализа). На диаграмме Петтиджона песчаники зеленого бесапана находятся в составе литоидных аренитов, алевролит (1 анализ) в поле граувакк. Результаты расчета количественных характеристик выветривания и осадочной дифференциации пород подсвиты приведен в табл. 1, модальный состав пород на рис. 7. В составе песчаников, по данным химических анализов, рассчитывается кварц (64%), альбит (16%), гидрослюда (13%), хлорит (4%), сидерит (3%); в составе алевролитов — кварц (35%), гидрослюда (25%), альбит (17%), хлорит (15%), монтмориллонит (4%), сидерит (3%); в составе глинистых сланцев — гидрослюда (37%), кварц (29%), монтмориллонит (10%), альбит (8%), хлорит (11%), сидерит (5%).

Содержания малых элементов в породах изученного разреза определялись для *B, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Sr, Zr, Ba, Pb* количественным спектральным методом, для *Li, Rb, Cs* — пламенно-фотометрическим, для *Au* — атомно-абсорбционным, для *Ag, W, As, Sb* — полуколичественным методами. Статистические оценки средних содержаний, стандартных откло-

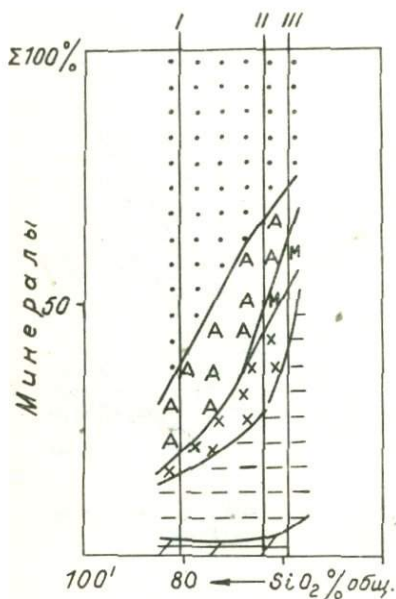


Рис. 7. Реконструированный минеральный состав основных типов пород подцветы зеленый бесапан по данным химических анализов

ний, закона распределения элементов для подцвет в целом сведены в табл. 3.

Распределение элементов в верхнетасказганской подцвете по петрографическим разностям пород (песчаники — алевролиты — глинистые сланцы) характеризуется переходным типом — от пестрого к упорядоченному [12]. Такие элементы как *Zr*, *Au*, *Mn*, *Ti*, *Sr*, *Ag* снижают свои содержания от песчаников к глинистым сланцам, *Pb*, *Zn*, *Co* характеризуются сглаженным распределением с почти равным содержанием во всех типах пород; для *Cs*, *Ga*, *Li*, *Rb*, *B*, *Ni*, *Cr*, *Cu*, *V*, *Ba* наблюдается увеличение содержания (для некоторых элементов резкое) от песчаников к глинистым сланцам. Ряд геохимической подвижности элементов при образовании пород верхнетасказганской подцветы в приближении выглядит так:

[*Zr*, *Au*, *Mn*, *Ti*, *Sr*, *Ag*] →
→ [*Pb*, *Zn*, *Co*] → [*Cs*, *Ga*, *Li*,
Rb, *B*, *Ni*, *Cr*, *Cu*, *V*, *Ba*].

Каждый следующий член ряда характеризуется всевозрастающей способностью миграции в коллоидных и истинных растворах.

Корреляционные связи элементов в породах подцветы приведены на рис. 8. Здесь и далее приводятся статистически значимые положительные и отрицательные связи между элементами, характеризующимися нормальным законом распределения. Рассматривались корреляционные связи между *V*, *Mn*, *Cr*, *Ni*, *Co*, *Ti*, *Cu*, *Zr*, *Sr*, *Pb*, *Ba*, *Au*, *Ag*. Обращают на себя внимание (рис. 8, г) сравнительно слабые положительные связи между элементами группы железа (*V*, *Cr*, *Ni*) и вхождение *Ti* и *Mn* этой группы в другие ассоциации элементов, что свидетельствует о достаточно широко проявленном химическом выветривании [2]. Отсутствие положительной связи между *Sr* и

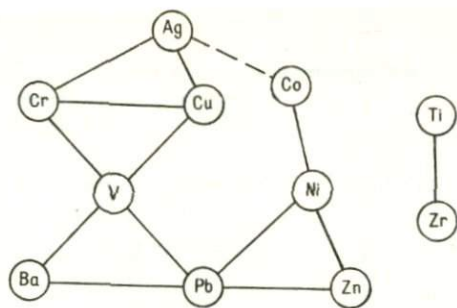
Статистические оценки средних содержаний (\bar{x}), стандартных отклонений (S) и закона распределения элементов в подсвитах ауминза-бесаланского комплекса

Таблица 3

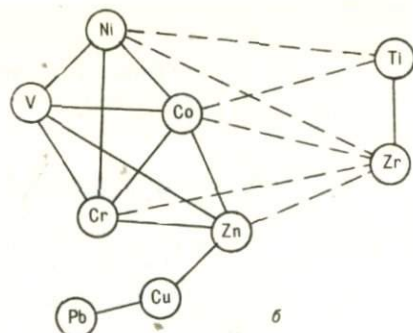
Подсвита	Кол-во обр.	$n \cdot 10^{-3}\%$																	
		Li		B		Ti		V		Cr		Mn		Co		Ni		Cu	
		\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S
Зеленый бесалан	6	2,38	1,35	8,5	4,72	593,33	113,25	16,37	4,84	7,35	3,02	31,87	12,51	1,31	0,51	5,08	3,1	4,7	1,95
Пестрый бесалан	67	1,27	1,54	5,06	4,52	403,72	294,19	37,43	94,11	8,92	8,67	37,36	53,52	1,07	0,93	4,09	3,57	5,76	5,79
Нижне-бесаланская	15	1,86	1,01	9,16	6,6	426,27	144,24	15,92	4,13	7,71	2,62	59,07	14,57	1,49	0,47	4,39	1,82	3,87	2,26
Верхне-тасказганская	12	1,98	1,29	8,45	3,95	605,83	188,75	21,87	14,69	8,04	5,12	25,07	26,53	1,86	1,73	6,7	5,16	8,6	8,49

Подсвита	Кол-во обр.	$n \cdot 10^{-7}\%$										$n \cdot 10^{-3}\%$									
		Zn		Ga		Rb		Sr		Zr		Ag		Cs		Ba		Au		Pb	
		\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S
Зеленый бесалан	6	9,08	5,0	1,91	0,7	8,43	4,9	5,15	1,95	29,1	17,01	0,08	0,06	0,27	0,16	112,0	28,13	0,39	0,27	1,77	2,77
Пестрый бесалан	67	12,27	13,83	1,1	0,83	5,06	5,72	10,55	11,69	23,5	17,02	0,15	0,2	0,29	0,54	116,4	136,2	1,0	3,85	0,86	1,09
Нижне-бесаланская	15	13,86	5,43	1,53	0,55	8,8	4,34	6,59	3,63	22,11	9,61	0,06	0,04	0,33	0,11	95,47	29,4	0,37	0,32	1,34	0,53
Верхне-тасказганская	12	11,47	6,51	1,51	0,7	7,55	5,61	19,89	10,1	36,25	17,74	0,11	0,1	0,29	0,21	112,9	37,8	0,63	0,57	1,0	0,53

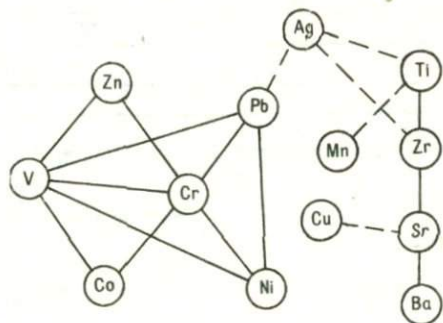
Примечание. + - нормальное распределение; - - отличное от нормального



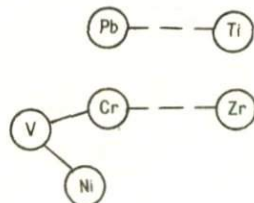
a



б



в



г

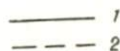


Рис. 8. Схемы корреляционных связей между элементами в подсвитах ауминза-бесапанского комплекса:

а — подсвита пестрый бесапан, б — подсвита зеленый бесапан, в — нижнебесапанская, г — верхнетасказганская; 1 — положительные связи, 2 — отрицательные связи

Ba говорит о формировании отложений в прибрежных или морских условиях, где происходит разделение «континентальной» ассоциации *Sr — Ba* и осаждение *Ba* сульфат-ионом.

Малые элементы в породах нижнебесапанской подсвиты выстраиваются в следующий ряд геохимической подвижности: $[Zr, Sr, Ba, Ti] \rightarrow [Pb, Co, Ni, Cu, Mn, Ag, V] \rightarrow [Cr, Zn, Li, Ga, B, Rb]$.

На схеме корреляции элементов в нижнебесапанской подсвите (рис. 8, в) выделяются две достаточно обособленные ассоциации. Большая часть элементов группы железа входит в одну ассоциацию, к которой присоединяется *Zn* и *Pb*. *Ti, Zr, Sr, Ba* образуют другую ассоциацию, в которой связь *Ti — Zr* обусловлена накоплением этих элементов в минералах кластической части осадка. Положительная связь *Sr* и *Ba* свидетельствует об отложении осадков в пресноводной обстановке. Слабая разобщенность элементов группы железа может быть обусловлена недостаточно широко развитым химическим выветриванием с преобладанием механического выветривания, обусловленного расчлененным рельефом или влиянием синхронного вулканизма основного состава.

Статистические оценки средних содержаний, стандартных отклонений, законы распределения, кларки концентраций элементов в пестром бесапане в целом по подсвите и по типам пород приведены в табл. 3 и 4.

Песчаники подсвиты в сравнении со средними содержаниями по данному типу пород, рассчитанными К. Таркяном и К. Вепелем, обогащены *Ti, V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Ag, Cs, Ba*; алевролиты — *Ti, V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Ag, Cs, Ba*; глинистые сланцы — *B, V, Ag*; доломиты — *Ti, V, Cr, Co, Cu, Zn, Rb, Ag, Ba*.

Распределение элементов на фациальном профиле приближается к упорядоченно-сглаженному типу с некоторыми чертами пестрого. Схематический ряд геохимической подвижности представляется в таком виде:

$$[Zr, Ti] \rightarrow [Ag, Sr, Ba, Au] \rightarrow [Cs, Pb, Ni, Co] \rightarrow [Cr, Zn] \rightarrow [Li, B, Ga, V, Mn, Cu, Rb].$$

Схемы корреляции элементов в подсвите в целом и по типам пород приведены на рис. 8, а, 9. Анализ корреляционных связей элементов в целом по свите (рис. 8, а) позволяет сделать вывод о процессах достаточно широко проявленного химического выветривания, что нашло отражение в разобщении элементов группы железа. Эта же тенденция прослеживается и на схемах корреляции элементов для песчаников, алевролитов и

Таблица 4

Статистические оценки средних содержаний (\bar{X}), стандартных отклонений (s) и закона распределения элементов в породах подвыяты пестрый бесапан

Породы	Кол-во обр.	п·10-3%																			
		Li		B		Ti		V		Cr		Mn		Co		Ni		Cu		Zn	
		\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
Песчаники	15	0,7 ⁺	-	7,4 ⁺	3,1	619,0 ⁺	87,7	12,0 ⁺	2,9	4,6 ⁺	0,7	18,8 ⁺	8,2	1,1 ⁺	0,4	3,3 ⁺	1,6	3,8 ⁻	2,2	7,9 ⁺	6,6
Алевролиты	12	1,8 ⁺	1,0	6,9 ⁺	2,9	624,0 ⁺	171,5	16,5 ⁺	4,4	6,2 ⁺	1,4	19,2 ⁺	12,6	1,0 ⁺	0,4	5,9 ⁺	5,7	3,9 ⁺	2,2	17,0 ⁺	18,2
Глин. сланцы	12	3,1 ⁺	1,1	8,8 ⁺	5,5	593,3 ⁺	260,8	28,5 ⁺	23,6	10,3 ⁺	3,2	37,7 ⁺	19,5	1,6 ⁺	0,8	6,7 ⁺	2,7	6,4 ⁻	6,0	17,5 ⁺	10,3
Кварциты	17	0,2 ⁺	0,2	1,3 ⁻	2,2	82,1 ⁺	60,5	54,4 ⁻	73,0	12,6 ⁺	9,5	10,3 ⁺	3,0	0,7 ⁺	0,9	1,6 ⁺	1,4	6,7 ⁺	5,9	2,3 ⁺	3,6
Доломиты	9	0,4 ⁺	0,2	0,5 ⁻	-	100,3 ⁺	128,6	12,0 ⁺	5,5	6,2 ⁺	6,5	145,3 ⁺	82,5	1,2 ⁺	1,8	3,6 ⁺	3,3	6,1 ⁺	7,2	20,4 ⁺	17,3

Породы	Кол-во обр.									п·10-7%		п·10-3%							
		Ga		Rb		Sr		Zr		Ag		Cs		Ba		Au		Pb	
		\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
Песчаники	15	1,1 ⁺	0,2	4,0 ⁺	1,6	12,3 ⁺	7,3	42,8 ⁺	9,2	0,06 ⁺	0,02	0,2 ⁻	0,4	92,5 ⁺	25,8	0,47 ⁻	0,63	0,6 ⁺	0,3
Алевролиты	12	1,5 ⁺	0,4	6,9 ⁺	3,6	10,2 ⁺	4,7	36,4 ⁺	13,1	0,08 ⁺	0,08	0,6 ⁻	1,1	192,6 ⁺	144,6	0,33 ⁺	0,29	0,7 ⁺	0,3
Глин. сланцы	12	2,3 ⁺	0,8	14,0 ⁺	5,8	11,1 ⁺	12,6	18,3 ⁺	6,3	0,04 ⁻	0,05	0,5 ⁺	0,2	94,9 ⁺	33,8	2,87 ⁻	8,88	1,0 ⁺	0,8
Кварциты	17	0,3 ⁺	0,1	0,7 ⁺	0,7	2,7 ⁺	-3,0	10,8 ⁺	7,8	0,36 ⁺	0,27	0,1 ⁻	0,2	38,7 ⁺	49,4	0,82 ⁺	1,68	0,4 ⁺	0,4
Доломиты	9	0,5 ⁺	0,6	0,9 ⁺	0,6	23,5 ⁺	20,8	4,0 ⁺	6,4	0,16 ⁺	0,19	0,1 ⁺	0,08	183,8 ⁺	258,7	0,98 ⁺	1,05	0,9 ⁺	0,8

Примечание. + - нормальное распределение; - - отличное от нормального

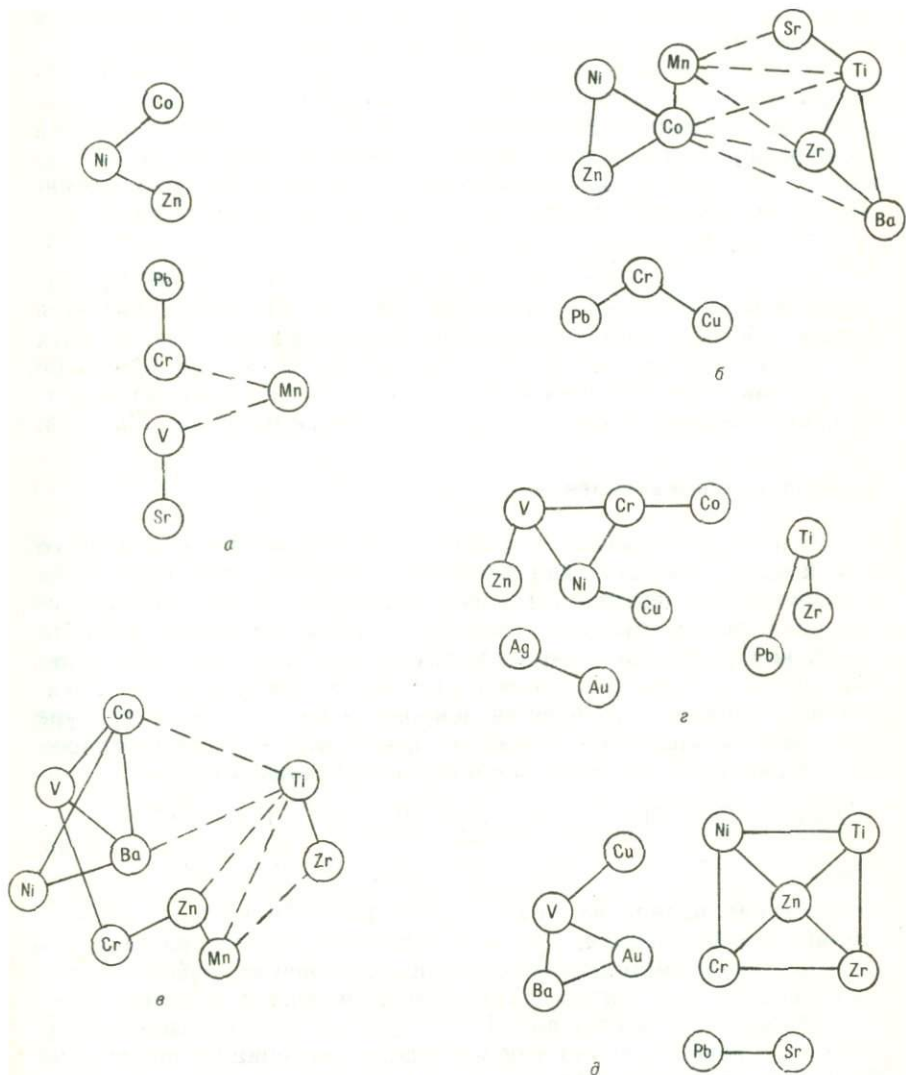
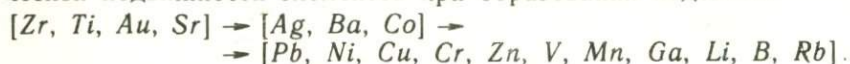


Рис. 9. Схемы корреляционных связей между элементами в породах подвыты пестрый беспан:
 а — в глинистых сланцах, б — в алеволитах, в — в песчаниках, г — в доломитах, д — в хомогенных кварцитах

глинистых сланцев (рис. 9). Корреляционные связи элементов в кварцитах и доломитах значительно трансформированы, отражая, во-первых, их хемогенную природу, во вторых — несомненную связь их с вулканогенным эксгальационным процессом.

Распределению элементов в отложениях подсвиты зеленый беспан присущи черты упорядоченно-сглаженного типа, по Н. М. Страхову. Ниже приводится схематический ряд геохимической подвижности элементов при образовании подсвиты:



Корреляционные связи элементов (рис. 8, б) характеризуются четким обособлением посредством отрицательных связей двух ассоциаций элементов: V, Ni, Co, Cr, Zn и Ti, Zr . К первой ассоциации, представленной тесно взаимосвязанными элементами группы железа и цинком, присоединяются через Zn, Cu и Pb .

Условия осадконакопления

В петрохимическом описании пород ауминза-беспанского комплекса с помощью диаграмм и петрохимических пересчетов подчеркивалась возможность использования их в палеогеографических реконструкциях (состав материнских пород области сноса, количественные характеристики выветривания, минеральный состав исходных осадков и др.). Кроме того, в работе принята попытка применения широко известных в литературе соотношений элементов, имеющих генетический, палеогеографический смысл. К их числу принадлежат отношения:

$$\frac{K_2O}{Na_2O}, \frac{Fe + Mn}{Ti}, \frac{Sr}{Ba}, \frac{B}{Ga}, \frac{B}{Li}, \frac{B}{V}, \frac{V}{Cr}, \frac{Cr}{Ci} \text{ и др.}$$

Не останавливаясь на анализе всех работ, в которых использованы эти отношения, укажем только некоторые, важные, на наш взгляд, в методическом плане. Отношение K_2O/Na_2O использовалось для оценки длительности переноса и переотложения обломочного материала [11]. При длительной транспортировке и переотложении обломочного материала отношение K_2O/Na_2O становится больше 1, а при недолговременном переносе — меньше 1. Влияние синхронного вулканизма выражается в уменьшении отношения за счет обогащения осадков натрием [8].

Железо-марганцево-титановый модуль $\frac{Fe + Mn}{Ti}$ был

предложен Н. М. Страховым [13] в качестве критерия установления в морских и озерных отложениях эксгальтивных компонентов, связанных с проявлением подводной вулканической деятельности. Рассматривая титан в качестве терригенного компонента, а железо и марганец как характерные продукты эксгальционных процессов, Н. М. Страхов предложил следующую градацию. Пределы величин модуля для типичных терригенных осадков составляют $10-25 \pm 5$. «От величины 25 следует вести отсчет для установления наличия в осадках эксгальтивного материала». [13].

Отношение $\frac{Sr}{Ba}$ как генетический коэффициент обосновано работами С. М. Катченкова [4]. В осадках пресноводных бассейнов $\frac{Sr}{Ba} < 1$; в морских > 1 . Барий быстро выходит из путей совместной миграции со стронцием на континенте при смешении пресных и морских вод ввиду перехода в трудно растворимые соли $BaSO_4$. В дельтовых и прибрежных осадках морских бассейнов бария всегда будет содержаться больше, чем в осадках, отложившихся в пелагических частях.

Оценка возможностей палеосолености вод бассейна осадконакопления может быть осуществлена с использованием отно-

шений $\frac{B}{Ca}$, $\frac{B}{Li}$, $\frac{B}{V}$, увеличивающихся от пресноводных к морским осадкам. Наиболее корректные выводы могут быть получены при анализе отношений в глинистом веществе фракции, выделенной из пород [3].

Оценкой окислительно-восстановительной обстановки накопления и выноса осадков может служить коэффициент

$\frac{V}{Cr}$ [14], увеличивающий свои значения от осадков, формирующихся в окислительной обстановке, к темным илам и сапропелям. В. Эрнстом приводятся следующие значения отношения $\frac{V}{Cr}$ для темных илов (гиттия) — 1, для сапропелей — $2 \div 10$.

Б. А. Лебедевым установлено, что отношение $\frac{Cr}{Cu}$ может быть использовано для характеристики удаленности бассейна осадконакопления от областей питания [6]. Так, в мезозойских глинистых породах Западной Сибири отношение $\frac{Cr}{Cu}$ падает от

9—10, в приуральских разрезах до 1,5—2 в удаленных разрезах (Надым)

Значения отношений элементов для различных типов пород в подсвитах
алюминза-бесаланского комплекса К.Тамццнтау

Подсвита	Породы	K_2O	Fe+Mn	Sr	B	B	B	V	Cr
		Na ₂ O	Ti	Ba	Ga	Li	V	Cr	Cu
Зеленый бесалан	Песчаники	0,8	5,8	0,06	4,3	4,7	0,5	2,5	1,4
	Алевролиты	1,5	9,5	0,07	3,4	2,2	0,4	2,3	2,0
	Глинистые сланцы	3,7	9,8	0,03	5,0	3,6	0,6	2,0	1,5
Пестрый бесалан	Песчаники	0,6	7,6	0,13	6,7	10,6	0,6	2,6	1,2
	Алевролиты	1,3	7,1	0,05	4,6	3,8	0,4	2,7	1,6
	Глинистые сланцы	3,5	7,4	0,12	3,8	2,8	0,3	2,8	1,6
	Хомогенные кварциты	4,0	27,5	0,07	4,3	6,5	0,02	4,3	1,9
	Доломиты	3,6	14,3	0,13	1,0	1,2	0,04	1,9	1,0
Нижнебе- салан- ская	Песчаники	0,8	7,1	0,1	5,3	6,9	0,45	2,3	2,7
	Алевролиты	0,7	8,8	0,08	4,6	3,7	0,4	2,3	1,5
	Глинистые сланцы	2,1	10,4	0,05	5,8	4,16	0,6	1,2	3,4
Верхне- тасказ- ганская	Песчаники	0,3	5,1	0,3	4,6	4,4	0,5	2,1	1,1
	Алевролиты	0,7	5,7	0,2	6,3	5,4	0,5	2,6	1,1
	Глинистые сланцы	8,6	8,3	0,1	5,0	3,2	0,3	2,9	1,4

Применение отношений элементов для палеогеографических реконструкций позволяет в большей степени избежать ошибок в связи с влиянием состава материнских пород области питания на количественное значение коэффициентов по сравнению с сопоставлением средних содержаний отдельных элементов в различных разрезах и фациях.

В сводной табл. 5 приведены результаты расчета средних значений отношений элементов, имеющих генетическую природу, для различных типов пород и различных подсвит.

Наиболее низкие значения отношения K_2O/Na_2O характерны для песчаников и алевролитов верхнетасказганской и нижнебесаланской подсвит (от 0,3 до 0,8). В подсвите пестрый бесалан в песчаниках это отношение составляет 0,6, в алевролитах оно поднимается до 1,3. В глинистых сланцах это отношение более 1, достигая максимума в верхнетасказганской подсвите (8,6). В кварцитах и доломитах подсвиты пестрый бесалан K_2O/Na_2O имеет высокое значение (3,6—4,0) и свидетельствует об отсутствии в этих породах примеси вулканогенного

обломочного материала. В то же время приуроченность высоких значений железо-марганец-титанового модуля именно к кварцитам (27,5) и доломитам (14,3) позволяет предположить о существенном, если не главном, влиянии на образование кварцитов вулканогенных, насыщенных кремнием эксгалаций. О воздействии этих процессов свидетельствует также повышенное содержание фосфора (P_2O_5 около 9%) в доломитах, специфический набор элементов примесей и корреляционные связи между ними. Для других пород значения модуля не выходят за пределы колебаний, характерных для типичных осадочных пород.

Значения отношения $\frac{Sr}{Ba}$ по всем типам пород для всех

подсвит много меньше 1. Это заставляет сделать вывод об опресненной обстановке накопления осадков. Вместе с тем отсутствие положительных корреляционных связей между Sr и Ba (за исключением нижнебесапанской подсвиты, рис. 8), столь характерных для типичных континентальных обстановок, еще более конкретизирует условия осадконакопления. Им отвечает переходная между морской и континентальной обстановкой зона, в которой происходит смешение пресных и морских вод. Возникающие в этих условиях осадки обогащаются барием, и именно здесь происходит разделение путей миграции бария и стронция, нарушается устойчивая корреляционная связь между ними.

Отношение B к Ga , Li и V не испытывают значительных колебаний как по типам пород, так и в целом по свитам. Значения этих коэффициентов, соответствующие прибрежно-морским обстановкам с опресненными водами (вывод сделан на основа-

нии значений отношения $\frac{Sr}{Ba}$ и по глинистой фракции пород),

могут использоваться для контроля палеогеографических выводов в других разрезах свит в пределах Центральных Кызыл-кумов.

Значения $\frac{V}{Cr}$ близки во всех свитах, они отвечают восста-

новительным обстановкам и дают основание предполагать, что исходными осадками пород ауминза-бесапанского комплекса были отложения, близкие сапропелиевым илам. Обращает на себя внимание повышенное значение отношения в кварцитах подсвиты пестрый бесапан. Возможно, источником V здесь служили поступления с эксгалативным материалом.

Незначительные колебания отношения $\frac{Cr}{Cu}$ для различных

подсветит ауминза-бесапанского комплекса свидетельствуют о сравнительно равноудаленных областях питания. Исключение составляет нижебесапанская подсветита. Значения отношения

$\frac{Cr}{Cu}$ в песчаниках и сланцах здесь более чем в два раза пре-

вышают значения этого коэффициента в подстилающей и перекрывающей подсветитах. Предполагается, что формирование отложений этой подсветиты происходило в континентальной обстановке (положительная корреляция Sr и Ba) с близкорасположенными областями питания.

При описании отложений различных подсветит с помощью методик А. А. Предовского, Ф. Петтиджона и др., О. М. Розена устанавливалась петрохимическая принадлежность отложений к группам пород, свидетельствующих об определенном составе областей питания, устанавливался минеральный состав исходных осадков, рассчитывались количественные характеристики интенсивности и экстенсивности выветривания, степени осадочной дифференциации. Анализ этого материала с позиций реконструкции условий осадконакопления позволяет сделать следующие выводы:

1. По петрохимической принадлежности псаммиты подсветиты пестрый бесапан представляют собой смешанную группу аркозов и граувакк с заметным преобладанием первых. Причем в составе полевых шпатов аркозов преобладают кислые плагиоклазы, что обусловлено размывом в области выветривания гранитоидов с натровым уклоном.

2. Для подстилающей нижебесапанской и, в меньшей степени, верхнетасказганской и подсветиты зеленый бесапан характерен граувакковый состав псаммитов.

3. Глинистые сланцы подсветиты пестрый бесапан в химическом отношении более зрелые, чем аналогичные породы подстилающих и перекрывающей свит.

4. Петрохимические расчеты указывают на высокую интенсивность выветривания при образовании пород пестрого бесапана, что находится в противоречии со средними по величине значениями рассчитанной осадочной дифференциации, сглаженным (с чертами пестрого) типом распределения элементов, наличием остаточных, свойственных механическому выветриванию корреляционных связей, слабой минералогической и структурной зрелостью псаммитов. Последнее находит свое выражение

в значительном количестве матрикса, устанавливаемого под микроскопом, и пересчетом по методу О. М. Розена, присутствии обломков пород, в том числе и серицит-хлоритового состава, в плохой сортировке обломков. Это противоречие объясняется совпадением во времени проявления интенсивного химического выветривания и синхронного осадконакоплению вулканизма, вносящего в наблюдаемую петрохимическую картину черты, свойственные механическому выветриванию.

5. Интенсивность и экстенсивность предшествующего и синхронного выветривания исходных пород в целом уменьшаются от зон, отличающихся высокой стабилизацией тектонического режима, к более подвижным [9]. Известно, что опережающее и отчасти синхронное с седиментацией интенсивное развитие кор выветривания является одной из главных причин накопления первично металлоносных осадков, в том числе и золотоносных. Повышенные концентрации рудогенных элементов пространственно тяготеют к стабилизированным структурам и их непосредственному обрамлению и связаны с размывом и интенсивной осадочной дифференциацией продуктов выветривания. Наиболее перспективными в этом отношении среди отложений ауминза-бесапанского комплекса являются осадки подсвиты пестрый бесапан.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В. А., Войткевич Г. В. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1979. — 311 с.
2. Бурков Ю. К. Линейные парагенезисы малых элементов в осадочных толщах как индикаторы условий седиментации. — В кн.: Физические и химические процессы и фации. — М., Наука, 1968, с. 22—26.
3. Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск: Наука, 1976. — 189 с.
4. Катченко С. М. Малые элементы в осадочных породах и нефтях. Л.: Гостоптехиздат, 1959. — 271 с.
5. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблема эпигенеза. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., Наука, 1971, с. 9—34.
6. Лебедев Б. А. Сопоставление морских и пресноводных глин по содержанию малых химических элементов. — Геохимия, 1967, № 8, с.1004—1007.
7. Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. — 92 с.
8. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. — 534 с.
9. Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: 1970. — 115 с.
10. Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1. — 327 с.

11. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. — 703 с.
12. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 2. — 574 с.
13. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. — 299 с.
14. Эрнст В. Геохимический анализ фаций. Л.: Недра, 1976. — 126 с.

ЭВОЛЮЦИЯ УСЛОВИЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В РИФЕЕ И ФАНОРОЗОЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Введение

Эволюции Земли, гидросферы, атмосферы и осадочного породообразования посвящено большое число фундаментальных исследований [13, 34, 36, 46, 47], в которых рассматриваются химические особенности истории Земли от начала ее существования.

От первого этапа развития геосфер и литогенеза каменных документов не сохранилось, потому процесс возникновения двух геосфер, влияющих непосредственно на осадочное породообразование, в общих чертах представляется на основании физико-химических закономерностей [46]. Следующий промежуток времени протяженностью около 2 млрд. лет завершился возникновением фотосинтетической деятельности организмов, следы которых известны в отложениях возраста 2,5—3 млрд. лет. В гидросфере этого этапа зародились органические существа низкой ступени организации, которые поддерживали свое существование процессами хемосинтеза органических соединений. Океанская вода была хлоридно-карбонатной, и появилась возможность накопления карбонатных солей. Происходило дальнейшее очищение атмосферы от аммиака и метана процессами фотодиссоциации. Свободного кислорода в заметных количествах не было. Накапливались химические осадки кремнезема, железа, марганца. Возможно, что при повышении $pH > 5$ в кислых хлоридно-карбонатных водах генерировались глинистые минералы — гидрослюда, монтмориллонит [46]. При реконструкции главных событий второго этапа эволюции Земли, также как и для первого, исследователи руководствовались в основном общими физико-химическими закономерностями и их геологической интерпретацией. По мнению А. Б. Ронова [36, 37], вряд ли будет значительным преувеличением утверждение, что мы все еще далеки от истинного знания истории гидросферы, атмосферы и осадочной оболочки.

Начиная примерно с 3-х млрд. лет от настоящего времени, характеристика геосфер и процессов, протекающих в них, более

полно отражена в составе осадков, образовавшихся в этот период и сохранившихся в метаморфизованном, слабо метаморфизованном и неметаморфизованном состоянии. Изучение этих пород значительно пополнило знания об эволюции осадкообразования.

В течение протерозойского этапа в породах областей эрозии материков происходило уменьшение содержания натрия, магния, железа и алюминия. Содержание калия и кальция в этот период изменялось более сложно: от начала до позднего протерозоя количество калия увеличивалось, затем уменьшалось к современному этапу. С противоположной тенденцией менялось содержание кальция, которое снижалось до раннего протерозоя и затем повышалось до мезокайнозоя [36]. Эти изменения содержания разных элементов А. Б. Роновым связываются с изменениями соотношений трех групп пород областей эрозии континентов — осадочных, преимущественно основных лав, гранитов и ортогнейсов. Значение гранитоидов и основных эффузивов постепенно снижалось на фанерозойском этапе развития.

В протерозойский этап происходила существенная перемена литологического состава пород [36]. В раннем протерозое карбонатные породы, представленные сидеритами, существовали уже в значительном количестве; в позднем протерозое и палеозое господствовали доломиты, в мезокайнозое — известняки. В раннем докембрии отсутствуют заметные количества эвапоритов. Сульфаты кальция появились в среднем протерозое, соли — в позднем докембрии. Интенсивное накопление солей происходило в раннем кембрии, позднем девоне и перми [46]. Самыми грандиозными эпохами соленакопления по объемам каменной соли на Земле были раннекембрийская и раннепермская [18].

Относительное количество глинистого вещества в осадочных породах нарастало в процессе развития осадочной оболочки. При этом происходило изменение соотношений в его минеральном составе. Глинистое вещество преимущественно гидрослюдистого состава обогащалось смешанослойными образованиями и монтмориллонитом. В периоды аридизации климата увеличивалась доля хлоритов. В конце палеозоя произошел особенно заметный сдвиг в сторону полиминеральности глинистого вещества [3, 54].

Отмечается четкая тенденция изменения химического состава глинистых пород [35, 36], выражающаяся в уменьшении содержания натрия в течение протерозоя и палеозоя и увеличении его на мезокайнозойском этапе. Содержание калия

увеличивалось примерно до палеозоя, затем уменьшалось в мезокайнозой. В глинистом веществе содержание калия, железа и магния уменьшается, натрия — увеличивается от рифея до мезозоя [3].

По гипотезам Руби [53], А. П. Виноградова [13], А. Б. Ронина [34], атмосфера образовалась при дегазации мантии Земли. Затем в ходе времени происходило постепенное замедляющееся по темпу накопление азота, повышение, а с протерозоя — постепенное снижение содержания углекислого газа за счет интенсивного формирования карбонатов, медленное увеличение кислорода, связанное с появлением и развитием жизни. На отдельных этапах нарастание кислорода происходило скачкообразно. Ю. П. Казанский [23, 24] предполагает возможность появления значительных количеств кислорода около 1 млрд. лет тому назад, для среднепротерозойского — силурийского периода определяется кислородно-углекисло-азотный состав атмосферы; для девонско-кайнозойского — углекисло-кислородно-азотный.

Первые достоверные каолиновые коры выветривания известны с нижнего протерозоя [16]. Они свидетельствуют, что 2,8 млрд. лет тому назад направленность процессов выветривания была такой же, как и в палеозое. Различные по структуре и химическому составу алюмосиликаты и другие минералы выветривания пород в гипергенных условиях превращались в окислы и соединения типа 1:1 (каолинит). При изучении нижнепротерозойских кор выветривания выявлены также некоторые геохимические особенности процесса выветривания — большая миграционная способность глинозема относительно кремнезема. На основании химического и минерального состава продуктов выветривания можно предположить, что на протерозойском этапе в составе атмосферы присутствовали кислород, в достаточном количестве для осуществления процессов выветривания по типу палеозойского, и углекислый газ в повышенном содержании, способствовавшем большей подвижности глинозема относительно кремнезема.

Исследование А. Б. Ронина и его сотрудников [36] эволюции катионного состава вод океана показало, что от протерозоя к современной эпохе темп накопления натрия в океане убывал в связи с уменьшением его концентрации в размываемых породах континентов. На фанерозойском этапе развития баланс натрия находился в зависимости от накопления солей. В аридные эпохи, отвечающие максимальному солеобразованию в истории Земли (кембрий, девон, пермь), должна была снижаться концентрация натрия в морской воде примерно на 10%.

В гумидные эпохи происходило восстановление его запасов и увеличение концентрации.

Сравнение массы солей, отложившихся в разные геологические эпохи, с массой солей, растворенных сейчас в водах Мирового океана, состав глауконитов, образовавшихся в одинаковой фациальной обстановке, но в разное геологическое время, отсутствие сульфатных калийных солей в соленосных отложениях древнее карбона и обильное появление их в соленосных толщах пермского возраста, а также другие факты, по мнению А. Л. Яншина [51], свидетельствуют, что состав вод Мирового океана за последние 600 млн. лет менялся в отношении общей величины солености и по составу растворенных солей.

Содержание магния в океане связано не только с карбонатами, но и с силикатами. Понижение парциального давления углекислого газа в атмосфере обусловило исчезновение доломитов из морских осадков [37, 45] и привело к изменениям содержания магния в морской воде до концентраций, равновесных в этих условиях с силикатными [36].

Содержание калия А. Б. Роновым [37] связывается с эволюцией состава глинистых минералов. В период размыва более богатых калием пород суши формировались богатые калием глинистые минералы, которые обогащали им и воды океана.

В вышеприведенном обзоре основных положений эволюции внешних геосфер и осадконакопления автор коснулся лишь некоторых явлений, заметно связанных с эволюцией процесса глинообразования и состава глинистого вещества на протерозойском и фанерозойском этапах.

Глинистое вещество — носитель информации об условиях литогенеза

Глинистые минералы содержат информацию о физико-химических условиях на водосборной суше в бассейне седиментации и после захоронения их в осадке. В коре выветривания и на путях миграции формируется структура глинистых минералов. В зависимости от интенсивности выветривания в глинистых минералах устанавливается соотношение алюминия и натрия, калия и натрия, в гидрослуде фиксируется определенное количество калия. В зависимости от физико-химических условий выветривания (кислая, щелочная среда) устанавливается соотношение алюминия и титана, заключенных в структуре глинистых минералов. В коре выветривания, при миграции и в бассейнах седиментации в зависимости от физико-химических усло-

вий в структуре глинистых минералов происходят изоморфные замещения. Бор и галлий изоморфно замещают алюминий в тетраэдрах и прочно удерживаются в решетке глинистых минералов. Галлий поступает в глинистые минералы на континенте, бор — в морском бассейне. Увеличение отношения бора и галлия показывает усиление морских условий, уменьшение — континентальных. В процессе эпигенеза под влиянием температуры и давления в отсутствие свободной циркуляции водных растворов происходит упорядочение, совершенствование структуры гидрослюды без изменения ее химического состава. Степень совершенства структуры, или кристалличность, зависит от степени постседиментационных преобразований [4].

С целью выявления эволюции условий литогенеза автором изучался химический и минеральный состав глинистого вещества — тонкодисперсной части осадочных пород, состоящей в основном из глинистых минералов, органо-минеральных соединений, окислов и полевых шпатов. Выводы автора о геохимической информативности, заключенной в глинистом веществе, подтверждаются статистическими исследованиями Ю. К. Буркова [12], показавшего, что в литосфере существует важный рубеж, характеризующийся особенностями связей между химическими элементами. Геохимические связи определяются процессами химического разрушения первичных магматических ассоциаций в условиях земной поверхности. В осадочных породах, являющихся продуктами в основном механического разрушения магматических и других образований областей денудации (аркозы, граувакки и т.д.), сохраняется тип ассоциаций элементов, сходных с таковыми в разрушающихся породах. Глинистое вещество, бокситы и другие образования, являющиеся продуктами химического выветривания пород областей денудации, характеризуются принципиально иным типом ассоциаций химических элементов, определяемым главным образом формами миграции элементов в условиях гипергенеза. Во многих осадочных породах биологического происхождения, а также во всех биологических объектах выделяется тип ассоциаций элементов почти тождественных ассоциациям, характерным для горных пород, являющихся продуктами глубокого химического выветривания материнских образований. Установленный главный геохимический рубеж литосферы характеризуется изменениями связей между элементами, которые отражают соотношение интенсивности процессов химического и механического выветривания на водосборных площадях [12].

Эволюция состава глинистого вещества и интенсивности химического выветривания

От протерозоя до мезозоя в составе глинистого вещества заметно уменьшается содержание гидрослюды, увеличивается доля хлорита, монтмориллонита и смешанослойных образований. В рассматриваемом временном интервале по соотношению разных групп глинистых минералов выделяются различные между собою ассоциации, по которым можно выделить четыре главных этапа. Первый протерозойский этап характеризуется преобладанием гидрослюдистых минералов, менее значительным количеством хлорита и незначительным — смешанослойных образований. Каолинит встречается на определенных стратиграфических уровнях, где в зависимости от фациальных обстановок содержание его меняется. В венде в составе глинистого вещества усиливается роль хлорита. На нижнепалеозойском этапе особенно в кембрийский период заметно увеличивается доля хлоритов. В областях аридного климата хлорит составляет большую долю глинистого вещества. Ордовикско-силурыйский период характеризуется уменьшением доли хлоритов, возрастанием смешанослойных образований. На верхнепалеозойском этапе резко снижается содержание гидрослюды, увеличивается количество смешанослойных образований и монтмориллонита. В девоне в районах аридного климата широко распространен магнезиальный монтмориллонит. На мезозойском этапе усиливается тенденция предыдущего времени, увеличивается не только содержание, но и разновидности смешанослойных образований, уменьшается доля гидрослюды. В течение всего палеозойского периода содержание каолинита возрастает на определенных стратиграфических уровнях.

Наиболее интенсивное обогащение глинистого вещества каолинитом отмечается в мукунской серии Анабарского щита и кординской свите Енисейского кряжа нижнего рифея; в низах и в верхней половине среднего рифея Енисейского кряжа, Западного Прибайкалья и Юдомо-Майского прогиба Учуро-Майской плиты; в низах и верхах верхнего рифея Енисейского кряжа Юдомо-Майского прогиба, юго-западного склона Анабарского щита, а также в вендских отложениях Игарского района, Западного склона Анабарского щита, Приангарья и Юдомо-Майского прогиба; в верхней части нижнего и среднего кембрия Игарского района, Приангарья и Алданского щита; в среднем и верхнем ордовике Тунгусской синеклизы и Туруханского района; в верхах среднего и верхнего девона Норильского района;

в среднем и верхнем карбоне, верхней перми Норильского района, Тунгусской синеклизы; нижней юре, верхах нижнего мела Среднего Приобья.

От протерозоя до мезозоя периодически меняется соотношение химических элементов в глинистом веществе. Четким отражением этого процесса служат отношения алюминия и натрия, калия и натрия, показывающие степень химической дифференциации выветривающихся пород или зрелость образующегося при этом глинистого вещества. Повышение зрелости глинистого вещества, свидетельствующее об усилении химического выветривания в областях денудации в протерозое и фанерозое Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты, происходило: 1) в мукуновское и кординское время нижнего рифея; 2) в начале и второй половине среднего рифея; начале и конце верхнего рифея, второй половине венда; конце нижнего — начале среднего кембрия, среднем и верхнем ордовике; среднем и верхнем девоне; верхней перми; нижней и верхней юре.

Как отмечалось выше, от протерозоя до мезозоя происходило направленное изменение содержания калия, натрия, железа и магния в глинистом веществе, показывающее, что процесс глинообразования был направленным. Необратимость этого процесса выражается в уменьшении величины отношения алюминия к натрию в несколько раз. На верхнепротерозойском этапе максимальные ее значения соответствуют 300—600, нижне-среднепалеозойском 200—300, верхнепалеозойском 100—140, мезозойском 60—100. Уменьшение отношения алюминия к натрию, калия к натрию в глинистом веществе свидетельствует, по мнению автора о спаде интенсивности химического выветривания от рифея до мезозоя. Особенности геохимии алюминия [46], железа [48] в литогенезе, значительные накопления олигомиктовых отложений [22] также указывают на интенсивное химическое выветривание в докембрии.

Эволюция климатических условий

По химическому и минеральному составу глинистого вещества установлено, что в протерозое и фанерозое в пределах Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты происходила периодическая смена гумидных и аридных условий в областях денудации, продуцирующих глинистое вещество [4]. Ранее автором отмечалась условность терминов «гумидный» и «аридный» климат, так как по химическому составу глинистого

вещества косвенно определяется pH среды, в которой происходит выветривание и образование глинистых минералов. Принято, что щелочной или кислой среде выветривания соответствует аридный или гумидный климат водосборной суши.

В раннем рифее в бассейны седиментации западного склона Анабарского массива и Енисейского кряжа глинистое вещество приносилось из областей аридного климата.

В начале среднего рифея поступление глинистого вещества в бассейн седиментации Енисейского кряжа и Юдомо-Майского прогиба происходило тоже из областей аридного климата. Во второй половине среднего рифея климат областей денудации, поставлявших глинистое вещество в эти районы, сменился на гумидный.

В позднем рифее на севере Сибирской платформы, Енисейском кряже, в районе Юдомо-Майского прогиба в областях денудации был гумидный климат лишь с кратковременными периодами аридизации, которые стали более интенсивными и более продолжительными ближе к венду.

Заметная аридизация климата произошла в вендский период на суше, снабжавшей тонкодисперсным материалом бассейны седиментации западного склона Анабарского щита и Сибирской платформы. На водосборной суше Юдомо-Майского прогиба климат был аридным, семиаридным и гумидным. Наиболее интенсивная аридизация проявилась в конце устькирбинского — начале верхнеюдомского, конце верхнеюдомского времени и продолжалась в раннем кембрии.

В кембрийский период на севере Сибирской платформы в восточную часть Игарского района поступление глинистого вещества происходило из аридных областей, в западную — из гумидных, в которых периодически проявлялась аридизация. В Туруханский бассейн осадконакопления в раннем кембрии глинистый материал приносился преимущественно из гумидных областей. На водосборной суше юга Сибирской платформы преобладал аридный климат с кратковременными периодами гумидизации, которая проявилась в конце усольского — начале бельского, булайское, в конце ангарского — начале литвинцевского времени. В эвенкийское (верхоленское) время глинистое вещество приносилось из аридных областей. В Юдомо-Майском районе в кембрийский период происходила дальнейшая аридизация климата, начавшаяся в конце венда.

На севере Сибирской платформы в раннем ордовике был семиаридный климат. В дальнейшем происходило чередование аридного, семиаридного климата (начало и конец чуьского,

криволучский века) с гумидным (конец устькютского, мангазейский и долбарский века). На водосборной суше южной части Сибирской платформы в раннем ордовике удерживался аридный климат. Затем началась гумидизация, значительно усилившаяся в позднем ордовике.

Силурийский период на Сибирской платформе характеризуется гумидным климатом, на фоне которого несколько раз проявлялась незначительная аридизация, усилившаяся к концу периода.

В девонский период на севере Сибирской платформы, в Норильский район, расположенный в аридной зоне, глинистое вещество в раннем и начале среднего девона поступало из областей аридного и семиаридного, в позднем девоне — из гумидного климата. Разные климатические условия области денудации и бассейна седиментации могут быть объяснены близким положением Норильского района к границе аридной и гумидной зон. По данным Н. М. Страхова [45], В. Д. Наливкина и других сотрудников [30], в среднем девоне северный аридный пояс охватывал Сибирскую платформу, Присаянье, Забайкалье и простирался до Колымы. Юго-западнее его располагалась гумидная зона, охватывающая восточную окраину Русской платформы, Урал, большую часть Западно-Сибирской равнины до Кузбасса и Рудного Алтая.

В верхнем девоне аридная зона заметно сокращается и существует только на крайнем юго-востоке Сибирской платформы. В верхнедевонскую и нижнекаменноугольную эпохи происходила смена климатической зональности, что выразилось резкой гумидизацией климата на всей поверхности земли и расширением гумидных зон за счет аридных [45]. В. В. Меннером [28] для бассейна седиментации северо-западного района Сибирской платформы также отмечается смена климата в течение девона и разные климатические условия бассейна седиментации и области денудации.

В среднем и позднем карбоне территория Тунгусской синеклизы располагалась в зоне гумидного климата, ограниченной с запада, юго-запада и юга аридной зоной и горными хребтами. Поступление глинистого вещества в бассейн седиментации происходило из областей гумидного, семиаридного и аридного климата. В южной части Тунгусской синеклизы аридный климат выразился более резко. В ранней и начале поздней перми проявилась дальнейшая аридизация климата областей денудации.

Геохимические данные по глинистым минералам в угленосных отложениях Тунгусской синеклизы свидетельствуют, что в период углеобразования в областях денудации был климат с чередующимися влажными и сухими сезонами. Кроме того, вследствие значительной дифференциации рельефа одновременно могли существовать влажные и засушливые участки.

На севере Сибирской платформы в бассейне седиментации района Анабарского залива в поздне триасовую эпоху глинистое вещество приносилось из областей с гумидным, позже семиаридным климатом. В раннеюрскую эпоху трижды произошла смена климатов в областях денудации. Аридизация климата была в первой половине геттаинг-синемюра, плинсбах и тоара; гумидизация — во второй половине перечисленных веков. Ааленский век характеризуется гумидным климатом; байоский — семиаридным; гумидным. В областях денудации, поставивших глинистое вещество в бассейн мыса Цветкова в раннеюрскую эпоху также трижды менялись климатические условия. В первой половине геттаинг-синемюрского, плинсбахского и в течение всего тоарского веков климат был аридным; в промежутках — семиаридным. В самом начале ааленского века продолжалась тоарская аридизация, затем установился гумидный климат. В байоском веке происходила смена аридного на семиаридный климат. В келловейском веке три (?) раза сменялись аридный, семиаридный и гумидный климат, в конце века аридизация ослабела.

В раннеюрскую эпоху в бассейн седиментации Мало-Ботубинского района глинистое вещество приносилось из областей гумидного климата.

В позднеюрскую эпоху в пределы Среднего Приобья Западно-Сибирской плиты глинистое вещество поступало преимущественно из областей семиаридного и аридного климата. Самое начало нижнемеловой эпохи (валанжин) характеризуется кратковременной гумидизацией климата водосборной суши, которая сменилась аридизацией в готерив-барреме и продолжалась в самом начале апта.

Литературные материалы [9, 10, 14 25, 45, 49, 50] подтверждают сделанные автором построения об изменении климатов в юре и неокоме областей денудации, поставивших глинистое вещество в бассейн седиментации Среднего Приобья.

Из приведенного выше следует, что в течение протерозоя и фанерозоя на Сибирской платформе, ее обрамлении и Западно-Сибирской плите климат областей денудации периодически менялся. Периодичность проявляется в смене аридных и гумидных условий водосборной суши. Выявленные периоды аридизации

и гумидизации климата имеют разную продолжительность, интенсивность и, вероятно, являются процессами разного порядка. Периоды относительной аридизации климата, охватывающие нижний рифей (мукуновское и кординское время), первую половину среднего рифея (сухопитское, тоттинское время), венд-палеозой, а также соответствующие им периоды относительной гумидизации во второй половине среднего рифея (тунгусикское, малгунетское и ципандинское время), верхнем рифее и мезозое, следует относить к этапам крупного (первого) порядка.

Венд-палеозойский этап, наиболее детально изученный, состоит из периодов аридизации и гумидизации более мелкого (второго) порядка. Периоды аридизации охватывают конец венда-кембрий, конец силура — начало девона, конец карбона — пермь и чередуются с периодами гумидизации климата, занимающими начало венда, конец ордовика — начало силура, конец девона — начало карбона. В пределах венд-палеозойского этапа периоды аридизации климата имеют большую продолжительность и интенсивность относительно периодов гумидизации.

Изучение химического и минерального состава глинистого вещества показывает, что от рифея до мезозоя происходило направленное изменение величины pH среды выветривания. Наиболее щелочные условия выветривания в нижнем рифее, соответствующие более аридному климату, постепенно сменились менее щелочными, менее аридными в мезозое. Периоду максимальной аридизации климата в нижнем рифее величина отношения алюминия к титану соответствует 80—280, среднем рифее — 30—220, верхнем рифее 30—190, венде 30—170, нижнем кембрии 30—90, девоне 25—30, перми 25—80, верхней юре-неокоме 20—30.

Таким образом, по составу глинистого вещества установлено, что в верхнем протерозое химическое выветривание на суше протекало в более щелочной среде, чем в фанерозое. Понижение щелочности среды выветривания происходило в течение всего рифея, но особенно резко на рубеже венд-кембрий и в девоне. Выявленные изменения физико-химических условий среды выветривания на суше хорошо коррелируются с этапами развития органического, в том числе растительного мира. Известно, что в конце протерозоя водоросли вышли из морских бассейнов и начали заселять сушу [38], на рубеже венд-кембрий произошли значительные изменения в развитии органической жизни и атмосферы [37], в девоне началось заселение суши наземными растениями. Наблюдаемая в фанерозое направленность и периодичность изменения щелочности условий

выветривания свидетельствует в пользу предположения о циклично возрастающем поступлении кислорода в атмосферу [44]. Вывод о понижении щелочности среды выветривания от рифея до мезозоя подтверждает представление Ю. П. Казанского о щелочных поверхностных и грунтовых водах раннего протерозоя, которые в возрастном интервале от среднего протерозоя до девона приобретали более кислый характер, теряя аммоний и аммиак. Начиная с девона, их состав приближался к современному типу [23].

Предполагаемая схема эволюции климата коррелируется с этапами соленакопления и образования красноцветных формаций в верхнем протерозое и фанерозое. Нижнерифейский период аридизации климата соответствует образованию красноцветных терригенных отложений мукунской серии, характерной особенностью которых, по данным А. И. Анатольевой [6], является железистый цемент (гидроокислы железа), а также скопления гематита. В среднерифейский период аридизации климата известны соленакопления на территории Сибирской платформы [19, 33]. Верхнерифейский-вендский этап характеризуется развитием эвапоритовых образований ушаковской свиты [33], красноцветов тасеевской серии, которые ассоциируются с типичными породами, содержащими сингенетичные прослои гематита [6].

Изменения климата в фанерозое коррелируется с этапами соленакопления этого периода, детально изученными Н. М. Страховым [46], М. А. Жарковым [17, 18] и другими исследователями. Кембрийскому периоду наиболее интенсивной в палеозое аридизации климата соответствует эпоха грандиозного соленакопления. В девонский период аридизация климата характеризовалась меньшей интенсивностью, и соленакопление было значительно меньшего масштаба. В это время формировались красноцветные отложения, содержащие прослои гипса и ангидрита [42, 43]. Пермский период аридизации климата в центральной части Сибирской платформы, как сказано выше, проявился лишь на водосборной суше и отражается в химическом и минеральном составе глинистого вещества. Продуктами аридизации климата в верхней юре и неокоме являются красноцветные отложения южной окраины Западной Сибири [9, 25-49].

Эволюция режима бассейнов седиментации

В раннерифейский период на севере Сибирской платформы в морских и прибрежно-морских условиях накапливались осадки

мукунской серии. Соленость вод бассейнов седиментации большую часть времени была нормальной, на устьильинское время приходится максимальная соленость, на середину лабазтахского времени — понижение солености вод. В ильинское, со второй половины лабазтахского и в начале устьильинского времени развивалась трансгрессия, в конце бурдурского, в первой половине лабазтахского времени — регрессия. На Енисейском кряже в конце раннего рифея (кординское время) осадконакопление происходило в прибрежных обстановках с опресненными водами; в прибрежно-морских и морских условиях с нормальной соленостью вод.

В начале среднего рифея на севере Сибирской платформы в Игарском районе режим бассейна седиментации был неустойчивым. На фоне слабой тенденции регрессии происходили трансгрессии и регрессии меньшего порядка, обусловившие в губинское время прибрежные пресноводные и с опресненными водами обстановки. В дальнейшем развитие трансгрессии обусловило преобладание нормально-морского режима в чернореченское время. В Туруханском районе в начале среднего рифея в стрельногорское время режим бассейна седиментации был неустойчивым. Существовали обстановки прибрежные, прибрежно-морские и опресненные морские. При регрессивном режиме бассейна (аналогично губинскому), в прибрежных и прибрежно-морских условиях с опресненными водами образовались осадки свиты линок. В сухотунгусинское и деревнинское время развитие трансгрессии обусловило преимущественно морские обстановки осадконакопления с периодическим незначительным опреснением вод бассейна. Сходная с вышеприведенной характеристика условий осадконакопления в среднем рифее Туруханского района дана по другим материалам А. В. Ивановской [21]. На Енисейском кряже в среднем рифее выделяется два этапа осадконакопления: в сухопитский период преобладало регрессивное развитие бассейна седиментации; в течение тунгусикского периода режим бассейна преимущественно был трансгрессивным, с нормальной соленостью вод. В течение среднего рифея на фоне регрессивного, затем трансгрессивного развития бассейна прибрежные обстановки возникали в горбилоское и удерейское, погорюйское, среднепотоскуйское, раннешунтарское и среднекиргитейское время. Морское осадконакопление приурочено ко времени свиты карточка, аладинскому, джурскому, позднешунтарскому, ранне-позднекиргитейскому [1]. На востоке Сибирской платформы (Учуро-Майская плита, Юдомо-Майский прогиб) средний рифей охарактеризован преимущественно регрессивным

режимом в тоттинское время и трансгрессивным — с конца малгинского и до начала лахандинского. В конце омнинского и начале малгинского времени уже отмечается начало трансгрессии, на фоне которой в середине малгинского времени произошла регрессия, обусловившая образование опресненного, пресноводного бассейна. С конца малгинского времени трансгрессия возобновилась и в ципандинское время достигла наивысшей точки за весь среднерифейский период. В лахандинское время проявилась тенденция регрессии.

Конец позднего рифея на севере Сибирской платформы характеризуется преимущественно регрессивным режимом бассейна седиментации*. В конце чернореченского времени существовали прибрежно-морские обстановки, сменившиеся морскими в начале излучинского времени. В дальнейшем в излучинское время развивалась регрессия, обусловившая в конце верхнего рифея прибрежные обстановки осадконакопления. В Туруханском районе начало позднего рифея характеризуется трансгрессивным режимом бассейна, обусловившим морские условия в мироедихинское время осадконакопления. На юго-востоке Енисейского кряжа в позднем рифее в ангарское и самом начале тасеевского времени режим бассейна был регрессивным, в дашкинское и начале мошаковского времени — трансгрессивным. Мошакловская трансгрессия продолжалась в редколесное и островное время. В результате такого режима бассейна произошла направленная смена обстановок осадконакопления от прибрежных с опресненными водами в чистяковское время и начале мошаковского до нормально-морских в редколесное и островное время [40].

На восточной окраине Сибирской платформы (Учуро-Майская плита, Юдомо-Майский прогиб) в лахандинское время осадконакопление происходило в морских условиях. В кандыкское время на фоне начавшейся регрессии возникали прибрежно-морские обстановки. В устькирбинское время еще заметнее проявилась тенденция регрессивного развития бассейна, в результате которой в районе хр. Улахан-Бам образовывались пресноводные и опресненные бассейны, в районе р. Юдома в конце устькирбинского времени осадконакопление происходило в прибрежно-морских условиях.

Вендский период на севере Сибирской платформы начинается интенсивно развивающейся трансгрессией, достигшей максимума и обусловившей морские обстановки в начале сухари-

* О начале позднего рифея нет геохимических данных.

хинского времени. Во второй половине сухарихинского времени на фоне тенденции регрессивного режима возникали трансгрессии и регрессии меньшего порядка. Завершилось сухарихинское время трансгрессией, продолжавшейся в краснопорожское время и обусловившей морские условия осадконакопления. В Туруханском районе с начала платоновского времени развитие бассейна было трансгрессивным, условия осадконакопления — морскими, которые оставались стабильными почти до конца платоновского времени, лишь в конце его кратковременно появлялись прибрежно-морские обстановки [4]. В районе Приангарья в чистяковское и мошаковское время существовали прибрежно-морские обстановки осадконакопления [2]. На восточной окраине Сибирской платформы в начале юдомского времени развивалась трансгрессия, в результате которой в течение юдомского времени преобладали морские обстановки. В верхнеюдомское время состояние морского бассейна было устойчивым, лишь к концу его проявилась тенденция регрессивного развития. Морские условия еще сохранились в пестроцветное время кембрийского периода [5].

На севере Сибирской платформы в Игарском районе раннекембрийская трансгрессия, как отмечалось выше, была продолжением поздневендской и завершилась в конце алданского века (начале шумнинского времени). В дальнейшем в ленском веке режим бассейна сменился на регрессивный, но морские условия осадконакопления еще сохранялись. Продолжавшаяся регрессия обусловила прибрежно-морские обстановки в конце ленского и начале амгинского веков (конец шумнинского времени). Развитие регрессии прерывалось кратковременными трансгрессиями, из которых наиболее значительная была в конце амгинского века. Самое начало майского века (начало устьбрусского времени) характеризуется быстро развивающейся и кратковременной трансгрессией, которая сменилась постепенной и продолжительной регрессией в течение майского века (устьбрусское и лабазное время). На фоне последней возникали кратковременные трансгрессии в начале и конце лабазного времени.

В Туруханском районе раннекембрийская трансгрессия завершилась в конце алданского — начале ленского веков (середине костинского времени). Вторая половина ленского века характеризуется регрессивным режимом с временными трансгрессиями. Позднеленская — раннеамгинская регрессия обусловила прибрежные и прибрежно-морские обстановки. Позднеамгинская трансгрессия завершилась образованием обширного

морского бассейна. Майская регрессия в самом начале осложнялась кратковременной трансгрессией и закончилась образованием прибрежных и прибрежно-морских обстановок на рубеже среднего и верхнего кембрия. Быстро развивающаяся верхнекембрийская трансгрессия обусловила существование обширного морского бассейна, превосходящего по размерам все предыдущие в кембрийском периоде. Также быстро развивающаяся регрессия второй половины верхнекембрийской эпохи (вторая половина устькелятчинского времени) закончилась в конце кембрия появлением прибрежно-морских и прибрежных обстановок.

На юге Сибирской платформы в Приангарье в климинское и агалевское время существовали прибрежно-морские и прибрежные обстановки. В результате трансгрессии в начале зеледеевского времени возникали морские обстановки, сменившиеся при быстро развившейся регрессии на прибрежно-морские. В раннеэвенкийское время последние сохранились, соленость вод менялась от повышенной до опресненной. Со среднеэвенкийского времени развивалась трансгрессия, обусловившая преимущественно морские условия осадконакопления с нормальной и повышенной соленостью вод. В верхнеэвенкийское время началась регрессия, сопровождавшаяся некоторым опреснением вод. В районе водораздела рек Тайга—Иркинева в средне- и верхнеэвенкийское время существовали пресноводные и с сильно опресненными водами бассейны или их участки.

Схема изменения режимов бассейнов осадконакопления на Сибирской платформе в течение кембрийского периода, построенная автором по геохимическим параметрам глинистого вещества, коррелируется с палеогеографическими построениями других исследователей [32, 39, 41].

На юго-западном Прианабарье и северо-западе Сибирской платформы в самом начале устькутского века еще существовали прибрежные условия, но развивающаяся трансгрессия обусловила преобладание в конце века морских обстановок. В чуньском веке режим бассейна был регрессивным в с временной трансгрессией примерно в середине века, после которой резко усилилась регрессия. При регрессиях возникали прибрежные обстановки. В течение криволуцкого и мангазейского веков четко и быстро сменилось две значительных трансгрессии и регрессии. На фоне позднеордовикской регрессии в долборском веке проявилась кратковременная трансгрессия. В конце мангазейского и в долборском веках осадки накапливались в прибрежно-морских и морских условиях.

Для Туруханского района геохимические данные имеются

только по нижнеордовикской эпохе, в течение которой происходило интенсивное развитие трансгрессии. Прибрежные обстановки, существовавшие в самом начале устьмундуйского времени, к концу его сменились морскими. Предполагаются бассейны значительных размеров.

На юге Сибирской платформы в юго-западной части Тунгусской синеклизы и Иркутском амфитеатре значительные трансгрессии происходили в устькутский, криволуцкий, мангазейский века, менее значительные — в середине чуньского и долборского веков. Сменяющие их регрессии были на рубеже устькутско-чуньского, чуньского—криволуцкого, мангазейском, долборском веках. Осадки накапливались преимущественно в морских условиях.

На юго-западном Прианабарье, северо-западе Сибирской платформы и юго-западной части Тунгусской синеклизы с развитием трансгрессии в лландоверийском веке прибрежно-морские обстановки сменились морскими. В венлоке трансгрессия достигла максимума, и установился устойчивый нормально-морской режим. В конце венлоцкого — начале лудловского веков началась регрессия. В конце лудловского века условия осадконакопления были прибрежно-морскими.

Схема развития трансгрессий и регрессий в ордовике и силуре Сибирской платформы, построенная автором по геохимическим параметрам глинистого вещества, в основном согласуется с опубликованными материалами Ю. Н. Занина [20], В. И. Бгатова [7], В. И. Бгатова и сотрудников [8], Е.П.Маркова [26] и других исследователей.

Девонский период в Норильском районе севера Сибирской платформы характеризуется нормально-морскими, реже — прибрежно-морскими условиями осадконакопления. В начале зубовского времени (жединский век) развивалась трансгрессия, сменившаяся к концу его регрессией, продолжавшейся в течение всего курейского времени (кобленцкий век). В зубовско-курейском бассейне соленость вод была пониженной. В разведочническое время (конец кобленцкого, эйфельский века) бассейн медленно трансгрессировал и обстановки менялись от прибрежно-морских до морских, соленость менялась от пониженной до нормальной. В самом конце разведочнического времени произошла кратковременная регрессия. В первой половине мантуровского времени (живетский век) море трансгрессировало, во второй половине — регрессировало. Соленость вод менялась от нормальной до повышенной. В юктинское и начале нахохозского времени (конец живетского — начало франского веков) развивалась

трансгрессия, сменившаяся во второй половине нахохозского времени регрессией. Соленость вод была нормальной и повышенной. На границе нахохозского и каларгонского времени (франский век) проявилась кратковременная трансгрессия, соленость вод менялась от пониженной до повышенной. Наиболее значительные трансгрессии были в раннем и позднем девоне. В среднем девоне происходило колебательное развитие трансгрессии, максимум которой приходился на конец среднего и продолжался в позднем девоне. Схема развитий трансгрессий и регрессий, построенная по геохимическим параметрам глинистого вещества, в основном согласуется с геологическими и литологическими данными Р. Г. Матухина [27] и В. В. Меннера [28].

На севере Сибирской платформы в Норильском районе в раннеруднинское (позднекаменноугольная эпоха) и в поздне-руднинское время (раннепермская эпоха) происходило развитие трансгрессии. Обстановки осадконакопления менялись от прибрежных к прибрежно-морским, соленость опресненных вод несколько повысилась. Самый конец руднинского времени характеризуется регрессией и пресноводными обстановками. В далдыканское время (раннепермская эпоха) при трансгрессивном режиме осадконакопление происходило в прибрежных и прибрежно-морских условиях. В самом начале шмидтинского времени (раннепермская эпоха) прибрежные и прибрежно-морские обстановки еще существовали, в дальнейшем в результате регрессии они сменились прибрежными, пресноводными. Позднешмидтинское время характеризуется развитием трансгрессии и прибрежными обстановками. После перерыва в осадконакоплении в кайерканское время (позднепермская эпоха) при трансгрессивном режиме бассейна существовали прибрежные обстановки. В самом начале амбарнинского времени (позднепермская эпоха) проявилась кратковременная регрессия, сменившаяся трансгрессией, накопление осадков происходило в прибрежной обстановке с пресными и опресненными водами.

В Далдын-Алакитском районе Тунгусской синеклизы в начале катского времени (позднепермская эпоха) на фоне длительного регрессивного развития бассейна возникали кратковременные трансгрессии, позже преобладала тенденция трансгрессивного режима. Осадки накапливались в морских, прибрежно-морских и прибрежных условиях.

В Мало-Ботуобинском районе Тунгусской синеклизы в катское время дважды (?) происходила смена трансгрессивного и регрессивного режимов, на фоне которых возникали менее

значительные колебания. Преобладали прибрежные и пресноводные обстановки. Регрессия позднекатского времени завершилась перерывом в осадконакоплении в большей части изучаемого района. Раннепеляткинское время (позднепермская эпоха) характеризуется трансгрессивным развитием бассейна, на фоне которого происходили кратковременные регрессии более мелкого порядка. В позднепеляткинское время режим бассейна сменился на регрессивный. В позднепермскую эпоху морские обстановки возникали реже, чем в каменноугольную, преобладали прибрежные и пресноводные.

В центральной части Тунгусской синеклизы в катское время (средне-позднекаменноугольная эпоха) существовали прибрежно-морские и морские обстановки. В бургу克林ское время (раннепермская эпоха) преобладали опресненные и пресноводные бассейны. В районе Подкаменной Тунгуски в начале пеляткинского времени было кратковременное осолонение бассейна седиментации.

В южной части Тунгусской синеклизы в Илимско-Катском и Кокуйском районах в тушамское время (раннекаменноугольная эпоха) и в начале катского времени (средне-позднекаменноугольная эпоха) осадконакопление происходило в морских условиях. Позже в катское и бургу克林ское время преобладали обстановки опресненных бассейнов, но в некоторые моменты были морские и прибрежно-морские условия. В самом начале бургу克林ского времени в Кокуйском районе существовал бассейн с осолоненными водами.

Схема развития трансгрессий и регрессий и фациальных обстановок, построенная на основании геохимических параметров глинистого вещества, хорошо коррелируется с палеогеографическими построениями по литологическим данным [11, 15, 31].

В самом конце триасового периода на рубеже с юрским периодом на севере Сибирской платформы в районе Анабарского залива развивалась трансгрессия, обусловившая смену прибрежно-морских условий морскими. В геттаинг-синемюрский век трансгрессия достигла максимума. морской бассейн имел значительные размеры. В плинсбахский век на фоне длительной, постепенной регрессии иногда возникали прибрежно-морские, преобладали морские условия осадконакопления. Тоарский век относительно плинсбахского характеризуется трансгрессивным режимом и морскими условиями. Тоарская трансгрессия достигла максимума на рубеже с ааленимским веком, в котором сменилась слабой регрессией, осложнившейся в конце века кратковременной трансгрессией. В начале батского века регрессия

продолжалась, в конце века сменилась трансгрессией. Осадки накапливались в морских, прибрежно-морских, иногда в прибрежных обстановках.

На севере Сибирской платформы в районе мыса Цветкова режим развития бассейнов седиментации был таким же, как в районе Анабарского залива. Так же с начала геттаинг-синемюрского века трансгрессия имела максимум и сменилась медленной длительной регрессией в плинсбах. Обстановки осадконакопления здесь были прибрежно-морские, затем прибрежные. В тоарский век режим бассейна был трансгрессивным, но прибрежно-морские обстановки сохранились, иногда возникали условия, близкие к морским. На рубеже с ааленским веком трансгрессия была максимальной, в конце аалена произошла смена на слабо выраженный регрессивный режим, осложнившийся кратковременной трансгрессией в конце века. При этом сохранялись прибрежно-морские, иногда возникали прибрежные обстановки. В байоский век продолжалось развитие ааленской трансгрессии, вначале прибрежно-морские обстановки сохранялись, затем большую часть времени существовали прибрежные обстановки осадконакопления. Келловейский век характеризуется интенсивным развитием трансгрессии, на фоне которой три раза менялись трансгрессии и регрессии меньшего порядка.

Из приведенного выше описания смены режимов бассейнов Анабарского залива и мыса Цветкова следует, что развитие их было синхронным. В начале раннеюрской эпохи в том и другом районах режим бассейнов был трансгрессивным, в середине эпохи (плинсбах) сменился регрессивным, в конце — снова трансгрессивным. В районе Анабарского залива преобладали морские, в районе мыса Цветкова — прибрежно-морские и прибрежные обстановки. Среднеюрская эпоха характеризуется преимущественно регрессивным режимом бассейнов, регрессия была слабой, замедленной и продолжительной. Осадконакопление в районе Анабарского залива происходило в морских, иногда прибрежно-морских, в районе мыса Цветкова — прибрежно-морских, в конце эпохи — прибрежных условиях. Начало позднеюрской эпохи ознаменовалось значительной трансгрессией, в результате которой прибрежные обстановки сменились морскими. Соленость вод в бассейне Анабарского залива была нормальной, иногда повышенной, в районе мыса Цветкова нормальной и пониженной. Выводы автора о регрессиях и трансгрессиях сделаны по аналитическим материалам, любезно предоставленным М. А. Левчуком.

В Мало-Ботуобинском районе Тунгусской синеклизы в уку-

гутское время (раннеюрская эпоха) вначале режим бассейна был трансгрессивным, затем регрессивным. Осадки накапливались в прибрежных и прибрежно-морских обстановках.

В Среднем Приобье Западно-Сибирской плиты в ранне- и среднеюрскую эпоху в районе Нижнеуртовского свода осадконакопление происходило в морской и прибрежно-морской обстановке. В оксфордский век (позднеюрская эпоха) на Каменной площади, в волжский век на Вяткинской, Чуэльской площадях, в районе Нижнеуртовского свода существовали морские обстановки; на Колик-Еганской, Чебачьей, Локозовской и Салымской площадях — прибрежные обстановки. В раннемеловую эпоху в бериасе на Ханты-Мансийской площади осадконакопление происходило в прибрежно-морской обстановке, на Владимирской площади — морской. В дальнейшем до конца раннемеловой эпохи сохранились морские условия [4].

Параметрическое описание фациальных обстановок и режима бассейнов седиментации позволяет выявить направленную и периодичную эволюцию этого процесса в течение рифея и фанерозоя на Сибирской платформе и обрамлении и Западно-Сибирской плиты.

Прибрежные пресноводные и прибрежно-морские обстановки существовали уже в нижнем рифее, но распространенность их в разные периоды геологической истории менялась, нарастая в течение рифея и фанерозоя. Максимальное распространение они имели в средне-верхнекаменноугольную эпоху и пермский период. Периодичность процесса развития бассейнов проявилась в расширении площадей прибрежных пресноводных и прибрежно-морских обстановок в первой половине среднего рифея, верхнем рифее, верхнем кембрии, среднем, верхнем карбоне и перми. Соответственно менялись относительные размеры морских бассейнов седиментации, происходило уменьшение их площадей от рифея к мезозою (табл.). Максимальные водные пространства существовали в среднем рифее*, наименьшие — в среднем, верхнем карбоне и перми. На фоне направленного уменьшения размеров морских бассейнов происходило периодическое возрастание площадей акваторий во второй половине среднего рифея, венде, кембрии, девоне, юре. При этом в каждом последующем периоде размеры морских бассейнов были меньше, чем в предыдущем. Описанная выше по геохимическим особенностям глинистого вещества эволюция морских бассейнов хорошо согласуется с глобальными эвстатическими колебаниями в

* Нижний рифей изучен недостаточно.

Размеры бассейнов осадконакопления
в относительных единицах*

Возраст	Р а й о н	Отношение бора к галлию в гли- нистом веществе
Нижний рифей	Север Сибирской платформы	20
	Енисейский криж	12
Средний рифей	Енисейский криж	10
	Прибайкалье	15
	Учуро-Майская плита	1400
Верхний рифей	Кдомо-Майский прогиб	30
	Север Сибирской платформы	60
	Юг Сибирской платформы	9
	Учуро-Майская плита	40
	Кдомо-Майский прогиб	30
Венд	Север Сибирской платформы	50
	Западный склон Анабарского массива	40
	Юг Сибирской платформы	70
	Алданский шит	30
Кембрий	Кдомо-Майский прогиб	70
	Север Сибирской платформы	400
	Западный склон Анабарского массива	350
	Туруханский район	400
Ордовик	Юг Сибирской платформы	18
	Алданский шит	500
	Северо-запад Сибирской платформы	90
Силур	Туруханский район	100
	Юг Сибирской платформы	100
Девон	Север Сибирской платформы	80
	Юг Сибирской платформы	100
Карбон	Север Сибирской платформы	200
	Север Сибирской платформы	6
	Север Тунгусской синеклизы	8
Пермь	Центральная часть Тунгусской синеклизы	20
	Южная часть Тунгусской синеклизы	12
	Северная часть Тунгусской синеклизы	6
	Центральная часть Тунгусской синеклизы	20
Триас (конец)	Южная часть Тунгусской синеклизы	7
	Север Сибирской платформы	70
	Север Сибирской платформы	100
Юра	Центральная часть и Приобье	23
	Западно-Сибирской плиты	23
Мел (начало)	Центральная часть Западно-Сибирской плиты	12

* За единицу измерения принято отношение бора к галлию в глинистом веществе, которое зависит от расстояния суши к месту осадконакопления, возрастает с его удалением

фанерозое, установленными по площади морей в процентах от общей площади континентальных блоков [29], а также не противоречит представлению А. Л. Яншина [52] о значительных глубинах морских бассейнов геологического прошлого.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдеевский А. В., Акульшина Е. П., Березий А. В., Ивановская А. В., Кириченко А. В., Лисин В. А., Писарева Г. М., Саванович Л. Г., Сараев С. В., Ушакова А. И., Шибистов Б. В., Яркаев К. Ш. Литологическая характеристика и условия накопления верхнедокембрийских осадочных толщ Енисейского края. — Вкн.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск, 1975, с. 36—82.
2. Акульшина Е. П., Алабина А. А., Писарева Г. М., Покровский Е. В., Симонова В. И., Склярова Г. Ф. Условия осадконакопления и постседиментационные изменения венд-кембрийских отложений Нижнего Приангарья. — В сб.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск, 1972, с. 60—84.
3. Акульшина Е. П. Глинистые минералы в литогенезе и их эволюция в истории земной коры. — Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1973. — 59 с.
4. Акульшина Е. П. Показатели климатических условий выветривания на континенте. — В кн.: Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск, Наука, 1976, с. 14—21.
5. Акульшина Е. П., Пономарев В. Г. Формационный анализ рифейско-вендских отложений Кыллахской структуры и особенности их металлогении. — В кн.: Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии. Новосибирск, Наука, 1979, с. 11—31.
6. Анатольева А. И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск, Наука, 1978. — 189 с.
7. Бгатов В. И. Литолого-геохимические закономерности осадкообразования в ордовике и силуре Сибирской платформы. — Автореф. докт. дис. Иркутск, 1969. — 33с.
8. Бгатов В. И., Марков Е. П., Матухина В. Г., Ремпель Г. Г. Палеогеография северо-запада Сибирской платформы в ордовике. — В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы. Новосибирск, 1969, с. 17—33.
9. Биккенина Ф. Т. Терригенные минералы нефтегазоносных отложений гортив-баррема Западной Сибири и их распределение. М.: Наука, 1970. — 141 с.
10. Боголепов К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского края. М.: Госгеолтехиздат, 1961. — 151 с.
11. Будников В. И. Закономерности осадконакопления в карбоне и перми запада Сибирской платформы. — Автореф. докт. дис. Томск, 1972 — 63с.
12. Бурков Ю. К. Основные химические рубежи литосферы. — В кн.: Геохимические исследования осадочных пород для решения геологических задач. Тр. ВСЕГЕИ, т. 1295, 1978, с. 5—8.
13. Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. — 44 с.
14. Гольберт А. В., Маркова Л. Г., Полякова И. Д., Сакс В. Н., Тесленко Ю. В. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М.: Наука, 1968. — 152 с.

15. **Двина Т. А.** Литология и условия образования позднепалеозойских отложений Норильского района. — Автореф. канд. дис. Ростов-на-Дону, 1970, с. 23.
16. **Додатко А. Д.** Континентальные перерывы и эпохи выветривания в нижнем протерозое Русской платформы. — Докл. АН СС СР, т. 221, № 6, 1975, с. 1411—1414.
17. **Жарков М. А.** Эволюция соленакопления в геологической истории. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, Наука, 1971, с. 260—299.
18. **Жарков М. А.** Этапность, объем и площади палеозойского соленакопления. — В кн.: Проблемы соленакопления, т. 1. Новосибирск, Наука, 1977, с. 57—87.
19. **Жарков М. А.** Проблема эвапоритового осадконакопления в докембрии. — В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Тез. докл. Всесоюзн. семинара. Ростов-на-Дону, 1978, с. 172—173.
20. **Занин Ю. Н.** Ордовикские и силурийские отложения Иркутского амфитеатра. Новосибирск: Наука, 1970, с. 218.
21. **Ивановская А. В., Казанский Ю. П., Тимофеев Б. В.** Распределение фитопланктона и среда осадкообразования в рифее. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Тр. Всесоюзн. симпозиума. Л., Наука, 1979, с. 173—182.
22. **Казанский Ю. П.** Сопоставление основных особенностей выветривания и осадконакопления в рифее и дорифее. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия (X Всесоюзн. литологич. совещание). М., 1973, с. 39—41.
23. **Казанский Ю. П.** Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. — 272 с.
24. **Казанский Ю. П.** Морское осадконакопление и развитие органического мира. — В кн.: Среда и жизнь в геологич. прошлом. Новосибирск, Наука, 1977, с. 79—85.
25. **Казаринов В. П.** Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958, с. 324.
26. **Марков Е. П.** Ордовик и ранний силур юго-запада Тунгусской синеклизы. Л.: Недра, 1970, с. 144.
27. **Матухин Р. Г.** Литология и условия накопления девонских и нижнекаменноугольных отложений северо-запада Сибирской платформы. — Автореф. канд. дис. Ростов-на-Дону, 1968, с. 23.
28. **Меннер В. В.** К истории девонского осадконакопления в северо-западных районах Сибирской платформы. — Изв. ВУЗов. Геол. и разведка, 1962, № 12, с. 3—15.
29. **Милановский Е. Е., Мальков Б. А.** Эпохи кимберлитового вулканизма и глобальной пульсации земли. — ДАН, т. 252, 1980, № 5, с. 1203—1207.
30. **Наливкин В. Д., Позднер В. М., Тихий В. Н., Форш Н. Н.** Эволюция географических условий в среднем и позднем палеозое на территории СССР. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М., Наука, 1970, с. 182—187.
31. **Павлов С. Ф.** Литология верхнепалеозойских отложений Тунгусского бассейна. Автореф. докт. дис. Иркутск, 1970, с. 50.
32. **Писарчик Я. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А.** Палеогеография Сибирской платформы в кембрии. Л.: Недра, 1975, с. 194.
33. **Работнов В. Т.** Эвапоритовые образования докембрия. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. — Тр. Всесоюз. литологич. совещания. М., 1973, с. 71—72.
34. **Ронов А. Б.** Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. — Геохимия, 1964, № 8, с. 715—743.
35. **Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Барская Н. В.** Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе. — Литол. и полевн. ископаемые, № 6, 1969, с. 3—36.

36. **Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Ярошевский А. А.** К геохимической истории внешних оболочек Земли. — В сб.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., 1972, с. 88—98.
37. **Ронов А. Б.** Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке земли. — Докл. I Международн. геохим. конгресса, кн. 1, т. IV, 1973, с. 28—44.
38. **Савельев А. А., Тимофеев Б. В.** Образования типа каличе на доятульских корях выветривания и их палеофитогеохимическая характеристика. — Тезисы X Всесоюзн. литологич. совещания. Изд. комиссии по осадочным породам. М. 1973, с. 296.
39. **Савицкий В. Е., Шишкин Б. Б., Шабанов Ю. Я.** О стратиграфическом расчленении докембрийских и кембрийских отложений Игарского района В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Тр. СНИИГГиМС, вып. 57, региональная геология. Новосибирск, Госгеолтехиздат, 1967, с. 133—149.
40. **Советов Ю. К., Акульшина Е. П., Ивановская А. В., Писарева Г. М.** Строение разреза, состав и условия осадконакопления отложений юдомского комплекса на юго-востоке Енисейского кряжа. — В кн.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск, 1975, с. 82—102.
41. **Склярова Г. Ф.** Литология, меденосность и условия образования вендских и кембрийских отложений Нижнего Приангарья. — Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1973.
42. **Соколов П. Н., Матухин Р. Г.** К литологической характеристике среднедевонских соленосных отложений бассейна р. Имангды. — В кн.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1975, с. 145—153.
43. **Соколов П. Н., Матухин Р. Г., Вагг О. В., Дюжиков О. А., Пустыльников А. М., Федоренко В. А.** Новые данные о солености девона северо-запада Сибирской платформы. — В кн.: Литология и палеогеография Сибирской платформы. Тр. СНИИГГиМС, вып. 269. Новосибирск, 1979, с. 56—63.
44. **Сочава А. В., Гликман Л. С.** Циклические изменения содержания свободного кислорода в атмосфере и эволюция. — В кн.: Материалы эволюционного семинара. Владивосток, 1973, с. 68—86.
45. **Страхов Н. М.** Основы теории литогенеза. Т. 1, 2. М.: Изд. АН СССР, 1960, т. 1 — 212 с., т. 2 — 576 с.
46. **Страхов Н. М.** Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. — 529 с.
47. **Тугаринов А. И., Бибикина Е. В.** Эволюция химического состава земной коры. — Геохимия, 1976, № 8, с. 1151—1159.
48. **Чухров Ф. В.** Об эволюции минерального состава осадочных железных руд. — Сов. геология, 1973, № 7, с. 3—13.
49. **Шумилова Е. В.** Терригенные комплексы мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: Наука, 1963. — 314 с.
50. **Яншин А. Л.** О принципах выделения геологических формаций. Предисловие к монографии А. И. Анатольевой «Домезозойские красноцветные формации». Новосибирск: Наука, 1972, с. 5—12.
51. **Яншин А. Л.** Основные проблемы соленакпления. — В кн.: Проблемы соленакпления. Новосибирск, Наука, 1977, с. 5—15.
52. **Яншин А. Л.** Глубоководные отложения геологического прошлого. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, Наука, 1977, с. 4—7.
53. **Rubey W. W.** Development of the Hydrosphere and Atmosphere with special reference to probable composition of the Early Atmosphere. — Geol. Soc. Spec. Pap., 1955O, v. 62 p. 631—650.
54. **Weaver Ch. E.** Potassium, illite and the ocean. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1967, v. 21, N 11, p. 2181—2196.

СОСТАВ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ АУМИНЗА-БЕСАПАНСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОГО ТАМДЫТАУ*

Характеристика состава глинистого вещества ауминза-бесапанского комплекса получена в результате детального изучения пород верхнетасказганской, нижнебесапанской, верхнебесапанской (пестрый бесапан) подсвет и подсветы зеленый бесапан в разрезах в. Зимбылтау, Космоначи; Восточный бесапан, Ясвай, Мютенбай и скважин, расположенных в районе рудного поля.

Верхнетасказганская подсвета в разрезах г. Зимбылтау и Космоначи в составе глинистого вещества имеет гидрослюда, хлорит, каолинит, монтмориллонит, вермикулит и смешанослойные образования. Гидрослюда и хлорит являются главными компонентами. Каолинит, монтмориллонит и вермикулит присутствуют преимущественно в верхних горизонтах подсветы, где встречаются гётит и гидраргиллит. В разрезе Зимбылтау отмечены метагаллуазит и палыгорскит (?).

В нижнебесапанской подсвете глинистое вещество состоит из меньшего числа компонентов. Главными минералами являются гидрослюда и хлорит. В разрезе Космоначи преобладает хлорит, в разрезе г. Зимбылтау — гидрослюда, а также присутствует в незначительном количестве палыгорскит (?).

Верхнебесапанская подсвета (пестрый бесапан) разрезов Зимбылтау, Космоначи, Восточный бесапан, Ясвай и скважин по составу глинистого вещества более разнообразна относительно нижнебесапанской. Во всех разрезах главным минералом является гидрослюда. В разрезах Восточный бесапан и скважин иногда преобладает биотит, в разрезе Ясвай — хлорит. Почти всегда в различных количествах присутствует каолинит, реже монтмориллонит, вермикулит, иногда гидраргиллит и бемит. Содержание каолинита повышается снизу вверх, гидраргиллит и бемит встречаются только в верхних горизонтах. В разрезе Восточный бесапан монтмориллонит и метагаллуазит в верхней части подсветы составляют значительную долю глинистого вещества.

В подсвете зеленый бесапан разрезов Зимбылтау, Космоначи, Ясвай и Мютенбай гидрослюда и хлорит являются главными минералами. В нижних частях разрезов они находятся

* Петрохимическая и геохимическая характеристика пород разреза г. Зимбылтау дается в статье С. В. Сараева в этом сборнике.

примерно в равных количествах, в верхних — преобладает гидрослюда, присутствует больше каолинита и монтмориллонита, содержание последнего на участке Ясвай колеблется в широких пределах. В разрезе Восточный бесапан иногда появляется значительное количество биотита. В верхних горизонтах разреза Космоначи встречаются тальк, гётит.

Приведенное выше свидетельствует об изменении минерального состава глинистого вещества снизу вверх по разрезу ауминза-бесапанского комплекса, а также по площади района Ю.Тамдытау. Снизу вверх по разрезу подсвет верхнетасказганской, верхнебесапанской и зеленый бесапан увеличивается доля каолинита и монтмориллонита, меняется соотношение гидрослюда и хлорита, в верхних частях подсвет присутствуют гидраргиллит, бемит и гётит. В верхнетасказганской и верхнебесапанской подсветах в разрезе Зимбылтау имеется палыгорскит (?), в разрезах Восточный бесапан и скважин — биотит.

По вертикальному разрезу снизу вверх в пределах верхнетасказганской, ниже- и верхнебесапанской подсвет прослеживается закономерное изменение содержания некоторых компонентов глинистого вещества. Количество кремнезема постепенно нарастает, магния, железа, кальция — убывает, калия — остается постоянным. В нижебесапанской подсвете происходит нарушение общего хода изменения содержания натрия и титана; натрий повышается, титан — понижается. Изменение химического состава на рубеже пестрого и зеленого бесапана приобретает другой характер. В зеленом бесапане относительно пестрого увеличивается содержание алюминия, титана, магния, железа, калия; уменьшается — кремния и кальция (табл. 1).

На основании вышеотмеченного можно считать, что химический состав глинистого вещества меняется от одной подсветы к другой. Изменения заключаются в увеличении одних, уменьшении других компонентов. По характеру изменения их содержания выделяются две толщи. В первую входят подсветы верхнетасказганская, нижебесапанская и пестрый бесапан, во вторую — зеленый бесапан. Первая нижняя толща неоднородна, в ее пределах по количеству алюминия, титана и натрия особо выделяется нижебесапанская подсвета.

Проверка гипотезы о равенстве средних содержаний главных компонентов в глинистом веществе ауминза-бесапанского комплекса юга Тамдытау показывает, что подсветы зеленый и пестрый бесапан различаются по содержанию окислов калия, алюминия, кальция, кремния, титана и лития (табл. 2) Подсветы зеленый бесапан и нижебесапанская характеризуются

Таблица I

Оценки средних содержаний, стандартных отклонений и закон распределения главных компонентов в глинистом веществе района Ю.Тамбигачу

Подсвета	Kол-во обр.		SiO ₂		Al ₂ O ₃		TiO ₂		MnO		MgO		CaO		Fe ₂ O ₃		K ₂ O		Na ₂ O		
	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	
Зеленый бесапан	82	56,3	4,8I	23,9	3,II	0,07	0,05	2,45	0,78	0,24	0,19	6,75	2,05	4,92	0,96	1,03	0,59				
Пестрый бесапан	185	60,2	10,7	20,2	6,57	0,08	0,09	2,3	1,38	0,4	0,31	6,22	3,23	3,99	1,55	1,05	0,66				
Нижне-сапанская	28	58,6	7,58	21,2	4,52	0,12	0,05	2,63	1,01	0,43	0,22	7,57	2,14	4,04	1,61	2,18	1,31				
Верхне-тасказганская	48	56,0	8,69	21,2	5,51	0,08	0,06	3,01	1,73	0,59	1,39	7,59	2,76	3,82	1,4	1,32	0,8				

Примечание. + - нормальное распределение; - - отличное от нормального.

резко различным содержанием окислов титана, марганца, натрия, кальция, лития, калия и, в меньшей степени, алюминия. Подсветы зеленый бесапан и верхнетасказганская различаются по содержанию окислов алюминия, калия, натрия и, возможно, магния. Подсвета пестрый бесапан от нижнебесапанской отличается по титану, натрию, марганцу, литию и железу; пестрый бесапан от верхнетасказганской — по магнию, железу, кремнию и натрию. нижнебесапанской отличается от верхнетасказганской по содержанию титана, лития, натрия, марганца. Следовательно, по содержанию алюминия, титана, марганца, железа, калия, натрия и лития в глинистом веществе изученных разрезов возможно разделение подсветит верхнетасказганской, нижнебесапанской, пестрый бесапан, зеленый бесапан.

Таблица 2

Проверка гипотезы о равенстве средних содержаний главных компонентов
в глинистом веществе ауминза-бесапанского комплекса Ю.Тамдытау

Подсвета	п-2	tg	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O
Зеленый пестрый бесапан	265	1,96	4,1	5,1	4,0	1,0	1,15	5,16	1,61	6,2	0,22
Зеленый бесапан, нижнебеса- панская	108	1,98	1,51	2,17	9,8	5,0	0,86	3,8	1,78	2,75	4,42
Зеленый бесапан, верхнетас- казганская	128	1,98	0,22	2,3	1,4	1,0	2,15	1,75	1,83	4,78	2,23
Пестрый бесапан, нижнебе- сапанская	211	1,96	1,91	1,02	5,8	3,33	1,36	0,6	2,87	0,16	4,35
Пестрый бесапан, верхнетас- казганская	231	1,96	2,78	1,08	0,6	0,09	8,12	0,95	2,98	0,74	2,08
Нижнебеса- панская, верхнетас- казганская	74	2,0	1,37	0,01	3,5	2,86	1,19	0,76	0,04	0,6	3,18

Оценки средних содержаний, стандартных отклонений и закон распределения малых элементов в глинистом веществе аумина-бесапанского комплекса района Г. Тамдытау

Подсветка	Li		V		Cr		Mn		Co		Ni		Cu		Zn		Ga		Sr		Zr		Ba		Pb			
	Х	S	Х	S	Х	S	Х	S	Х	S	Х	S	Х	S	Х	S	Х	S	Х	S	Х	S	Х	S	Х	S		
	п. 10-3																											
Зеленый бесапан	4,5	2,4	486	200	14,7	6,3	10,4	2,7	23,1	19,7	-	6,7	8,0	5,6	7,8	4,8	6,0	3,1	2,6	0,9	16,7	20,4	9,3	165	84	1,0	0,9	
Пестрый бесапан	5,7	6,9	349	238	18,3	16,6	10,8	8,4	20,1	25,0	0,7	2,1	10	12,6	8,4	6,9	21,9	11,0	1,9	1,0	15,0	13,6	16,4	7,8	174	119	2,4	11,0
Нижне-бесапанский	2,6	2,4	201	60	15,9	5,9	12,1	5,4	24,9	10,3	-	6,9	6,6	3,0	6,3	2,4	5,4	1,3	1,9	0,7	7,0	3,2	7,0	-	186	66,9	1,2	0,7
Верхне-бесапанский	3,6	4,1	285	176	14,3	9,0	10,7	7,9	26,1	5,2	-	10,1	8,8	6,1	8,7	7,0	7,6	4,5	1,9	0,7	20,0	14,3	8,0	-	240	158	2,4	2,7

Примечание. + - нормальное распределение; - - отличное от нормального.

Сопоставление средних содержаний малых элементов в глинистом веществе по свитам юга Тамдытау показывает, что наибольшее количество бора содержится в пестром, затем зеленом бесапане, наименьшее — в нижнебесапанской подсвите (табл. 3). Содержание титана возрастает в пределах комплекса снизу вверх, но в нижнебесапанской оно наименьшее. Содержание ванадия, никеля и цинка наиболее высокое в пестром бесапане. Наименьшее количество цинка содержится в нижнебесапанской подсвите. Содержание хрома в глинистом веществе весьма постоянно во всех подсвитах. Наибольшее количество меди содержится в верхнетасказганской и пестром бесапане. Содержание галлия постоянно во всех подсвитах, в зеленом бесапане оно возрастает. Наименьшее количество стронция находится в нижнебесапанской подсвите. Содержание бария понижается от верхнетасказганской к зеленому бесапану. Самое высокое содержание свинца приурочено к верхнетасказганской и пестрому бесапану, самое низкое — к зеленому бесапану.

Проверка гипотезы о равенстве средних содержаний малых элементов в глинистом веществе по югу Тамдытау показывает, что подсвиты зеленый бесапан и пестрый бесапан наибольшее различие имеют по содержанию галлия, титана, свинца и, в меньшей мере, ванадия. Зеленый и нижний бесапан различаются по содержанию титана, галлия, стронция и бора. Зеленый бесапан и верхнетасказганская подсвита имеют

Таблица 4

Проверка гипотезы о равенстве средних содержаний малых элементов в глинистом веществе ауминза-бесапанского комплекса Ю.Тамдытау

Подсвета	n-2	tg	B	Ti	V	Cr	Mn	Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Ba	Pb
Зеленый, пестрый бесапан	243	1,96	2,0	4,80	2,40	0,55	1,03	0,2	0,8	1,81	5,38	0,71	0,7	4,38
Зеленый, нижний бесапан	114	1,98	3,65	11,8	0,92	1,6	0,63	1,7	2,21	1,46	4,38	3,89	0,14	1,18
Зеленый бесапан, верхнетас-казганская	132	1,97	1,36	6,6	0,27	0,25	1,34	0,73	0,78	2,16	5,0	1,09	3,0	3,41
Пестрый бесапан, нижнебесапанская	183	1,96	4,36	6,69	1,39	1,06	1,71	0,34	2,92	6,09	0,07	5,73	0,76	3,43
Пестрый бесапан, верхнетас-казганская	201	1,96	2,56	2,62	2,13	0,07	2,8	0,12	0,26	2,34	0,08	2,11	2,62	0,02
Нижнебесапанская, верхнетас-казганская	72	2,0	1,32	2,27	0,92	0,9	0,59	2,1	3,1	0,06	0,06	5,5	2,05	2,86

Отмена средних содержания, стандартных отклонений и закон распределения малых элементов в глинистом веществе разреза г. Зимбылтау

Подсветы	В		Ti		V		Cr		Mn		Co		Ni		Cu		Zn		Ga		Sr		Zr		Ba		Pb		Au		
	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	
Зеленый бесапан	4	1,7	0,3	430	62	16,2	3,0	10,4	1,4	20,1	9,9	1,8	0,8	4,7	1,3	5,4	2,2	5,7	1,9	2,3	0,49	31,9	0,52	16,7	2,5	152	38	1,1	0,2	0,43	0,25
Пестрый бесапан	31	1,8	0,4	270	163	22	15	12,8	9,0	18,6	11,1	1,1	0,5	10,5	11,2	8,6	8,8	36,6	178	1,8	0,9	13,6	12,0	13,0	5,9	203	144	1,8	0,9	0,8	0,13
Нижнебесапанская	12	2,3	1,5	207	78	19,2	5,7	16,6	2,1	29,6	7,0	1,5	0,3	8,2	3,6	6,5	2,6	5,5	1,0	2,0	0,6	6,3	2,3	17	3,6	204	31	1,2	0,3	0,61	0,6
Верхнебесапанская	9	1,8	0,5	257	135	17,6	7,7	13,1	4,2	40,8	94,4	1,5	0,6	8,4	4,3	7,4	5,8	5,9	1,9	2,0	0,8	21	26	14,7	4,0	237	78	1,4	0,3	0,62	0,6

Примечание: + - нормальное распределение; - - отклонение от нормального.

разное содержание титана, галлия, свинца, бора и цинка. В подсветах пестрый бесапан и верхнетасказганская содержат марганца, титана, бария, бора и цинка разное, но степень их различия (табл. 4) меньшая, чем между перечисленными подсветами. Между нижнебесапанской и верхнетасказганской подсветами наибольшее различие проявляется в содержании стронция, меди, свинца. Следовательно, заметная разница в содержании малых элементов существует между всеми подразделениями ауминзабесапанского комплекса. Титан, цинк, галлий, стронций, свинец и бор имеют высокие «коэффициенты различия» и являются информативными элементами при выделении подсвет.

В разрезе г. Зимбылтау содержание золота в глинистом веществе составляет 0,43—0,82·10⁻⁶%. Наибольшее его количество содержится в подсветах верхнетасказганской и пестрый бесапан, наименьшее — в подсвете зеленый бесапан (табл. 5). Содержание золота в глинистом веществе подсветы зеленый бесапан коррелируется с содержанием титана, хрома, меди и свинца; в подсвете пестрый бесапан золото связано с бором, хромом, никелем и цирконием; в нижнебесапанской — со стронцием. Для верхнетасказганской подсветы значимых коэффициентов корреляции золота с другими элементами нет

Изучение минерального и химического состава глинистого вещества позволяет сделать вывод, что ауминза-бесапанский комплекс представляет сложную систему, отдельные подразделения которой имеют свои особенности, но объединяются общими характеристиками. Свидетельством единства комплекса является также постоянство некоторых тенденций изменения химического состава. Содержания бора, никеля, меди, свинца и цинка имеют тенденцию возрастания в верхнетасказганской подсвете и подсвете пестрый бесапан относительно нижнего и зеленого бесапана. Количество бария и стронция понижается от верхнетасказганской до подсветы зеленый бесапан, но в нижебесапанской содержание стронция понижается более резко, чем в вышележащих подсветах. Поведение титана имеет противоположную тенденцию относительно бария, но также его количество уменьшается в нижебесапанской подсвете. Среднее содержание галлия, хрома и ванадия постоянно в пределах верхнетасказганской, нижебесапанской и подсвете пестрый бесапан, но меняется в зеленом бесапане.

Минеральный состав глинистого вещества ауминза-бесапанского комплекса меняется в пределах стратиграфических подразделений, а также в пределах района юга Тамдытау. Подсвета пестрый бесапан характеризуется наибольшим разнообразием минерального состава глинистого вещества.

В глинистом веществе подсвет бесапан и верхнетасказганской содержание некоторых малых элементов в том числе рудных (цинк, свинец, медь, никель, золото), повышено относительно нижнего и зеленого бесапана. Содержание золота в глинистом веществе значительно превышает кларковое в сланцах. Относительная концентрация рудных элементов в глинистом веществе подсвет пестрый бесапан и верхнетасказганской связана с более высокой зрелостью глинистого вещества. Установленная зависимость дает основание полагать, что повышенные концентрации цинка, свинца, меди, золота и никеля сингенетичны осадконакоплению.

Для палеогеографического анализа использовались геохимические параметры глинистого вещества [3], характеризующие интенсивность ($Al_2O_3 : Na_2O, K_2O : Na_2O$), физико-химические условия ($Al_2O_3 : TiO_2$) выветривания на суше и фациальные обстановки в бассейне осадконакопления ($B : Ga, B : Li$). Ниже даются характеристика условий осадконакопления района Ю.Тамдытау (Зимбылтау, Космоначи, Восточный бесапан, Мютенбай и Ясвай), полученная в результате геохимического изучения глинистого вещества, согласно данным табл. 6, 7 и 8.

Таблица 6

Корреляция $Al_2O_3:Na_2O$, $K_2O:Na_2O$ и степени химической дифференциации глинистого вещества

$Al_2O_3:Na_2O$	$K_2O:Na_2O$	Степень химической дифференциации глинистого вещества
< 30	< 8	Низкая
30-60	8-15	Средняя
60-150	15-30	Высокая
> 150	> 30	Очень высокая

Таблица 7

Корреляция величины $Al_2O_3:TiO_2$ и pH среды выветривания на суше

$Al_2O_3:TiO_2$	pH среды выветривания	Климат водосборной суши
< 20	< 6	Гумидный
20-30	6-7	Семигумидный, семиаридный (переходный)
> 30	> 8	Аридный

Таблица 8

Корреляция средних значений $B:Ga$ для морских и пресноводных отложений верхнего протерозоя и палеозоя

Возраст	Фа ц и и		
	пресноводные	прибрежные опресненные	морские
Верхний протерозой	1,0	4,3	7
Кембрий	1,0	-	27
Ордовик	-	-	16
Силур	-	4,3	7
Девон	-	5,0	13
Карбон (средний, верхний)	2,6	6,0	14
Карбон + пермь	-	3,5	-

Песчано-алевритовая толща верхнетасказганской подсвиты участка Зимбылтау и Космоначи образовалась при резких колебаниях интенсивности химического выветривания на континенте (рис. 1). В течение поздне-тасказганского времени происходило направленное изменение интенсивности выветривания. Вначале оно было слабым, затем интенсивным. Климат на суше менялся от гумидного и семиаридного в первой половине до аридного во второй. Одновременно происходило развитие трансгрессии, в результате которой пресноводные прибрежные обстановки осадконакопления, существовавшие в данном районе в начале этого времени, сменились прибрежно-морскими. Конец верхнетасказганского времени характеризуется максимальным развитием трансгрессии, обусловившим морские условия осадконакопления на участке Космоначи (рис. 2).

В раннебесапанское время химическое выветривание было слабым. Климат на суше большую часть времени оставался аридным, на рубеже с позднебесапанским временем был гумидным. В начале раннебесапанского времени после верхнетасказганской трансгрессии происходила регрессия бассейна, в результате которой морские и прибрежно-морские обстановки в первой половине раннебесапанского времени сменились прибрежными пресноводными. Во второй половине этого времени режим бассейна был трансгрессивным, и возникали прибрежно-морские обстановки осадконакопления.

Позднебесапанское (пестробесапанское) время по интенсивности химического выветривания делится на три (?) периода разной продолжительности (по мощности отложений). В первом периоде химическое выветривание было слабым, но постепенно нарастало; во втором — умеренным; в третьем — интенсивным (рис. 1, 2). В течение позднебесапанского времени интенсивность химического выветривания менялась направленно и циклично. Направленность его выражается в увеличении интенсивности химического выветривания от начала к концу, цикличность — в смене интервалов слабого и интенсивного химического выветривания. Направленность рассматриваемого процесса проявляется также в изменении характера строения циклов. Так, нижние два цикла (1-й период), занимающие начало позднебесапанского времени, имеют невысокие максимальные значения Al_2O_3 : Na_2O , K_2O : Na_2O и незначительную разницу между их минимумами, максимумами. Следующие три цикла (2-й период), составляющие примерно конец первой половины позднебесапанского времени, характеризуется большей амплитудой колебания и более высоким фоном максимальной интенсивности химического

выветривания. Последний сложный цикл, охватывающий вторую половину позднебесаяпанского времени, состоит из чередующихся периодов умеренного и интенсивного химического выветривания. Возможно, что при более детальном изучении самой верхней части разреза подсвиги сложный (третий) цикл будет разделен на два. В изученных разрезах Ю. Тамдытау на некоторых уровнях зрелого глинистого вещества отмечаются резкие колебания значений $Al_2O_3 : Na_2O$, $K_2O : Na_2O$, обусловленные, вероятно, примесью вулканогенного материала.

В течение верхнебесаяпанского времени происходило направленное и циклическое изменение климата на суше, поставившей тонкодисперсный материал в бассейн седиментации. Направленность этого процесса заключается в постепенной гумидизации климата от начала к концу рассматриваемого времени. О циклическости процесса свидетельствует четырехкратная (?) смена аридного и гумидного климата областей денудации. Переходу от раннебесаяпанского к позднебесаяпанскому времени соответствует кратковременный период гумидного климата. К началу позднебесаяпанского времени приурочена наибольшая аридизация климата с последующей кратковременной гумидизацией. Аридизация климата в середине позднебесаяпанского времени выражена слабее, чем в начале, а период гумидизации имеет большую протяженность во времени. Конец позднебесаяпанского времени характеризуется наиболее слабой и кратковременной аридизацией и более значительной и продолжительной гумидизацией климата (рис. 1, 2).

В течение позднебесаяпанского времени в районе Ю. Тамдытау три (?) раза происходила смена трансгрессивного и регрессивного режимов бассейна седиментации, на фоне которых проявились более кратковременные трансгрессии и регрессии меньшего порядка. После раннебесаяпанской незначительной трансгрессии в начале позднебесаяпанского времени началась более значительная, но кратковременная регрессия бассейна, обусловившая пресноводные обстановки осадконакопления (Космоначи). Последняя сменилась интенсивной и тоже кратковременной трансгрессией, завершившейся образованием прибрежно-морских и морских обстановок (1-й цикл). Последовавшее за этим продолжительное регрессивное развитие бассейна завершилось в середине первой половины позднебесаяпанского времени появлением пресноводных обстановок. Трансгрессия второго цикла, осложнившаяся кратковременными трансгрессиями меньшего порядка, в конце первой половины позднебесаяпанского времени достигла максимума, режим бассейна был неустойчивым

(2-й цикл). В начале второй половины позднебесапанского времени началась продолжительная и значительная регрессия, завершившаяся образованием пресноводных прибрежных обстановок. Примерно в середине второй половины позднебесапанского времени режим бассейна сменился на трансгрессивный. Продолжительная, но слабая трансгрессия обусловила образование прибрежных и прибрежно-морских обстановок в конце второй половины позднебесапанского времени (3-й цикл).

На рубеже позднебесапанского (пестробесапанского) и зеленобесапанского времени произошло понижение интенсивности химического выветривания, которая оставалась низкой в продолжение первой половины зеленобесапанского времени; вторая половина последнего характеризуется интенсивным химическим выветриванием (рис. 3). С начала и в течение большей части зеленобесапанского времени был гумидный климат с периодами кратковременной и слабой аридизации. К концу второй половины произошла значительная аридизация климата областей денудации. В зеленобесапанское время было два трансгрессивно-регрессивных цикла; максимумы трансгрессий приходились на начало нижней и верхней трети, максимумы регрессий — на середину и конец зеленобесапанского времени. При максимальном развитии трансгрессий осадконакопление происходило в прибрежных и прибрежно-морских обстановках, в периоды регрессий осадки накапливались в пресноводных условиях.

Применение геохимических параметров глинистого вещества позволило установить циклическое строение ауминза-бесапанского комплекса, состоящего из циклов разного порядка. Верхнетасказганская подсвета представляет цикл, в процессе развития которого осадконакопление происходило при усилении химического выветривания от слабого до интенсивного, в условиях щелочной среды и при нарастании трансгрессии. Нижнебесапанский цикл развивался при очень слабом химическом выветривании, протекавшем в щелочных условиях среды, на фоне смены регрессивного режима трансгрессивным, при слабом изменении фациальных обстановок.

Толща подсветы пестрый бесапан состоит из двух циклов крупного порядка, каждый из которых делится еще на несколько более мелких. В пределах циклов большего и меньшего порядка от начала к концу каждого возрастает интенсивность химического выветривания, происходит смена регрессивного и трансгрессивного режимов бассейна седиментации и изменения pH среды выветривания. Единство макроциклов подсветы верхнего бесапана, объединяющего упомянутые выше циклы, выра-

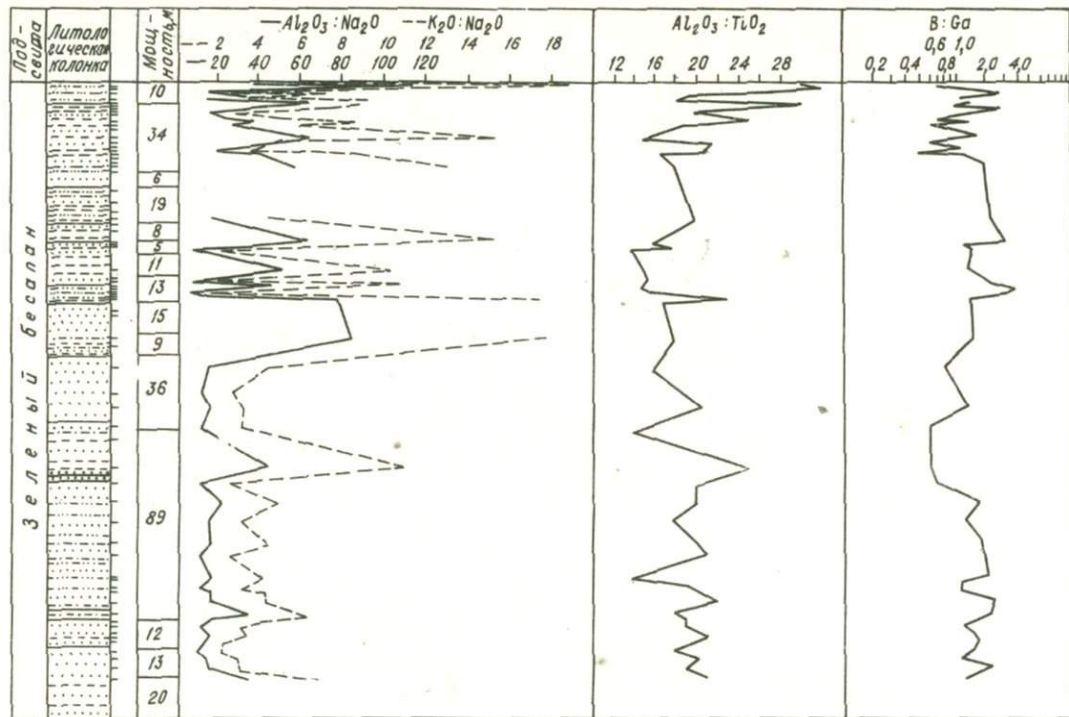


Рис. 3. Изменение величин $Al_2O_3:Na_2O$, $K_2O:Na_2O$, $Al_2O_3:TiO_2$, $B:Ga$, $B:Li$ в разрезе подсвита зеленый беспан участка Мюгенбай

жается в направленном усилении химического выветривания от его начала к концу, снижении щелочности среды выветривания (гумидизация климата) и близких фациальных обстановках на фоне регрессивных и трансгрессивных режимов бассейна седиментации.

Подсвета зеленый бесапан является циклом, возможно, по масштабам соответствующим нижнему циклу крупного порядка подсветы пестрый бесапан. В пределах цикла зеленого бесапана выделяются два цикла меньшего порядка. Нижний характеризуется относительно слабым химическим выветриванием и меньшими значениями pH среды, верхний — интенсивным химическим выветриванием, протекавшим в более щелочных условиях. Единство цикла зеленого бесапана выражается в общей тенденции усиления химического выветривания от начала к концу, повышении щелочности среды (аридизация климата) и близкими фациальными обстановками на фоне смены трансгрессивных и регрессивных режимов.

В районе Ю.Тамдытау накопление осадков ауминза-бесапанского комплекса происходило преимущественно в пресноводных прибрежных, прибрежно-морских, иногда морских условиях. Приведенные материалы не противоречат данным З. М. Абдуазимовой и др. [1] о нахождении остатков граптолитов в рассматриваемых отложениях и согласуются с полученными ранее выводами [2] о мелководных, прибрежных условиях накопления осадков с граптолитами.

Циклическое строение ауминза-бесапанского комплекса дает основание проводить его стратиграфическое расчленение с учетом границ циклов, которые четко выделяются по геохимическим параметрам глинистого вещества.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуазимова З. М., Селедцов Е. И., Пяновская И. А. Методика стратиграфических исследований «немых» толщ западной части Южного Тянь-Шаня. — Узбекский геологич. журн. 1979, № 1, с. 52—55.
2. Акульшина Е. П., Москвин В. И., Обут А. М., Писарева Г. М. Об условиях накопления осадков с граптолитами. — В кн.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1975, с. 85—92.
3. Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск, Наука, 1976. — 189 с.

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ РАСШИФРОВКИ УСЛОВИЙ СОВРЕМЕННОГО И ДРЕВНЕГО МОРСКОГО ДОЛОМИТООБРАЗОВАНИЯ

В современных морях и океанах доломитовые (протодоломитовые) осадки установлены в прибрежной зоне, прилегающей к суше, с теплым тропическим или субтропическим климатом. По балансу влажности эти районы относятся как к гумидным так и аридным областям (табл. 1). Существует несколько гипотез образования этих осадков. Для объяснения привлекаются климат, повышенная соленость вод, влияние грунтовых растворов, различные постседиментационные процессы. Такую многоплановость трактовки генезиса доломитовых осадков можно связать прежде всего с тем обстоятельством, что исследователи имеют дело с уже сформировавшимся осадком, тогда как наблюдения над процессом его формирования отсутствуют.

Задача экспериментальных исследований любого природного процесса, в том числе и доломитообразования, состоит из двух стадий: 1) правильно выбрать из существующей суммы в природе фактов основные, определяющие направление процесса и 2) разработать методику проведения эксперимента.

Рассмотрим известные данные о физико-химических параметрах сред седиментации и составе продуктов химического осаждения в областях современного доломитообразования.

Южное побережье Австралии находится в зоне субтропического аридного климата. По данным Х. Скиннера [8], К. Борча [3] и др., накопление доломитовых илов происходит в заливах и лагунах с повышенной соленостью, питание которых осуществляется за счет морской воды. Кроме того, наблюдается подток опресненных, вероятно, грунтовых вод. Mg/Ca отношения колеблются в широких пределах, достигая 4,5; pH высокий (8,5—9,2). Среди продуктов химического осаждения установлены арагонит, аморфное карбонатное вещество, с соотношением Mg/Ca , близким таковому в протодоломите. Постседиментационными продуктами являются протодоломит, доломит и магnezит.

На побережье Туниса, где господствует субтропический аридный климат, распространены осадки типа сабххи [5, 7]. Для них характерен следующий набор минералов: магнизальные кальциты, доломит (протодоломит), глауберит, гипс и небольшая примесь ангидрита.

Таблица I

Распространение, физико-химические свойства сред седиментации и состав некоторых современных доломитовых осадков мелководной зоны осадконакопления

Местонахождение	Климат прилегающей суши	Фациальный тип	Химизм сред седиментации	pH вод	Минералогический состав осадков
Южное побережье Австралии	Субтропический, аридный	Прибрежные или залива, озер	Область смешения морских и пресных вод; Mg/Ca = 1,1-4,5	8,5-9,2	Арагонит, аморфное карбонатное вещество с Mg/Ca отношением, близким протодоломиту, протодоломит, доломит, магнезит
Побережье Туниса (Средиземное море)	Субтропический, аридный	Прибрежные или заливов, лагун	Морская вода и продукты ее испарения	-	Арагонит, магнезиальные кальциты, протодоломит, глауберит, гипс, ангидрит
Отмель Флориды, Флорида	Субтропический, близкий* тропическому, гумидный	Прибрежные или	Морская вода и продукты ее испарения; Mg/Ca = 3,0-5,2	7,4-8,2I	Арагонит, высокомагнезиальные кальциты, протодоломит
Полуостров Катар, Персидский залив	Тропический, аридный	Прибрежные или заливов, лагун, озер	Морская вода и продукты ее испарения: Mg/Ca = 3 - 10	6,0-8,0	Арагонит, кальцит, протодоломит, доломит, гипс, ангидрит, галит
О. Андрос, Багамские острова	Тропический, гумидный	Прибрежные или	Морская вода	9,6	Арагонит, высокомагнезиальные кальциты, протодоломит
О. Бонайре, Антильские острова	Тропический, гумидный	Прибрежные или, озерные	Морская вода, в поровых водах Mg/Ca до 30	-	Арагонит, протодоломит, гипс

В южной части Флориды, т.е. на границе субтропической и тропической гумидных зон, на отмели Шугарлоф распространены карбонатные осадки с доломитом (2). Воды, заполняющие впадины, в которых отмечается небольшая примесь доломита (до 10%), по минерализации, pH и Mg/Ca отношению близки морской воде. Поровые воды из илов, содержащих до 60% доломита, отличаются повышенной хлорностью, более высоким содержанием кальция и магния, повышенной карбонатной щелочностью и Mg/Ca отношением (до 4,6). С доломитом ассоциируются арагонит и высокомагнезиальные кальциты.

Доломитовые образования содержит сабкха Персидского залива [1]. Воды, заполняющие впадины, отличаются повышенной солесностью, Mg/Ca отношение иногда возрастает до 10, pH — до 8 (лагуна Абу-Дхаби). В поровых водах солесность повышается. Доломит встречен вместе с арагонитом, кальцитом, гипсом, ангидритом и галитом. Он преобладает в верхнем слое осадка и его количество вместе с сульфитом и гипсом растет в глубь суши. Часть гипса и ангидрит имеют постседиментационное происхождение.

Доломитовые осадки на отмелях о Андрос (Багамские острова) формируются в области тропического гумидного климата. Они связаны с пелитовыми карбонатными илами или распространены в зоне мангровых зарослей и в области скопления водорослей. Площади развития доломитовых илов занимают сотни км², образуя местами слой до 1,5 м мощности. Доломитовые осадки развиты как в приливной, так и «незаливной» зонах. Характерны местами наблюдаемые случаи замещения доломитом раковин современной фауны [1].

На о. Бонайре (Малые Антильские острова) доломитообразование приурочено к зоне приморской равнины с тропическим гумидным климатом. Доломит представлен мелкими кристалликами, замещающими минералы карбоната кальция [1]. Этот процесс связывают с прорасщиванием вод, обедненных кальцием (Mg/Ca до 30) из озер и лагун, где наблюдается химическое осаждение гипса. Отмечено ковышение pH (до 9,6) в поровых водах пляжных песков [6].

Приведенный обзор позволяет заключить, что при всем разнообразии геохимических и климатических условий во время формирования доломита существуют следующие общие условия: 1) температура выше 20°C и 2) подток вод с высокими отношениями Mg/Ca . Эти общие параметры были положены в основу проводимых опытов. В качестве исходного был выбран хлоридный раствор с хлорностью, равной или близкой 19 г/л,

т.е. отвечающей морской воде нормальной солености. В ходе эксперимента менялись отношения в растворе кальция, магния и натрия. Объем раствора был равен 500 см³. В исходном растворе *pH* равнялась 6,2 — 7,2. Опыты проводились при температуре 20 ± 5° С. В качестве осадителя использовался 4% раствор Na₂CO₃, его объем был равен 50 см³. Осадитель вводился по каплям в течение двух часов при постоянном перемешивании раствора магнитной мешалкой. В ходе опыта систематически замерялась величина *pH*, которая в конце эксперимента повышалась до 9,5—9,9.

Конечным продуктом во всех опытах являлся гелевидный карбонатный осадок, который отделялся от раствора, промывался дистиллированной водой и высушивался на воздухе. В каждом опыте определялось содержание Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, Cl⁻, HCO₃⁻ и CO₃²⁻ как в остаточных растворах, так и в полученных осадках. Кроме того, карбонатный осадок исследовался рентгеновским, термическим способами и методом инфракрасной спектроскопии.

Результаты экспериментов приведены в табл. 2. Она со всей очевидностью свидетельствует, что для рассмотренного случая химический состав карбонатного осадка зависит от соотношения Mg и Ca в исходном растворе. Наиболее богатые магнием карбонатные осадки (Mg/Ca = 0,9 — 1) были получены из исходного раствора с Mg/Ca отношением 5—7. Полученный осадок представлял собой гель практически рентгеноаморфный. В свежем порошке были установлены слабые, нечеткие линии гидрокальцита и магнезиального кальцита.

Увеличение хлорности исходного раствора до 32 г/л, а также уменьшение ее до 8 г/л существенного влияния на состав карбонатного осадка не оказали. Полученные аморфные высокомагнезиальные карбонатные осадки (Mg/Ca = 0,8 — 1) с целью определения устойчивости связи магния в этих образованиях были обработаны растворами разной солености в течение 7 дней (табл. 3). В ходе экспериментов было установлено, что под влиянием растворов с повышенной и близкой к нормальной соленостью магний мигрирует из осадка в раствор почти полностью. По мере понижения солености в осадке сохраняется все большее количество магния, а при обработке дистиллированной водой в нем устанавливаются Mg/Ca отношения, близкие такому в доломите. Следует отметить также, что при обработке осадка в течение 7 дней улучшается степень его кристалличности.

Не менее важные наблюдения были сделаны в карбонатном

Таблица 2

Результаты осаждения карбонатов из хлоридно-карбонатных растворов

№ опы-та	Исходный раствор							Остаточный раствор				Осадок			
	Т опы- та, °С	Концентрация ионов, г/л					Mg Ca	pH	Концентрация ионов, г/л		Mg Ca	pH	Содержание, г		Mg Ca
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	Cl ⁻	CO ₃ ⁻⁻			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	
7	15	0,64	4,54	-	16,8	1,1	7,1	7,0	0,02	2,14	110	9,95	0,10	0,10	I
5	20	0,76	4,1	2,2	19,4	"	5,4	6,4	0,02	1,95	98	9,7	0,13	0,11	0,9
4	24	0,86	5,98	-	17,1	"	5,8	6,6	-	-	-	9,7	0,13	0,10	0,8
14	22	0,42	2,14	2,3	8,5	"	5,1	6,5	-	0,99	-	9,95	0,12	0,13	0,8
13	21	1,28	8,57	3,0	36,7	"	6,7	6,8	0,43	4,35	10	9,50	0,10	0,10	I

Таблица 3

Результаты взаимодействия карбонатных осадков с растворами разной концентрации

№ опы-та	Условия получения осадка					Раствор						Осадок после выдержки				
						До выдержки осадка			После выдержки осадка							
	Т опы- та, °С	концентрация, г/л			Mg Ca	pH конеч- ное	концентрация, г/л			Mg Ca	концентрация, г/л		Mg Ca	содержание, г		Mg Ca
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	
15	15	0,64	3,76	16,9	5,9	9,2	0	0	0	0	0	0,06	0	0,11	0,05	0,45
33	19	0,85	4,29	15,6	5,0	9,8	0	0	0	0	0	0,07	0	0,09	0,03	0,33
16	21	0,64	3,76	16	5,9	9,5	0,32	1,88	7,88	5,8	0,08	1,02	13	0,20	0,04	0,20
18	19	0,64	4,42	16	6,9	9,3	0,64	4,42	16	6,9	0,27	2,26	8	0,20	0,01	0,05
17	16	0,64	4,42	16	6,9	9,3	1,28	8,84	32	6,9	0,69	4,73	7	0,22	0,01	0,05
23	17	0,84	4,24	-	4,9	9,8	1,72	8,44	32	4,9	0,77	4,26	6,5	0,27	0	0

осадке после длительного его хранения. После двухлетней экспозиции аморфный карбонатный осадок с соотношением $Mg/Ca = 1,34$ раскристаллизовался в арагонит, магнезит, кальцит и несквегонит. Осадок кальциевого карбоната дает арагонит и кальцит.

Приведенные данные показывают, что из хлоридно-карбонатного раствора при хлорности 19 г/л и более при отношении Mg/Ca , равном 5—7, возможно выпадение карбонатного осадка с содержанием магния, примерно 1,5 раза превышающего его количество в доломите. При хранении сухого осадка в течение двух лет он перекристаллизовывается, переходя в кальцит, арагонит и гидромагнезит. При контакте осадка с растворами подвижность магния прямо пропорциональна их солонности (хлорности). Максимальные возможности сохранения магния в осадке наблюдались в пресных водах.

Таким образом, полученные экспериментальные данные позволяют объяснить появление высокомагнезиальных карбонатов в современных прибрежных осадках тропических и субтропических зон не повышенной минерализацией сред седиментации, а высокими отношениями магния к кальцию, выпадением слабо-раскристаллизованных высокомагнезиальных карбонатных осадков с последующей их раскристаллизацией в субаэральных условиях или под влиянием опресненных вод*.

Установленные физико-химические закономерности, вероятно, применимы и для более древних доломитов прибрежного генезиса, так как основной фактор, определяющий химическую седиментацию высокомагнезиальных карбонатов — Mg/Ca отношение, мог определяться как осаждением кальциевых карбонатов (арагонит, кальцит и др.) или кальциевых сульфатов, так и воздействием термобарических условий.

* В последнее время студенистые кальций-магнезиальные карбонатные осадки найдены в озерах района лагуны Куронг (Ю.Австралия). Их переход в доломит идет через образование сначала аморфного вещества, впоследствии приобретающего кристаллическую структуру [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. **Карбонатные** породы. Т. I. М.: Мир, 1970. — 395 с.
2. *Atwood D. K., Bubb J. N.* Distribution of dolomite in a tidal flat environment Sugarloaf Key, Florida. — *J. Geol.*, 1970, v. 78, N 4, p. 444—505.
3. *Borch C. C., von der.* The Stratigraphy of modern carbonate sediments of the Coorong area, South Australia. In 25th Int. Geol. Congr. Abstracts, v. 3. Canberra, 1976, p. 848.
4. *Borch C. C. von der, Lock D.* Geological significance of Coorong dolomites. — *Sedimentology*, 1979, v. 26, N 6, p. 813—824.
5. *Gavish E.* Geochemistry and mineralogy of a recent sabkha along the coast of Sinai. Gulf of Suez. — *Sedimentology*, 1974, v. 21, N 3, p. 397—414.
6. *Gnaiger E., Gluth G., Wieser W.* pH fluctuation on an intertidal beach in Bermuda. — *Limnol. and Oceanogr.*, 1978, v. 23, N 5, p. 851—857.
7. *Perthuisot J.—P.* Les depots salins de la Sebkha el Melah de Zar-ris: contribution et modalités de la sedimentation évaporitique. — *Rev. geogr., phys. et géol. dyn.*, v. 16, N 2, p. 177—187.
8. *Skinner H. C.* Precipitation of calcian dolomites and magnesian calcites in the southeast of South Australia. — *Amer. J. Sci.*, 1963, v. 261, N 5, p. 449—472.

УДК 551.351/352+552.5

Об условиях автохтонной седиментации в прибрежных и шельфовых областях. /Казанский Ю. П. — В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1980.

Предлагается типизация обстановок седиментации в прибрежных и шельфовых районах по температурному режиму морской воды и глубине бассейна. Выделены минеральные автохтонные ассоциации для современных ландшафтно-климатических зон и подзон. Показаны стадии развития состава морской воды. Приводятся реконструкции условий автохтонной седиментации для отдельных стадий.

Библ. 51, табл. 6.

УДК 551.466

Типы морского дна. /Пяновская И. А. — В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1980.

Впервые дается подробная классификация типов морского дна, построенная с учетом его состава и плотности. Приводятся многочисленные примеры типов дна современных и древних отложений.

Библ. 73, табл. 1.

УДК 552. 51/512

Осадочные породы сухопитской серии докембрия Енисейского края. /Петров В. Г. — В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1980.

Рассмотрены состав и условия формирования осадочных и осадочно-метаморфизованных пород верхнепротерозойской сухопитской серии. Сделан вывод о циклическом строении разреза.

Библ. 3.

УДК 552.53/54 (571.511) + 551.72

Литологическая характеристика и условия образования вендских отложений западного склона Анабарского поднятия (р. Котуй). /Дыркин В. А. — В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1980

В статье приводится подробное описание минерального состава и структурно-текстурных особенностей карбонатных, карбонатно-терригенных и сульфатных отложений венда бассейна нижнего течения р. Котуй. На основании структурных особенностей, а также минерального состава пород, делаются выводы о режиме морского бассейна, в котором аккумуляровались эти отложения.

Библ. 6.

УДК 552.51/52

Петрохимия, геохимия и реконструкция обстановок осадконакопления ауминза-бесапанского комплекса Южного Тамдытау. /Сараев С. В. — В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1980.

Дана детальная характеристика отложений ауминза-бесапанского комплекса Южного Тамдытау. Произведены петрохимические пересчеты для метаморфизованных осадочных пород. Расшифрованы особенности первичного состава осадков, реконструированы условия древней седиментации.

Ил. 9, табл. 5.

УДК 552.52 (571.1) + 551.72 + 551.3.051

Эволюция условий выветривания и осадконакопления в рифее и фанерозое Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты. /Акульшина Е. П. — В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1980

По геохимическим особенностям глинистого вещества устанавливается направленная и периодичная эволюция интенсивности, физико-химической среды выветривания на суше и условий осадконакопления в рифее и фанерозое

Табл. 1.

УДК 552.52 (575.1) + 551.3.051

Состав глинистого вещества, строение и условия осадконакопления ауминза-бесапанского комплекса Южного Тамдытау. /Акульшина Е. П., Писарева Г. М. — В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1980.

Дается минеральный и химический состав глинистого вещества терригенных пород ауминза-бесапанского комплекса. С помощью геохимических параметров выявляются условия осадконакопления и цикличное строение комплекса

Ил. 3, табл. 8.

УДК 549.742.111 (121) + 551.35.054.3

Об использовании экспериментальных исследований для расшифровки современного и древнего морского доломитообразования. /Казанский Ю. П., Любушко Г. И. — В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1980.

Выполнена серия экспериментов с хлоридно-карбонатными растворами в условиях, близких обстановкам современного доломитообразования. Доказано, что из раствора осаждается кальций-магnezиальный карбонат аморфной структуры, который сохраняет повышенные количества магния только в опресненных и пресных водах. При длительном хранении в воздушной среде аморфный карбонат раскristаллизовывается в кальцит, арагонит, магнезит и другие минералы.

Табл. 3.

СОДЕРЖАНИЕ

От редактора	3
Казанский Ю. П. Об условиях автохтонной седиментации в прибрежных и шельфовых областях	5
Пяновская И. А. Типы морского дна	23
Петров В. Г. Осадочные породы сухолитской серии докембрия Енисейского кряжа	37
Дымкин В. А. Литологическая характеристика и условия образования вендских отложений Западного склона Анабарского поднятия (р. Котуй)	55
Сараев С. В. Петрохимия, геохимия и реконструкция обстановок осадконакопления ауминза-бесапанского комплекса Южного Тамдыгау	73
Акульшина Е. П. Эволюция условий выветривания и осадконакопления в рифее и фанерозое Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты	101
Акульшина Е. П., Писарева Г. М. Состав глинистого вещества, строение и условия осадконакопления ауминза-бесапанского комплекса Южного Тамдыгау	126
Казанский Ю. П., Любушко Г. И. Об использовании экспериментальных исследований для расшифровки современного и древнего морского доломитообразования	140
Рефераты	148

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МОРСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ И ПАЛЕОЗОЕ

Сборник научных трудов

Ответственный редактор Юрий Петрович Казанский

Подписано к печати 11.XII.1980 г. МН 06433.
Бумага 60×84/16 Печ. л. 9, 25 + 2 вкл. Уч.-изд. л. 8,6.
Тираж 500. Заказ 13. Цена 1 р 30 к.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.

Цена 1 руб.30 коп

3414