

ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ В СКЛАДЧАТЫХ И ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЯХ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

© 2010 г. И. М. Симанович, М. И. Тучкова

Геологический институт РАН
119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7
E-mail: tuchkova@ginras.ru

Поступила в редакцию 23.11.2009 г.

На основании результатов исследований авторов статьи и литературных данных проведен сравнительный анализ постдиагенетических преобразований терригенных комплексов на платформах и в породных бассейнах, образовавшихся в результате тектонических деформаций осадочных бассейнов пассивных окраин континентов. В платформенных условиях главным признаком литогенеза погружения (катагенеза) является вертикальная прогрессивная зональность преобразования структур терригенных пород, аутигенного минералогенеза и трансформации органического вещества, которые коррелируют с палеоглубинностью, палеотемпературным градиентом, а также с ростом литостатического и флюидного давления при ($P_s = P_f$). Орогенный (или динамический) литогенез, осуществляющийся в условиях складчатых деформаций в породных бассейнах пассивных окраин континентов, отличается от литогенеза погружения (катагенеза) формированием структур растворения в терригенных породах под действием стресса, флюидным режимом ($P_s > P_f$) и, как следствие, иным характером перераспределения растворенного вещества.

Ключевые слова: *терригенные комплексы, континентальные окраины, постдиагенетическое преобразование, складчатые пояса, индекс Кюблера.*

Складчатые пояса, разделяющие и обрамляющие древние платформы с докембрийским фундаментом, составляют значительную часть континентов. Древние платформы занимают площадь около 40%, молодые (эпикаледонские и эпигерцинские) – не более 5% современных континентов. Складчатые системы и пояса представляют собой сложный коллаж деформированных осадочных бассейнов (ОБ) различных типов, обломков континентов, островных дуг, образований ложа океанов. Внешние зоны складчатых систем формируются, как правило, за счет ОБ пассивных окраин континентов; внутренние зоны, распознающиеся по офиолитовым покровам, представлены осадочно-пирокластическими толщами преддуговых, междуговых и тыловодужных прогибов [32].

Геодинамика и тип коры (литосферы) определяют особенности ОБ: механизм их образования, термальный режим, типы осадочных формаций, мощность осадочного выполнения. Геодинамическими особенностями ОБ различных типов также обусловлены закономерности седиментации и постседиментационных преобразований. Процессы, преобразующие осадочные и вулканогенно-осадочные породы, *предопределяются* их накоплением в том или ином типе ОБ, а также их последующей геодинамической эволюцией. Мы различаем недеформированные и деформированные ОБ [25]. Одни ОБ (например, синеклизы древних платформ) остаются

практически недеформированными на протяжении длительных периодов геологического времени. Другие (пассивные окраины континентов) могут оставаться в состоянии относительного тектонического покоя в течение многих миллионов лет, после чего вовлекаются в складчато-надвиговые деформации. Наконец, осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы активных окраин континентов нередко деформируются еще в пластично-рыхлом состоянии, образуя аккреционные призмы [35].

Постседиментационные литогенетические процессы в недеформированных и деформированных ОБ происходят по различным сценариям (табл. 1). Важнейший фактор, определяющий разный характер постседиментационных процессов в додеформационный и деформационный периоды существования ОБ – флюидный режим. По представлениям А.А. Маракушева [15], флюидный режим недеформированного ОБ характеризуется относительным равенством литостатического и флюидного давления ($P_s = P_f$), что даже при повышенных температурах препятствует протеканию главных метаморфических реакций – дегидратации и декарбонатизации. При стрессовых деформациях осадочных толщ литостатическое давление становится значительно больше флюидного ($P_s \gg P_f$).

Очевидно, что геодинамические условия, определяющие процессы преобразования терригенных комплексов, весьма разнообразны. В настоя-

Таблица 1. Геодинамические типы постседиментационного литогенеза

Типы ОБ	Стадии постседиментационного литогенеза		Примеры (ссылки)
	Недеформированные ОБ	Деформированные ОБ	
Древние и молодые платформы	Диагенез ↓ Катагенез		[8, 16, 21, 22, 25]
Рифты и авлакогены	Диагенез ↓ Катагенез ↓ Метаморфизм погружения (?)	← Катагенез → Метакатагенез (анхиметаморфизм)	[12, 22, 39] [19, 20]
Пассивные окраины континентов	Диагенез ↓ Катагенез	← Катагенез → Орогенный катагенез ↓ Метакатагенез (анхиметаморфизм) ↓ Метаморфизм	[14, 25, 28] [10, 11, 27, 32] [9, 24, 39]
Активные окраины континентов	Диагенез ↓ Катагенез (цеолитовая фация метаморфизма)	← Катагенез → Аккреционный катагенез ↓ Метаморфизм глаукофанового типа	[35]

щей статье мы ограничимся сравнительным анализом постседиментационных процессов в палеобассейнах, представленных деформированными терригенными отложениями пассивных окраин континентов, и в терригенных комплексах древних и молодых платформ. При написании данной работы мы опирались на опубликованные материалы собственных исследований [21–27, 29, 30], а также на литературные данные.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Согласно представлениям отечественных ученых [10–12], сложившихся во второй половине XX в., по мере погружения осадочных пород происходит *постепенное* нарастание степени их преобразования от диагенеза к метаморфизму по схеме: диагенез → начальный катагенез → глубинный катагенез → метакатагенез → метаморфизм. Под влиянием идей Л.В. Пустовалова [18], А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов [10] пришли к выводу, что стадия регионального эпигенеза (катагенеза) подготавливает неравновесные системы осадочных пород к постепенному переходу к метаморфизму. На примере складчатой системы Западного Верхоянья эти авто-

ры постулировали постепенное стирание специфики петрографического состава пород верхоянского терригенного комплекса при их погружении на все большие глубины и их переход к биотитовой, а затем и к ставролитовой ступеням метаморфизма.

Многие зарубежные ученые, исследовавшие данную проблему [41, 42, 44], также считают, что степень преобразования осадочных пород непосредственно связана с глубиной их погружения в соответствии с представлениями о “метаморфизме погружения”, развитыми в работах Г. Винклера [3] и ряда других петрологов.

Недавно опубликованы рекомендации IUGS Субкомиссии по систематике метаморфизованных осадочных пород [40]. По ее предложению под *диагенезом* понимаются все химические, физические и биологические изменения, которым подвергаются осадочные породы после отложения, в течение и после литификации (исключая выветривание и метаморфизм). Различаются:

поверхностный (shallow) диагенез: химические, минералогические, физические и биологические изменения, которые имеют место в осадках, в условиях, не сильно отличающихся от таковых в момент образования осадка;

глубинный (deep) диагенез: преобразования, характерные для реакций глинистых минералов (таких как трансформация смектита в иллит, каолинита в диккит, а также увеличение содержания иллитовых слоев в смешанослойных глинистых минералах);

очень низкоградентный (very low-grade) метаморфизм авторы “Рекомендаций” рассматривают как переходную зону между диагенезом и метаморфизмом, при этом они считают, что переход между этими стадиями *постепенен* и обусловлен глубоким погружением осадочных комплексов.

Для установления постседиментационной зональности в осадочных комплексах широко применяется иллитовый индекс Кюблера (Kübler index) (KI), а также степень упорядоченности смешанослойных глинистых минералов, которые устанавливаются с помощью рентгеноструктурного анализа [23, 43, 45, 46]. В. Кюблер [44], на основании значительного иллитового индекса KI, предложил различать следующие зоны постседиментационного преобразования терригенных пород:

Зона диагенеза – значения иллитового KI более чем $0.42 \Delta^{\circ}2\theta \text{ CuKa}$.

Анхизона – переходная между зоной диагенеза и эпизоной. Характеризуется значениями KI между 0.42 и $0.25 \Delta^{\circ}2\theta \text{ CuKa}$. Преобразования осадочных пород этой зоны именуются *анхиметаморфизмом*.

Эпизона – зона *low-grade metamorphism*; KI меньше, чем $0.25 \Delta^{\circ}2\theta \text{ CuKa}$.

Учение о постдиагенетических преобразованиях терригенных комплексов возникло и развивалось на основе исследований, проводившихся в нашей стране и за рубежом главным образом в пре-

делах складчатых областей. Основываясь на постулатах господствовавшей в середине XX в. геосинклинальной парадигмы, литологи и геологи-метаморфисты предполагали, что в наиболее погруженных участках геосинклинальных трогов, при мощности накопившихся осадков до 20 км [11], происходил переход от зоны катагенеза (эпигенеза) к зоне метагенеза (анхиметаморфизма) и далее – к метаморфизму фации зеленых сланцев. В недавно опубликованной работе В.Н. Холодов, также придерживающийся геосинклинальной концепции, несколько по иному трактует проблему перехода от стадии катагенеза к стадии метагенеза: “Как правило, метагенетические изменения проявляются в условиях геосинклиналей, находящихся на орогенной стадии развития... инверсии, складкообразования, разломная тектоника и внедрение интрузивных тел, сформировавших ороген, наложились на минералогические следы инфильтрационных и элизионных процессов, т.е. на различные типы минералогическо-геохимической катагенетической зональности” [33, стр. 128–129].

В настоящее время механизмы формирования складчатых областей трактуются с позиций тектоники плит, однако представления о том, что литогенез (и метаморфизм) погружения контролируется главным образом мощностью накопившихся осадков, оказались очень живучими. Следует добавить, что многочисленные исследования по выявлению постседиментационной зональности с использованием индекса Кюблера выполнены также только в пределах складчатых зон.

Очевидно, что катагенез (литогенез погружения) в чистом виде происходил только в пределах платформ и не обнаруживает признаков перехода к метагенезу и, тем более, к метаморфизму (за исключением рифтогенных структур). Как уже указывалось (табл. 1), в пределах складчатых зон катагенез сменяется процессами, в которых определяющее значение имеет боковое давление (стресс). Еще В.Д. Шутов [37] заметил, что в областях с аномально высокими давлениями, связанными с надвиговой тектоникой, постседиментационные преобразования приобретают другие, своеобразные минералогические черты, не связанные с литогенезом погружения. Стадия бытия осадочных пород, связанная со складчатостью и стрессом, названа В.Т. Лукьяновой [14] орогенным катагенезом, что не совсем верно: приставка ката- означает “вниз”. Поэтому правильнее называть ее “орогенным (или динамическим) литогенезом”. В складчатых областях часто наблюдается отчетливая зональность: орогенный литогенез → метагенез (анхиметаморфизм) → метаморфизм. Орогенный литогенез по минералогическим проявлениям почти не отличается от литогенеза погружения (катагенеза), однако в песчаниках на этой стадии преобразования структуры растворения формируются под действием бо-

вого давления, а гравитационно ориентированные структуры растворения отсутствуют.

ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ ПАССИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ

Южный Дагестан

В статье И.М. Симановича, Д.И. Головина, М.И. Буюкайте и др. [27] на примере тоар-ааленских комплексов Южного Дагестана рассмотрено влияние геодинамических факторов на постседиментационный литогенез терригенных толщ при смене режима от пассивной континентальной окраины к активной.

По данным В.Т. Фролова [31] и Ю.О. Гаврилова [4] ниже-среднеюрский терригенный комплекс Северо-Восточного Кавказа формировался под влиянием крупной речной системы, выносившей в бассейн седиментации огромные массы терригенного материала. Накопление осадков дельты имело отчетливо циклический характер: в разрезах, в различных соотношениях, чередуются песчаники, алевролиты и аргиллиты. Песчаные породы, представленные литокластическими кварцевыми граувакками, хорошо промыты (почти не содержат глинистого цемента) и сортированы, что, вероятно, послужило основным фактором длительного сохранения рыхлой консистенции песков в процессе литогенеза погружения. Литификация песчаных пород (орогенный литогенез) происходила уже в деформационную стадию существования ОБ.

М.Г. Ломизе и Д.И. Панов [13] выявили последовательность событий при преобразовании Кавказской пассивной континентальной окраины в активную. Ими установлен повсеместный перерыв осадконакопления в конце аалена–начале байоса, что обусловлено общим поднятием континентальной окраины, отмиранием рифтогенных структур, а также складчато-разрывными деформациями, перечеркнутыми к ее простирацию. По данным этих авторов, объем стратиграфического перерыва, определяющего время проявления и снятия сжимающих напряжений, укладывается во временной интервал 178–175 млн. лет. Эти события обусловлены началом субдукции, точнее, ее амагматической фазой, продолжавшейся около 3 млн. лет.

В постседиментационной истории тоар-ааленских терригенных толщ Южного Дагестана можно выделить три периода: 1) литогенез погружения на фоне прогрессирующего рифтинга и углубления бассейна; 2) орогенный (синскладчатый) литогенез (режим сжатия); 3) период после завершения раннеальпийской складчатости.

Глинистые породы (в том числе и глинистые алевролиты) уплотнялись и литифицировались в процессе литогенеза погружения на глубину 5–7 км. При этом освобождалось огромное ко-

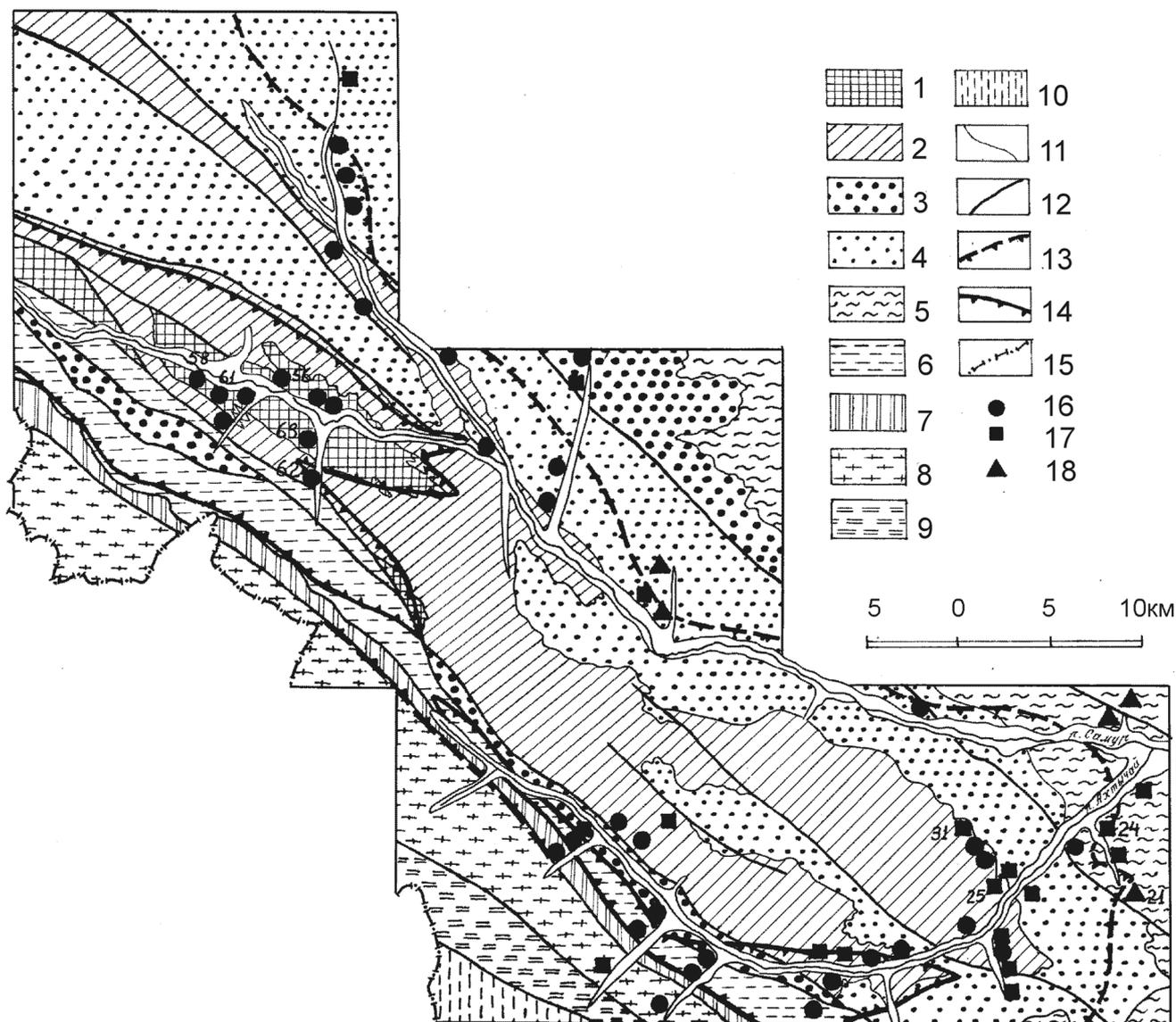


Рис. 1. Схема геологического строения и зоны постседиментационного преобразования (Южный Дагестан).

1–2 – нижняя юра: 1 – нижний-верхний тоар; 2 – верхний тоар; 3–8 – нижняя и средняя юра: 3 – тоар-аален (свита бурши на севере и бежетинская свита на юге), 4 – нижний аален, 5 – нижний-верхний аален, 6 – верхний аален, 7 – аален-байос, 8 – байос-бат; 9 – верхняя юра; 10 – верхняя юра-нижний мел; 11 – геологические границы; 12 – разломы; 13 – граница зон орогенного литогенеза I и II ($KI = 0.60$); 14 – граница зоны орогенного литогенеза II и метагенеза ($KI = 0.42$); 15 – государственная граница; 16–18 – точки опробывания минералов ряда гидрослюда-серицит (16 – $\Delta d = 0-0.05$, 17 – $\Delta d = 0.06-0.15$, 18 – $\Delta d > 0.15$).

личество свободной, гигроскопической, пленочной и, частично, конституционной воды. В ритмично построенных терригенных толщах эта вода неизбежно должна была повышать флюидное давление в песчаных породах, препятствуя их литификации в процессе литогенеза погружения. Нижне- и верхнетоарские глинистые породы представлены очень плотными аргиллитами, для которых характерна карандашная отдельность, ориентированная по осям складок; этот вид отдельности, вероятно, возникает при хрупких синскладчатых деформаци-

ях уплотненных аргиллитов, зажатых между изгибаемыми еще относительно пластичными пластами песчаных пород. Верхнеааленские глинистые породы, очевидно, погружавшиеся на значительно меньшие глубины, сохранили способность к частичному размоканию.

В песчаниках зоны орогенного литогенеза (рис. 1) интенсивно развиты структуры растворения между обломочными зернами. Морфологически они не отличаются от подобных структур, развитых в песчаниках, преобразование которых соот-

ветствует стадии глубинного катагенеза, однако отсутствуют какие-либо признаки, свидетельствующие о гравитационной коррозии под действием литостатической нагрузки. Наблюдается значительное (15–20%) уменьшение линейных размеров обломочных зерен, что соответствует переходу в растворенное состояние 25–40% их объема [8]. Однако переотложения растворенного вещества (прежде всего кремнекислоты) внутри пластов не происходило, о чем свидетельствует полное отсутствие регенерационных каемок на обломочных зернах кварца, содержание которых в описываемых граувакках составляет 40–60%.

Пласты песчаников во всех направлениях рассечены прожилками с чрезвычайно расплывчатыми контурами, состоящими из кварца с примесью хлорита. Нередко эти прожилки ветвятся, захватывая обломочные зерна песчаников, что, по-видимому, свидетельствует о том, что породы во время их образования еще не были полностью литифицированными. Вероятно, эти прожилки являлись зонами фильтрации, через которые выносилось растворенное вещество. Эти же пласты граувакк рассечены кварцевыми прожилками с четкими контурами, сформировавшимися позже, при хрупких деформациях после завершения литификации пород. Прожилки второй генерации секут зоны фильтрации. В целом эти наблюдения позволяют предположить, что формирование структур растворения под боковым (стрессовым) давлением, сопровождавшееся выносом кремнекислоты и других компонентов за пределы пластов, происходило в иных, по сравнению с литогенезом погружения, флюидных условиях, при $P_s > P_f$, характерных для процессов, протекающих в динамических условиях, сопровождавшихся складкообразованием.

При приближении к зонам кливажа и расщепления, а также непосредственно в песчаных пластах в пределах этих зон, развиты сутурные поверхности растворения, которые можно трактовать как начальные проявления межзернового кливажа.

В зоне кливажа глинистые породы, содержащие незначительное количество тонкоалевритовой примеси, интенсивно расщеплены, при этом расстояние между поверхностями кливажа составляет сотые доли миллиметра. Макроскопически – это пластинчатые, легко расщепляющиеся по кливажу породы темно-серого или почти черного цвета (“аспидные сланцы”). В шлифах устанавливается соотношение сланцеватости (кливажа) и первичной слоистости. Как правило, кливаж и слоистость образуют небольшой угол (15–30°), что, скорее всего, свидетельствует о синскладчатом или постскладчатом происхождении кливажа.

Песчаные прослои, присутствующие в кливажированных зонах, также образуют небольшие углы с поверхностями кливажа. Кливаж в песчаниках слабо развит, микроскопически в них, наряду с кон-

формными, развиты сутурные поверхности растворения. На более ранние вторичные изменения глинистых минералов наложены метадигенетические преобразования. Это положение доказывается противоположно направленными возрастными трендами по **K-Ar определениям** [27] для пород зон орогенного литогенеза и метадигенеза. Из анализа этих данных следует, что метадигенез глинистых пород, генетически связанный с кливажом, проявился после завершения орогенного литогенеза приблизительно 180 млн. лет назад.

Таким образом, мы имеем основания предполагать, что к моменту начала складчатости пласты юрских песчаных пород в пределах изученного района не были литифицированы. Их литификация происходила в условиях сжатия при складкообразовании на протяжении достаточно долгого периода времени и, вероятно, дискретно. Интенсивный кливаж формировался под действием бокового стресса, почти исключительно в глинистых слоях, зажатых между пластами более компетентных, литифицированных (в процессе орогенного литогенеза) песчаных пород.

Зона кливажа составляет не более 25% площади района работ. Граница этой зоны практически совпадает с изолинией индекса Кюблера (KI, см. рис. 1), равного 0.42, т.е. значения, которое, по мнению некоторых зарубежных ученых [43, 46] соответствует верхней границе зоны анхиметаморфизма (метадигенеза) [27].

Процессы орогенного литогенеза и метадигенеза как песчаных, так и глинистых пород тоар-ааленского возраста, по-видимому, развивались прерывисто-непрерывно в обстановке сильного сжатия, что сопровождалось поперечным сокращением площади бассейна, интенсификацией и усложнением складчато-разрывных нарушений и, главное, увеличением степени литификации пород, и прежде всего, песчаников. До начала деформаций накопившиеся осадочные толщи преобразовывались в результате увеличения мощности осадков, за счет их уплотнения и обезвоживания. С проявлением деформаций произошло усиление уровня постседиментационных преобразований, в результате литифицированные тоар-ааленские осадки, находившиеся во фронтальной части при столкновении с Закавказским массивом оказались кливажированными. В это же время в них произошла перестройка K-Ar и Rb-Sr изотопных систем.

Южное Верхоянье

Н.Г. Андриянов [1] обнаружил в Южно-Верхоянском синклинии проявления метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, ранее неизвестные на территории Верхоянья. Описание преобразований терригенных пород и карта метаморфической зональности Южно-

Верхоянского синклинория опубликованы в статье И.М. Симановича и Н.Г. Андриянова [24].

На территории Южно-Верхоянского синклинория развиты весьма однородные терригенные толщи, датируемые поздним карбоном и пермью, представленные более или менее ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов; мощность осадочной призмы составляла, по-видимому, 5–7 км. Терригенные отложения состоят из полимиктовых песчаников (граувакк), алевролитов и глинистых сланцев, значительно (до 2%) обогащенных органическим веществом.

Породы верхоянского терригенного комплекса в пределах синклинория смяты в линейные складки субмеридонального и северо-восточного прстирания, осложненные мелкой складчатостью, кливажом и разрывными нарушениями. Почти через весь район с юго-запада на северо-восток протягивается зона шириной до 20 км мелкой изоклиальной складчатости, запрокинутой на запад, в ней развит интенсивный кливаж. Именно к этой зоне приурочен метаморфизм пород.

По данным Ю.В. Архипова [2], накапливавшиеся в течение огромного интервала времени терригенные толщи не испытывали заметных дислокаций. Основная складчатость западных структурных зон в пределах Верхоянско-Колымской складчатой системы – результат последовательного продвижения на запад литосферных пластин, при этом продвижение западных пластин и связанные с этим складчатость и надвигообразование произошли лишь в мезозое и раннем кайнозое.

Литогенез погружения терригенных толщ региона (глубинный катагенез) продолжался от позднего карбона до мезозоя. Его наиболее важные проявления – конформные, реже микростилолитовые контакты между обломочными зернами. Зерна кварца регенерированы. Глинистые минералы представлены гидрослюдами (преобладает политип 2М) и хлоритом.

Последующие преобразования (метагенез и метаморфизм) накладывались на породы, прошедшие стадию глубинного катагенеза. В зоне метагенеза интенсивно развит кливаж, определяющий формирование структур пород в зонах интенсивной складчатости: метагенетическое структурообразование контролируется не литостатической нагрузкой, а стрессом. Характерными аутигенными минералами этой зоны являются альбит, серицит, эпидот, хлорит и пирит.

Изограда биотитовой подзоны динамотермального метаморфизма устанавливается по массовому появлению новообразованного порфиробластического биотита. Метапесчаники в этой зоне обладают сланцеватостью, иногда гнейсовидны. Метаалевролиты и метааргиллиты филлитовидны, сильно рассланцованы, с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости и с “узелками” порфиробластических выде-

лений ставролита и граната (в ставролитовой подзоне). Широко развиты мусковит, альбит и эпидот, обломочный кварц метаморфизован.

Оформившаяся в эпоху мезозойской складчатости постседиментационная зональность (рис. 2) не обнаруживает зависимости от мощности перекрывающих толщ. Напротив, зоны секут стратиграфические границы, и интенсивность постседиментационных преобразований не зависит от возраста пород.

Западная Чукотка

На территории Анюйского субтеррейна Западной Чукотки триасовые отложения представлены однородными терригенными толщами, с ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Общая мощность отложений составляет около 5 км. Для минерального состава песчаников триаса характерен граувакковый состав, но песчаники различаются по содержанию матрикса. В нижне-среднетриасовых песчаниках его содержание составляет более 15%, в верхнетриасовых – менее 15%.

В регионе было выделено два деформационных этапа, позднее в результате детальных исследований установлено два основных и два второстепенных события, связанные со складчатостью и формированием надвигов. Для структурных форм, включающих крупные региональные складки, установлена ориентировка ССЗ-ЮЮВ простираения [7].

Интенсивно дислоцированные осадочные толщи триаса характеризуются разной степенью постседиментационных преобразований. На площади их развития можно выделить три зоны: 1) зона развития новообразованного хлорита с небольшой примесью иллита и смешанослойного минерала типа неупорядоченного хлорит-сметита; 2) зона новообразованных фенгита, иллита и хлорита; 3) зона новообразованного фенгита. Граница между двумя последними проводится по появлению интенсивного кливажа как в сланцевых, так и в песчаных разностях, по рекристаллизационно-грануляционному бластезу кварцевых зерен, а также по индексу Кюблера.

Песчаники зоны 1 обладают коррозионным цементом пленочного типа слюдистого или хлорит-слюдистого состава, участками наблюдаются регенерационные каймы кварца. Исходные обломочные структуры хорошо видны, но участками наблюдаются конформные и инкорпорационные взаимоотношения зерен. Аутигенные минералы представлены слюдой, хлоритом, кварцем, пиритом, карбонатом и гидроокислами железа.

Песчаники зон 2 и 3 характеризуются столь интенсивными преобразованиями, что первичные седиментационные признаки и обломочное строение пород распознаются только в реликтовых участ-

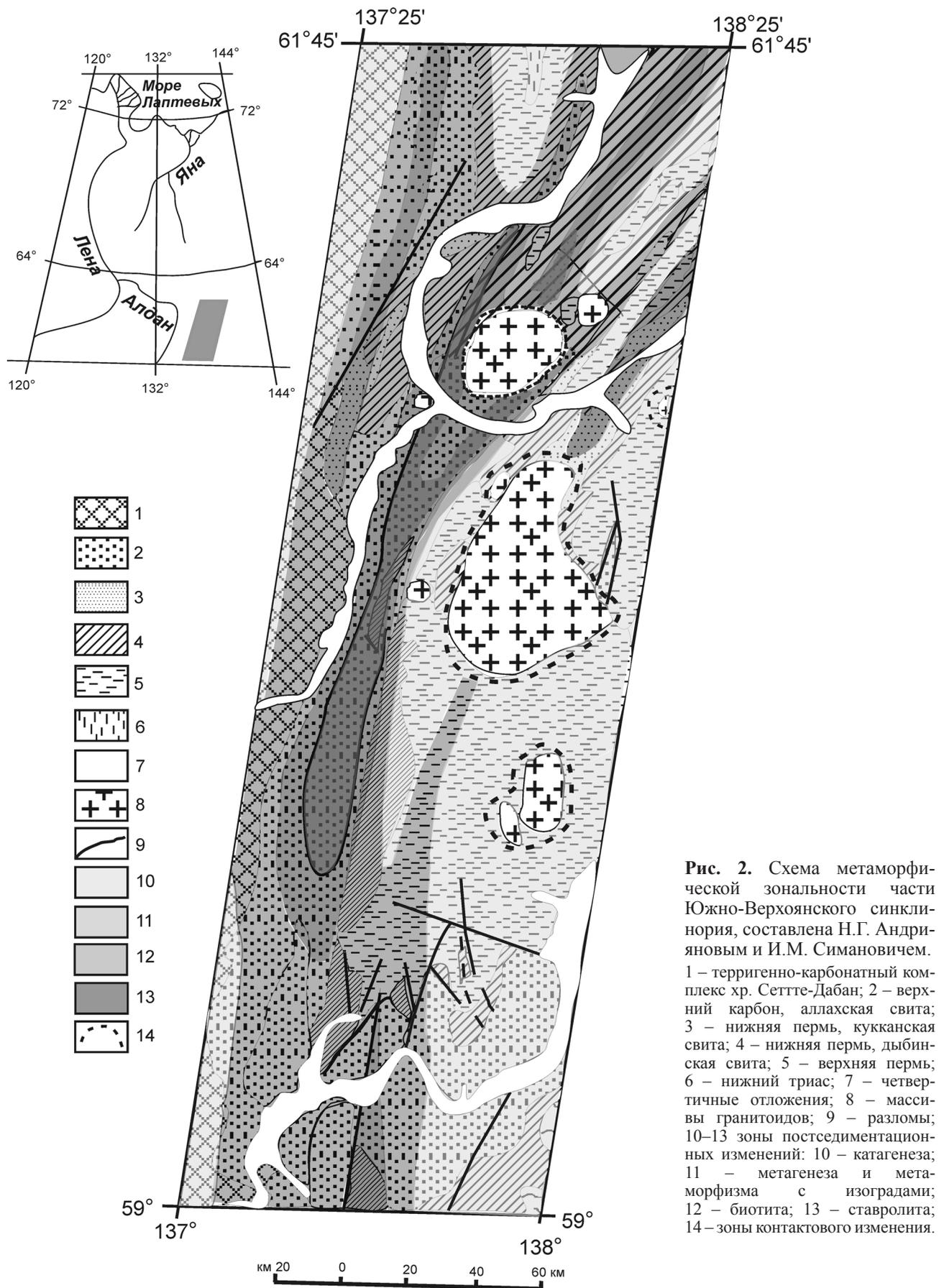


Рис. 2. Схема метаморфической зональности части Южно-Верхоянского синклинория, составлена Н.Г. Андрияновым и И.М. Симановичем. 1 – терригенно-карбонатный комплекс хр. Сетте-Дабан; 2 – верхний карбон, аллахская свита; 3 – нижняя пермь, кукканская свита; 4 – нижняя пермь, дыбинская свита; 5 – верхняя пермь; 6 – нижний триас; 7 – четвертичные отложения; 8 – массивы гранитоидов; 9 – разломы; 10–13 зоны постседиментационных изменений: 10 – катагенеза; 11 – метагенеза и метаморфизма с изоградами; 12 – биотита; 13 – ставролита; 14 – зоны контактового изменения.

ках. В участках развития кливажа преобладают метаморфические текстуры и структуры. На контактах зерен кварца отмечается рекристаллизационно-грануляционный бластез с превращением отдельных зерен кварца в микрогранобластовые агрегаты, которые цементируют терригенные зерна. При этом контуры первичных зерен не совпадают с контурами зерен в современной породе. Прожилки и микротрещинки в породе выполнены кварцем, новообразованные хлорит и слюда присутствуют в массе породы и частично замещают обломочные минералы.

Состав глинистых фракций в цементе песчаников позволяет точнее установить уровень преобразования осадочных пород. В фенгитах зоны 3 наблюдается полное отсутствие смешанослойных фаз, слюды высококристаллические, с четкими базальными рефлексами 9.96–10.1, параметр $\Delta^2\theta$ измеряется от 0.2 до 0.25. Подобное значение индекса Кюблера и высокое содержание щелочей в аутигенных слюдах (больше 0.85) отражает высокую степень преобразования пород, и позволяет отнести породы с подобными характеристиками к зоне зеленосланцевого метаморфизма [9].

На основании значения индекса Кюблера и содержания смешанослойных фаз в аутигенных слюдах, зоны 2 и 1 можно также отнести к анхизоне, но зона 1 характеризуется меньшими постседиментационными преобразованиями, поскольку обнаруживает некоторое количество смешанослойных фаз в глинистой фракции. Сопоставление составов аутигенных и обломочных слюд во всех зонах показывает, что усреднения составов тех и других не произошло, следовательно, даже в зоне зеленосланцевого метаморфизма процесс неравновесный.

Распределение постседиментационной зональности следующее. Наиболее деформированные и преобразованные до стадии зеленосланцевого метаморфизма толщи наблюдаются на границе двух террейнов: южного обрамления Чукотского и северной границе Южно-Ануйского. Для зоны зеленосланцевого метаморфизма характерно проявление двух типов кливажа, к северу и к югу от нее наблюдается зона с одним кливажем и меньшими постседиментационными преобразованиями (анхизона) (рис. 3). Постседиментационная зональность сечет стратиграфические границы: наиболее преобразованы не наиболее древние породы, а те, которые интенсивнее деформированы.

Таким образом, в осадочных бассейнах (ОБ) пассивных окраин континентов могут осуществляться как минимум два типа постседиментационных преобразований. Первый тип обусловлен глубоким погружением осадочных толщ (литогенез погружения). Второй тип – это наложенные зональные изменения, не коррелирующие с глубиной погружения, но возникающие под действием тепловых потоков и деформации пород в периоды тектониче-

ской перестройки ОБ и формирования складчатых систем. В зависимости от геодинамической обстановки, которая сложилась в постседиментационные (и постдиагенетические) этапы существования ОБ пассивных окраин континентов, в одних случаях метагенезу (анхиметаморфизму) предшествовали процессы, характерные для литогенеза погружения (глубинный катагенез), причем метагенез и зональный метаморфизм, наложенные на глубинный катагенез, не имеют между собой постепенных переходов. В других случаях в песчаных породах стадия глубинного катагенеза не проявлена. Их литификация происходила на фоне складчатости и бокового сжатия, в результате процессов орогенного литогенеза. Эта стадия (зона), в отличие от глубинного катагенеза, обнаруживает постепенные переходы к метагенезу (анхиметаморфизму). Формирующаяся при этом зональность не контролируется глубиной погружения осадочных комплексов, а зависит от интенсивности проявлений складчатости, кливажа, тепловых потоков.

По представлениям С.П. Кориковского, тип зонального метаморфизма, подобный описанному в южном Верхоянье, связан с термальными куполами, возникшими при коллизионных процессах [9]. При этом в осевых частях складчатых структур возникают флюидно-тепловые потоки; их существование в эрозионных срезях фиксируется изоградами прогрессивного метаморфизма. Такого рода ореолы, возникающие над термальными куполами, могут быть весьма протяженными, до 1000 км. Относительно слабый зональный метаморфизм в пределах Южно-Верхоянского синклиория, вероятно, соответствует срезу верхней части термальной антиклинали, возникшей над термальным куполом. Соответственно, зона интенсивного и слабого метагенеза (анхиметаморфизма) фактически является периферийной зоной низкотемпературного метаморфизма, в которой еще отсутствуют метаморфогенные минералы.

ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Для осадочных комплексов древних платформ характерно зональное проявление постседиментационных преобразований. Например, А.В. Копелиович [8] в древних толщах юго-запада Восточно-Европейской платформы выделил две зоны. Нижняя зона (глубинный катагенез) характеризуется интенсивным развитием структур растворения под давлением. В песчаных породах проявлены пластические и хрупкие деформации зерен полевых шпатов, деанортитизация плагиоклаза, развиты аутигенные калиевые полевые шпаты и альбит. Для верхней зоны (начальный катагенез) характерно очень слабое развитие структур растворения под давлением. Столь интенсивные преобра-

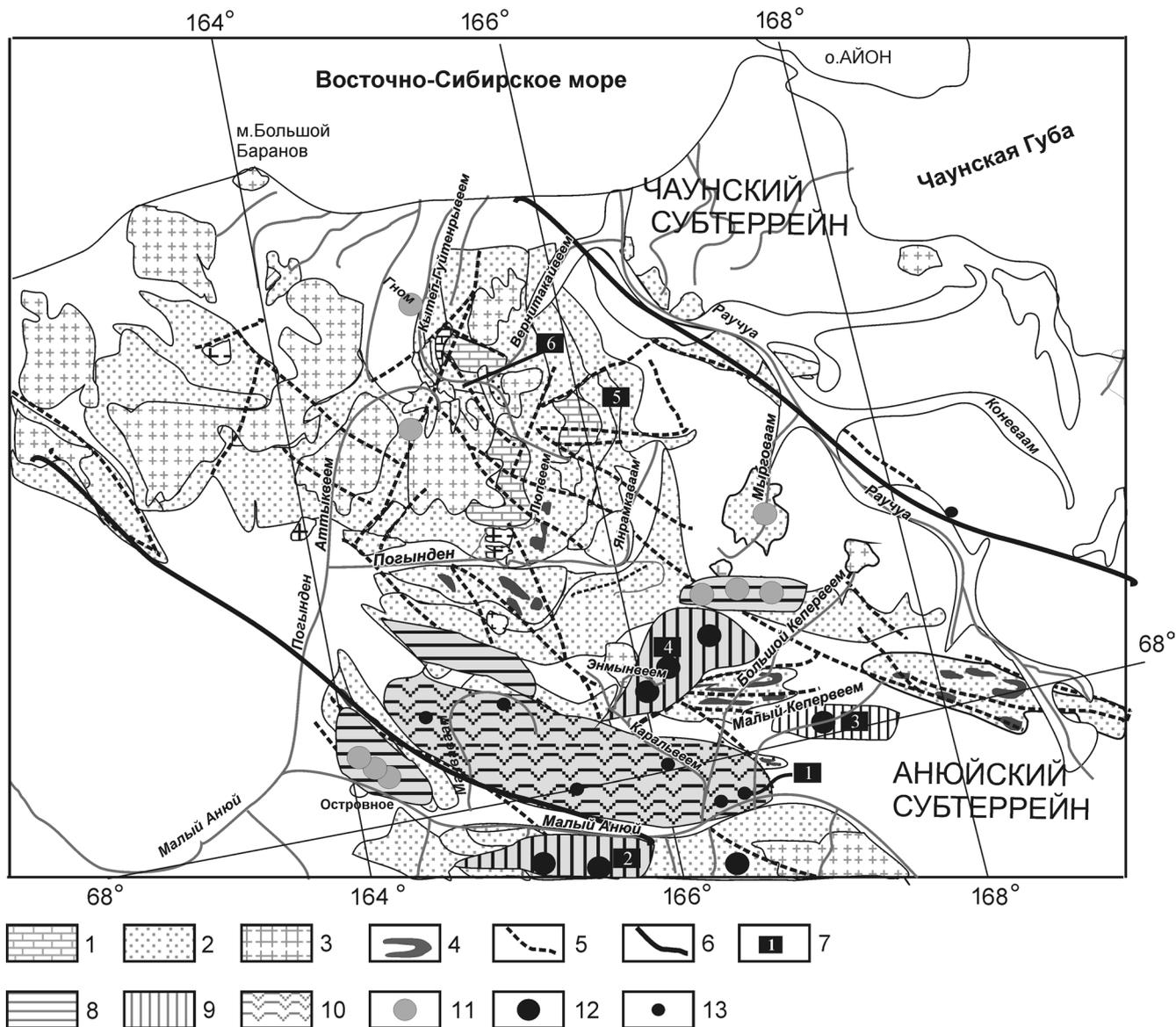


Рис. 3. Схема, иллюстрирующая положение зон постседиментационных преобразований песчаников триасовых отложений Западной Чукотки, с разными индексами Кюблера (KI).

1 – породы дотриасового возраста (девон-карбон); 2 – отложения триаса; 3 – гранитоиды; 4 – дайки и силлы диабазов триаса; 5 – разломы; 6 – границы структурных единиц; 7 – положение точек опробования аутигенных минералов; 8–10 – зоны постседиментационных преобразований: 8 – зона 1, 9 – зона 2, 10 – зона 3; 11–13 – значение индекса Кюблера: 11 – 0.35–0.42, 12 – 0.25–0.35, 13 – 0.2–0.25.

зования осуществились в сравнительно маломощных (около 600 м) терригенных комплексах рифея и венда; мощность перекрывавших (впоследствии размывших) отложений, по-видимому, не превышала 1000 м.

В палеозойских, вендских и рифейских отложениях Пачелмского прогиба (авлакогена) В.Д. Шутов [36] выделил две зоны: неизмененного глинистого цемента (начальный катагенез) и измененного глинистого и кварцевого регенерационного цемента (глубинный катагенез). Для верхней зоны характерны сохранность обломочного костяка пород, наличие монтмориллонита, каолинита, опала, вы-

сокая пористость песчаников. В песчаниках зоны глубинного катагенеза развиты кварцевый цемент и конформно-регенерационные структуры. Характерна гидрослюдизация каолинита в полиминеральных породах и его диккитизация в мономинеральных кварцевых породах.

Разрез платформенных отложений Московского грабена, мощностью почти пять километров [22], в нижней части (3.5 км) представлен наиболее древними рифейскими отложениями Восточно-Европейской платформы, в целом преобразованными до степени глубинного катагенеза. Тип же и характер катагенетических преобразований зави-

сит не только от глубины погружения, но и от приуроченности к разным литогеодинамическим комплексам. Песчаники нижней толщи (кварцевый песчаный комплекс), относимые к доавлакогеновой стадии развития осадочного чехла, преобразованы до глубинного катагенеза, о чем свидетельствует интенсивное развитие структур растворения под давлением и сопряженная с ними регенерация кварцевых обломочных зерен. Степень преобразования вышележащего аркозового комплекса (авлакогеновая стадия) несколько ниже, конформно-регенерационные структуры проявлены слабее. Литификация этих толщ и вторичный минералогенез обязаны главным образом диагенетическим и раннекатагенетическим процессам. Присутствие аутигенного флюорита, корродирующего обломочные зерна кварца, возможно, указывает на гидротермальный подток в рифтогенный ОБ.

В целом можно констатировать, что в ненарушенных осадочных толщах, залегающих в основании недеформированного платформенного чехла, в грабенообразных структурах типа авлакогенов, проявлены глубинно-катагенетические преобразования.

Известно, что некоторые авлакогены древних платформ подверглись сжатию и превратились в складчатые зоны. В таких авлакогенах, например, Днепровско-Донецком, выделяют зону метагенеза. Эта зона, по данным Н.В. Логвиненко [12], расположена на юго-востоке Донецкого бассейна и совпадает с наибольшими мощностями осадочных толщ. Для зоны характерна гидрослюдизация в цементе песчаных пород и в глинистых сланцах с развитием диоктаэдрической гидрослюды политипа 2M₁. Интенсивно проявлено воздействие стресса – образование “бородатых” зерен кварца, а также кливаж, катаклаз и бластез обломочных зерен. По мнению Н.В. Логвиненко, в пределах Большого Донбасса происходит нарастание интенсивности постдиагенетических преобразований с северо-запада на юго-восток по мере роста мощностей и интенсивности складчатости. В данном случае следовало бы говорить о двухстадийном процессе, т.е. о наложении метагенетических проявлений на катагенетические в связи со сменой геодинамического стиля развития региона, выразившегося в инверсионной перестройке и складчатости. Совпадение же (площадное) наибольших мощностей осадочных пород с интенсивными деформациями – явление закономерное, так как максимальное прогибание и последующая складчатость в конечном счете обусловлены утонением земной коры в данном участке ОБ [33].

ОСАДОЧНЫЕ БАСЕЙНЫ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Фундамент молодых (эпибайкальских, эпикаледонских, эпигерцинских) платформ сложен,

как правило, фанерозойскими дислоцированными слабометаморфизованными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами. Между складчатым основанием и чехлом молодых платформ выделяют промежуточный комплекс, выполняющий отдельные впадины, отличающиеся слабой дислоцированностью как от складчатого основания, так и от недислоцированного чехла. Этот моласоидный осадочный, вулканогенно-осадочный или вулканогенный комплекс (часто – базальтовый вулканизм) заполняет рифтовые грабены, образовавшиеся на стадии перехода от орогенного этапа к раннеплатформенному [32]. Для молодых платформ характерна значительная (до 10 км) мощность осадочного чехла.

В пределах Западной Сибири вслед за рифтогенезом в триасе, последовало формирование мощного (5–7 км) мезозойско-кайнозойского осадочного чехла. Катагенез в осадочных толщах Западной Сибири также отчетливо зонален. Г.Н. Перозидо [17] в разрезе мезозоя выделила следующие зоны: 1) неустойчивого комплекса глинистых минералов и эпигенетического монтмориллонита (до глубины 2000 м); 2) хлорит-кварц-альбитового и альбит-кварц-серицитового цемента (до глубины 2800 м); 3) мусковитоподобной слюды и хлорита (в основании разреза).

В статье О.В. Япаскурта и др. [39], посвященной особенностям литогенеза Колтогорско-Уренгойского прогиба по материалам Тюменской скважины СГ-6, описаны глубокие катагенетические преобразования осадочных и вулканогенно-осадочных пород в интервале глубин 3800–6600 м, выразившиеся в развитии структур гравитационной коррозии и регенерации обломочного кварца, а также в существенном преобразовании глинистого материала, особенно в цементе песчаников. На глубине 5200–5800 м проявлен рекристаллизационный бластез периферических частей обломочных зерен кварца, который является термически активируемым процессом [21]. По мнению О.В. Япаскурта [38], рекристаллизационный бластез кварца произошел вследствие подъема изотерм при внедрении силлов по зонам разломов, ограничивающих Колтогорско-Уренгойский грабен.

О ПРОБЛЕМЕ МЕТАМОРФИЗМА ПОГРУЖЕНИЯ

Петрологи Новосибирской школы допускают реальное существование метаморфизма погружения в наиболее глубоко погребенных рифтогенных ОБ. При этом они подчеркивают, что метаморфизм осадочных пород в основании разрезов этих депрессий может достигать пренит-пумпеллиитовой и реже – зеленосланцевой фации метаморфизма. Посредством математического моделирования В.В. Ревердатто с соавторами [19, 20] показали, что

на глубинах 6–9 км в рифтовых грабенах температуры могут достигать 200–250°C (уровня пренит-пумпеллиитовой фации). Реальные, доказанные на уровне изучения вещества, примеры метаморфизма погружения в рифтогенных ОБ до сих пор не были известны.

О.В. Япаскерт с соавторами [38, 39] отмечают, что процессы литогенеза погружения, исследованные ими по материалам сверхглубокой Тюменской скважины (СГ-6), дискретны и нелинейны. Ими показано, что высокий тепловой поток раннетриасового Колтогорского ОБ несколько раз менялся (уменьшался) по мере накопления триасовых и юрских терригенных толщ.

Новые данные, позволившие несколько поинному подойти к рассматриваемой проблеме, получены нами при изучении керна сверхглубокой (8250 м) параметрической скважины СГ-7 (Ен-Яхинской). Исследованы вторичные преобразования терригенных комплексов мелового, юрского и триасового возрастов, вскрытых этой скважиной, начиная с глубины 3620 м и до 6920 м (кровли базальтов), а также метаморфизм базальтов, подстилающих осадочную толщу¹.

Преобразования песчаных пород постепенно возрастают сверху вниз по разрезу: сначала фиксируются слабо развитые конформные структуры растворения под давлением; ниже они становятся более отчетливыми, выразительными, появляется регенерация обломочного кварца; в среднетриасовой (надбазальтовой) толще отмечается массовое проявление микростилолитовых структур растворения. И, главное, в этой надбазальтовой песчано-гравийной толще обнаружены структуры рекристаллизационного бластеза обломочного кварца и появляется, в довольно большом количестве, новообразованный цоизит, который является высоко-температурным минералом, более характерным для эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Бластические преобразования обломочного кварца и новообразования цоизита указывают на резкий скачок температуры в надбазальтовой толще.

Наращение степени преобразования глинистых минералов, до глубины ~ 6770 м, проявлено слабо. Исключение составляют глинистые минералы аргиллитов надбазальтовой толщи: в этих образцах установлены железистый хлорит и серицит ($c\Delta D=0$), а также, в большом количестве, каолинит, который, вероятно, является продуктом преобразования глинистых пород под воздействием фумарол из еще не остывших подстилающих базальтов.

В целом, постседиментационные преобразования терригенных пород скв. СГ-7 в интервале глу-

бин 3620–6500 м отвечают зоне глубинного катагенеза, с достаточно отчетливой эволюцией структур песчаных пород (сверху вниз по разрезу) и невыразительным аутигенным минералогенезом, в силу изначальной инертности кластогенного материала¹. Начиная с глубины ~6500 м происходил резкий скачок температурных условий преобразования надбазальтовых терригенных пород, который проявился в появлении рекристаллизационного бластеза обломочного кварца, новообразованиях цоизита, а в глинистых породах – в присутствии железистого хлорита и серицита.

Для объяснения повышенных температур в пределах этого интервала разреза могут рассматриваться различные версии: 1) терригенные породы отлагались на кровле еще не полностью остывших базальтов; 2) температурное воздействие астеносферного суперплюма [5] как главного носителя энергии всего процесса долго не прекращалось после окончания магматической деятельности; 3) даже при условии кондуктивного переноса тепла осадочные толщи, перекрывшие базальты, могли играть роль своеобразного “одеяла” над базальтами, обладающими более высокой теплопроводностью, что могло вызвать локальный прогрев осадочной толщи.

Базальты, подстилающие вскрытые скважиной терригенные толщи ниже отметки 6920 м, метаморфизованы. Обилие реакционноспособного минерального вещества, как первично-магматического, так и образовавшегося в постэруптивную стадию преобразования базальтов, привело к формированию многочисленных метаморфогенных минералов. Среди вторичных минералов стадии метаморфизма в базальтах установлены: альбит, эпидот, цоизит, хлорит, актинолит, тремолит, пренит, пумпеллит, кальцит, серицит, скаполит, хлоритоид, гематит, иддингсит, лейкоксен, сфен, кварц, халцедон. В верхней части разреза базальтов, до глубины 7664 м, проявлена пренит-пумпеллиитовая субфация фации зеленых сланцев. Ниже этой отметки и до конца разреза базальтов следующая ассоциация метаморфогенных минералов: альбит, эпидот, хлорит, актинолит, тремолит, серицит, скаполит, халцедон, кварц и кальцит – соответствует среднетемпературной субфации фации зеленых сланцев [6].

Итак, можно ли считать доказанным, что более чем восьмиклометровый разрез скважины СГ-7 является примером метаморфизма погружения в зоне рифтогенеза? Исследования показали, что постепенное линейное увеличение степени изменения с глубиной погружения, т.е. с монотонным ростом T и P , не происходит. Мы приходим к выводу, что такой процесс невозможен в природе, если речь идет о рифтогенных ОБ. Формирование рифтогенных структур с базальтовым и иным магматизмом обусловлено возникновением астеносферных суперплюмов и такое явление, вероятно, весьма распространено. С суперплюмами и, возможно,

¹ Симанович И.М., Горбачев В.И. Катагенез и метаморфизм погружения терригенных и вулканогенных толщ (разрез, вскрытый параметрической скв. СГ-7, Ен-Яхинской // Литология и полез. ископаемые (в печати).

с базальтовым магматизмом рифтогенных ОБ, косвенно связана нефтегазоносность осадочных комплексов, перекрывающих базальты.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Главный признак литогенеза погружения (катагенеза) – вертикальная прогрессивная зональность преобразования структур пород, аутигенного минералообразования и трансформации органического вещества, которые достаточно явно коррелируют с палеоглубинностью, палеотемпературным градиентом, а также с ростом литостатического и флюидного давления при ($P_s = P_f$). Важными факторами являются скорость погружения дна ОБ, компенсируемость или некомпенсируемость впадины осадочного бассейна. Высокая скорость осадконакопления характерна для пассивных окраин континентов и рифтогенных структур, относительно низкая – для синеклиз платформ и низкая (прерывистое малоамплитудное погружение) – для антеклиз [38]. В молодых тектонических впадинах платформенного типа и в предгорных прогибах Альпийского пояса преимущественно глинистых комплексах нередко осуществляются процессы элизионного катагенеза [34]. При этих процессах происходит внутреннее перераспределение флюидов: переход их в песчаники или трещины, в результате чего состав минералообразующих растворов формируется в ходе погружения и постседиментационного преобразования глинистых толщ.

В платформенных условиях, вне пределов ОБ рифтогенных грабенов и авлакогенов, преобразование осадочных комплексов достигает стадии глубинного катагенеза. В рифтогенных грабенах и авлакогенах, в которых терригенные толщи погружены на достаточно большую глубину, осуществляется один из трех сценариев их постдиагенетического преобразования: 1) в амагматических глубоких грабенах (Московский грабен, глубина ~5000 м) степень преобразования терригенных толщ соответствует глубинному катагенезу; 2) в Днепровско-Донецком авлакогене, претерпевшем в результате сжатия инверсионную складчатость, произошло *наложение* метагенетических процессов на глубинный катагенез; 3) в Колтогорско-Уренгойском грабене, по данным изучения разреза скв. СГ-7 (глубина 8250 м), реализуется процесс, который условно можно назвать метаморфизмом погружения.

Остановимся подробнее на понятии “метаморфизм погружения”. В рассмотренном выше примере, метаморфизм базальтов и перекрывших их терригенных отложений триасового возраста, в сущности, осуществился под влиянием эндогенных источников тепла (суперплюма), когда мощность накопившихся осадков была еще относительно невелика. Оказала ли существенное влияние на степень преобразования базальтов и перекрывших их триасовых отложений мощная (около 6.5 км) толща накопившихся позже юрских и более молодых отложений, остается неясным.

В рассмотренных примерах при преобразовании терригенных отложений в геодинамически различных осадочных бассейнах существенную роль играют как процессы литогенеза погружения (глубинного катагенеза), так и орогенного литогенеза. Протяженность этих стадий определяется геодинамическими особенностями различных типов ОБ и тектонических деформаций в них. В одном из рассмотренных примеров (тоар-ааленские отложения, Ю. Дагестан) осуществлялись катагенетические преобразования глинистых отложений, превративших их в неразмокающие аргиллиты. Отжатая при литогенезе погружения вода переходила из глинистых пластов в песчаные (элизионный катагенез), повышая в них флюидное давление, в результате, в процессе литогенеза погружения песчаные породы оставались рыхлыми. Литификация песчаных пород произошла в условиях сжатия при складкообразовании, что проявилось в развитии структур растворения между обломочными зернами и выносе растворенного вещества за пределы пластов (орогенный литогенез).

В другом примере (Южное Верхоянье) литогенез погружения (глубинный катагенез) пород верхоянского терригенного комплекса продолжался десятки миллионов лет. Литификация песчаных пород происходила в результате формирования конформно-регенерационных и микростилолитовых структур под действием давления нагрузки вышележащих толщ. Мезозойские коллизионные процессы привели к складчато-надвиговым деформациям и кливажу терригенных комплексов. Последующие постседиментационные преобразования (метагенез и зональный метаморфизм) были наложены на глубоко катагенетически преобразованные терригенные породы. Процессы орогенного литогенеза, по-видимому, не проявились.

В примере триасовых терригенных пород Западной Чукотки на протяжении всего триаса продолжался литогенез погружения. Усиление литогенеза (резкое увеличение уровня преобразований до анхизоны и зеленосланцевого метаморфизма) произошло при коллизионных деформациях. При этом следы литогенеза погружения оказались замаскированы и сохранились лишь в виде реликтов.

Поэтому на основании представленных данных, можно считать, что *орогенный (или динамический) литогенез – это стадия (зона) преобразований осадочных пород, осуществляющихся в условиях складчатых деформаций и стресса и отличающаяся от литогенеза погружения (катагенеза) флюидным режимом ($P_s > P_f$) и иным характером перераспределения растворенного вещества.*

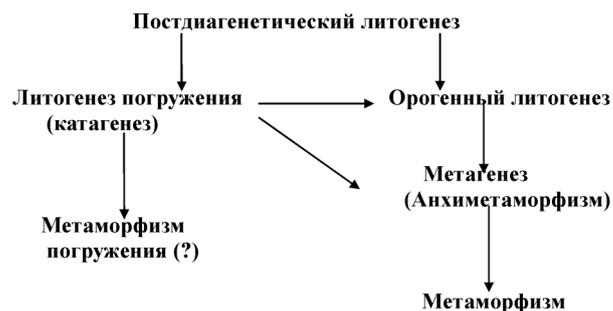
При сравнении полученных результатов с представлениями многих отечественных и зарубежных

исследователей стало очевидным, что общепринятые линейные (точнее, вертикальные) схемы постседиментационных преобразований (диагенез→катагенез→метагенез→метаморфизм), как правило, основаны на изучении терригенных комплексов складчатых областей (Аппалачи, Верхоянье и др.). Более того, столь популярный индекс Кюблера применялся для установления постседиментационной зональности терригенных толщ исключительно в складчатых областях [40, 43, 45, 46], что не помешало зарубежным исследователям [40], используя этот индекс, выстроить всю систему постседиментационных преобразований осадочных пород: поверхностный (shallow) диагенез→глубинный (deep) диагенез, анхиметаморфизм (very low grade metamorphism)→низкоградиентный метаморфизм (low grade metamorphism) **связывая эти преобразования с последовательным погребением осадочных толщ, а не с тектоническими деформациями.**

По дифрактограммам тонких фракций, выделенных из глинистых пород скв. СГ-7, были рассчитаны индексы Кюблера (в $\Delta^{\circ}2\theta$). Результат оказался неожиданным: рассчитанные для слюдястых минералов индексы Кюблера колеблются от 4.75 до 2.66 (последняя цифра – в нижней части терригенной толщи). Эти значения практически на порядок больше по сравнению с данными, приводимыми в многочисленных публикациях (см. предыдущие разделы статьи). Объяснить это можно только тем, что, несмотря на значительное погружение толщ глинистых пород, в условиях равенства литостатического и флюидного давления межслоевая вода тонкодисперсных слюд [28] почти не удалялась, т.е. дегидратация слюд была затруднена.

По-видимому, столь популярная методика Кюблера не применима к изучению зональности литогенеза погружения (глубинного катагенеза). Более того, в литературных источниках нам не удалось обнаружить ни одного примера определения индекса Кюблера в породах недислоцированных ОБ. Следовательно, все теоретические построения, основанные на методике Кюблера, были сделаны для терригенных комплексов только в пределах складчатых областей и по значениям КИ нельзя судить о степени погружения осадочных комплексов. Глубинный диагенез и анхиметаморфизм (в зарубежной терминологии) или орогенный литогенез и метагенез (в терминах, предлагаемых в данной статье) контролируются не столько глубиной погружения, но, главным образом, стрессом (боковым давлением), приводящим к складкообразованию и кливажу терригенных толщ.

Предложенная схема (рис. 4) не охватывает всего многообразия постдиагенетических преобразований терригенных комплексов в ОБ различных геодинамических типов. Она отражает лишь сравнительный анализ постдиагенетических преобразований терригенных комплексов



<i>Недеформированные ОБ</i>	<i>Деформированные ОБ</i>
-----------------------------	---------------------------

Рис. 4. Схема соотношений стадий постседиментационного литогенеза и метаморфизма. Подробнее последовательность процессов литогенеза и их геодинамическую принадлежность см. в тексте.

на платформах и в породных бассейнах, являющихся деформированными ОБ пассивных окраин континентов. Несомненно, в дальнейшем следует проводить подобные исследования в ОБ активных окраин континентов, предгорных, межгорных прогибов и т. д. В настоящее время мы должны отказаться от стремления универсализировать схемы стадий (зон) постседиментационного преобразования осадочных пород. В зависимости от геодинамических особенностей различных типов ОБ, тектонических деформаций, термального-флюидного режима и постседиментационных преобразований возникших на их месте породных бассейнов, можно ожидать сложного сочетания (и даже чередования) статических (литогенез погружения) и динамических (орогенный литогенез) процессов.

Представляется, что дальнейшие исследования геодинамических особенностей ОБ различных типов и постседиментационной истории возникших на их месте породных бассейнов, позволят детально разобраться в многообразии постседиментационных преобразований под влиянием различных факторов: статических, динамических, флюидно-термальных, эндогенных и т.д. и приблизиться к реальной картине процессов, протекавших (и происходящих сейчас) в стратифере Земли. Важнейшее практическое значение будет иметь выявление характера миграции рудоносных и углеводородных флюидов при различных вариантах постседиментационных преобразований осадочных комплексов на платформах и в складчатых областях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андриянов Н.Г. О взаимоотношении процессов метаморфизма и золоторудной минерализации в Южно-Верхоянском синклинии // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. С. 434–436.

2. *Архипов Ю.В.* Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Институт литосферы АН СССР. 1989. 40 с.
3. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 327 с.
4. *Гаврилов Ю.О.* Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постседиментационные преобразования. М.: ГЕОС, 2005. 250 с.
5. *Добрецов Н.Л.* Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление как отражение суперплюмов // Докл. АН. 1997. Т. 354, № 2. С. 220–223.
6. *Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В.* Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 288 с.
7. *Катков С.М., Миллер Э.Л., Торо Х.* Структурные парагенезы и возраст деформаций западного сектора Анюйско-Чукотской складчатой системы (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2010. № 3. С. 1–20.
8. *Копелиович А.В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.
9. *Кориковский С.П.* Контрастные модели проградно-ретроградной эволюции метаморфизма фанерозойских складчатых поясов в зонах коллизии и субдукции // Петрология. 1995. Т. 3, № 1. С. 45–63.
10. *Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья // Докл. АН СССР. 1955. Т. 103, № 6. С. 1085–1088.
11. *Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Типы регионального эпигенеза и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах // Геотектоника. 1976. № 2. С. 15–30.
12. *Логвиненко Н.В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
13. *Ломизе М.Г., Панов Д.И.* Геодинамика окраины Тетиса к началу формирования байосской порфиритовой серии (амагматическая фаза субдукции) // Тр. ГИН АН Грузии. 2002. Нов. сер. Вып. 117. С. 358–369.
14. *Лукьянова В.Т.* Катагенез в орогенных областях. М.: КМК Scientific Press, 1995. 172 с.
15. *Маракушев А.А.* Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
16. *Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция.* М.: Научный мир, 2004. 525 с.
17. *Пероziо Г.Н.* Эпигенез терригенных осадочных толщ юры и мела центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1971. 160 с.
18. *Пустовалов Л.В.* Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 5. М.: Изд-во АН СССР. 1965. С. 3–52.
19. *Ревеpдатто В.В., Полянский О.П., Ананьев В.А.* Модельные оценки палеотемператур и метаморфизм погружения при рифтинге // Докл. АН. 1992. Т. 323, № 5. С. 921–924.
20. *Ревеpдатто В.В., Шепелев В.С., Полянский О.П.* Метаморфизм погружения и эволюция рифтовых впадин: модельное приближение // Петрология. 1995. Т. 3. С. 37–44.
21. *Симанович И.М.* Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 152 с.
22. *Симанович И.М.* Минералогия и петрография рифейских отложений Московского грабена // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 5. С. 533–543.
23. *Симанович И.М.* Постседиментационный литогенез терригенных комплексов в складчатых областях: структуры пород и кливаж // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 1. С. 84–92.
24. *Симанович И.М., Андриянов Н.Г.* Начальный метаморфизм пород верхоянского терригенного комплекса (Южное Верхоянье) // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 3. С. 103–115.
25. *Симанович И.М., Янаскурт О.В.* Геодинамические типы постседиментационных литогенетических процессов // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2002. № 6. С. 20–31.
26. *Симанович И.М., Янаскурт О.В.* Осадочные бассейны и постседиментационный литогенез терригенных толщ // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2005. № 4. С. 24–31.
27. *Симанович И.М., Головин Д.И., Буякайте М.И. и др.* О влиянии геодинамических факторов на постседиментационный литогенез юрских терригенных комплексов Кавказа (Южный Дагестан) // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 6. С. 638–650.
28. *Слонимская М.В., Дриц В.А., Финько В.И. и др.* Природа межслоевой воды тонкодисперсных мусковитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 10. С. 95–104.
29. *Тучкова М.И., Карпова Г.В., Покровская Е.В.* Ассоциации аутигенных глинистых минералов и их распространение в песчаниках нижней-средней юры Большого Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79, Вып. 3. С. 53–66.
30. *Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е., Буякайте М.И. и др.* Структурно-литологические и геохронологические индикаторы деформаций Чукотского микроконтинента // Геотектоника. 2007. № 5. С. 76–96.
31. *Фролов В.Т.* Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М.: МГУ, 1965. 180 с.
32. *Хаин В.И., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
33. *Холодов В.Н.* Проблемы стадийного анализа и развитие литологии // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 2. С. 1145–135.
34. *Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 608 с.
35. *Чамов Н.П., Курносое В.Б.* Эпигенез осадков в аккреционной призме Каскадия на западной континентальной окраине США // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 5. С. 509–525.
36. *Шутов В.Д.* Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1960. Т. 35, № 6. С. 48–67.
37. *Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 110 с.
38. *Янаскурт О.В.* Основы учения о литогенезе. М.: МГУ, 2005. 379 с.
39. *Янаскурт О.В., Горбачев В.И., Косоруков В.Л., Золотарев Д.А.* Особенности литогенеза дельтово-

- морских комплексов в бассейнах разных типов (Север Сибири). Сообщ. 1. Бассейн с близкой к конседиментационной седиментацией в Колтогорно-Уренгойском прогибе // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 1. С. 36–47.
40. *Arkai P., Sassi F. P., Desmons J.* Very low- to low grade metamorphic rocks. Recommendations by the IUGS Subcommission of Metamorphic Rocks. SCMR website (www.bgs.ac.uk/SCMR), 2007. 11 p.
 41. *Coombs D.S.* Lower grade mineral facies in New Zealand // Intern. Geol. Congress. 21-st Sess. Rep. Part 13. Copengagen. 1960. P. 339–351.
 42. *Dunoyer de Segonzac G.* The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review // *Sedimentology*. 1970. V. 15, № 3/4. P. 281–346.
 43. *Hesse R., Dalton E.* Diagenetic and low-grade metamorphic terranes of Gaspé Peninsula related to the geological structure the Taconian and Acadian orogenic belts, Quebec Appalachians // *J. Metamorph. Geol.* 1991. V. 9, № 6. P. 775–790.
 44. *Kübler B.* La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait superieures du metamorphisme // *Etages Tectoniques. Colloque de Neuchatel. Univ. Neuchatel, a la Bacconniere, (Suisse)*. 1967. P. 105–121.
 45. *Weaver Ch.E. et al.* Shale-slate metamorphism in Southern Appalachians // *Development in Petrology*. V. 10. Amsterdam: Elsevier, 1984. 235 p.
 46. *Yang C., Hesse R.* Clay minerals as indicators diagenetic and anchimetamorphic grade in an overthrust belt external domain of Southern Canadian Appalachians // *Clay minerals*. 1991. V. 26, № 2. P. 211–231.

Рецензент М.Т. Крупенин

Postdiagenetic transformation of terrigenous complexes of folded and platform area: Comparative analysis

I. M. Simanovich, M. I. Tuchkova

Geological Institute of RAS

Both the authors' studies and published data make it possible to carry out comparative analysis of postdiagenetic transformations of terrigenous complexes on the platforms and rock basins, formed because of tectonic deformations of sedimentary basins of continental passive margins. The vertical progressive zoning of structure transformation of terrigenous rocks, authigenic mineral formation and transformation of organic matter are main features of lithogenesis of submergence (catagenesis) in platform conditions. They correlate with paleodepths, paleotemperature gradient and increase of lithostatic and fluid pressure at $P_s = P_f$. Orogenic (or dynamic) lithogenesis, occurring in conditions of folded deformations in rock basin of continental passive margins, differ from lithogenesis of submergence (catagenesis) by formation of solution structures in terrigenous rocks under the effect of stress, fluid regime ($P_s > P_f$) and as a consequence by another character of redistribution of soluble matter.

Key words: terrigenous complexes, continental margin, postdiagenetic transformation, folded area, Kübler index.