

УДК 552.14

**О.В. Япаскурт<sup>1</sup>**

## **НОВОЕ О ТИПИЗАЦИИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОНТИНЕНТОВ И ИХ ОКРАИН (с учетом влияния геодинамических факторов на литогенез)<sup>2</sup>**

Пересмотрены итоги прежних работ автора и других отечественных литологов, исследовавших постседиментационные процессы породообразования и глубинных породных изменений (на стадиях диагенеза, катагенеза, анхиметаморфизма) исходя из оценки различных форм проявления зональности аутигенного минералогенеза внутри разновозрастных комплексов терригенных пород в определенных структурно-тектонических областях континентов и их окраин. Привлечено внимание к двойственной роли в аутигенном минералогенезе внутривидовой водно-флюидной фазы: 1) среда перераспределения веществ из собственных седиментогенных компонентов или 2) переносчик вещества извне. Перечислены диагностические признаки возникших при этом новообразований — аутигенные собственные ( $A_1$ ) и аутигенные чужеродные ( $A_2$ ).

Показано, что доминирование в толще пород разновидности  $A_1$  свойственно категории фоновых процессов литогенеза погружения осадочной толщи (ЛП), а господство  $A_2$  фиксирует наложенные или вторичные изменения осадочной породы (ВИ). Показано, как сочетаются признаки ЛП и ВИ в разных геоструктурных областях — синеклизах, антеклизах кратонов, рифтах, передовых прогибах, орогенах и др. Конкретные экзогенные и эндогенные факторы влияния на процессы возникновения ЛП и ВИ многочисленны и не везде очевидны, однако они интегрируются геодинамическими режимами формирования и геологического развития осадочных комплексов. В соответствии с этим выводом автор предлагает новую схему типизации постседиментационных преобразований пород, построенную на палеогеодинамической основе.

*Ключевые слова:* литогенез, стадии, диагенез, катагенез, аутигенное минералообразование, источники вещества, процессы, факторы влияния, геодинамический режим, осадочно-породный бассейн, ороген, типизация.

The results of the previous of own studies and investigations proceeded by Russian and foreign researches in the branch of lithology are revised. Results of the previously studied postsedimentational processes of rock formation and profound changes of rock (diagenesis, katagenesis, anchimetamorphism) based on the evaluation of zonality in various forms of authigenic mineralogenesis within complexes of terrigenous rocks of different ages in the certain structural-tectonic regions of continents and continent margins. Attention to the dual role in authigenic mineralogenesis of rock water-fluid phase is drawn: 1) environment of redistribution of substances derived from own sedimentological components or 2) a substance carrier from the outside. Diagnostic features of this formation — authigenic ( $A_1$ ) and authigenic ( $A_2$ ) are encountered.

The dominance within the rock unit peculiar species  $A_1$  is typical for category background processes of lithogenesis for the stage of submergence of the sedimentary sequence (LS), and the dominance of  $A_2$  corresponds to the imposed or secondary modifications of sedimentary rock (SM) is shown. How differently features of LS and SM are combined in the different geostructural areas: synclines, anticlines cratons, rifts, foredeeps, orogens, etc. is shown. Specific exogenous and endogenous factors influencing the processes of LS and SM are numerous and not always obvious, but they integrated de the geodynamic regimes of the geological formation and development of sedimentary complexes. Based on this conclusion, the author proposes a new scheme for typification of postsedimentary rock transformations built on paleogeodynamic basis.

*Key words:* lithogenesis, stages, diagenesis, katagenesis, authigenic mineralization, sources of matter, processes, agents, geodynamic regime, sedimentary basin, orogen, typization stages.

**Введение.** В статье подводятся итоги многолетних исследований автора по проблеме реконструирования скрытых от прямого наблюдения глубинных процессов постседиментационного преобразования (ПП) осадоч-

ных отложений в интервале между стадиями диагенеза и метаморфизма горных пород [Япаскурт, 1982, 1988, 1991, 2011]. Анализируются результаты работ автора и других литологов по систематизации накопленных

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра литологии и морской геологии, зав. кафедрой, докт. геол.-минерал. н., профессор; e-mail: yapaskurt@mail.ru

<sup>2</sup> Работа выполнена по госбюджетной теме исследований ГИН РАН 2012–2014 гг. (номер государственной регистрации 01201253178).

наблюдений над ПП и их типизацией согласно разным принципам, в том числе с учетом геотектонического фактора влияния на литогенез. Предложен новый (не публиковавшийся прежде) вариант авторской типизации ПП в разных структурно-тектонических областях литосферы континентов вместе с их некоторыми окраинами (пассивного типа).

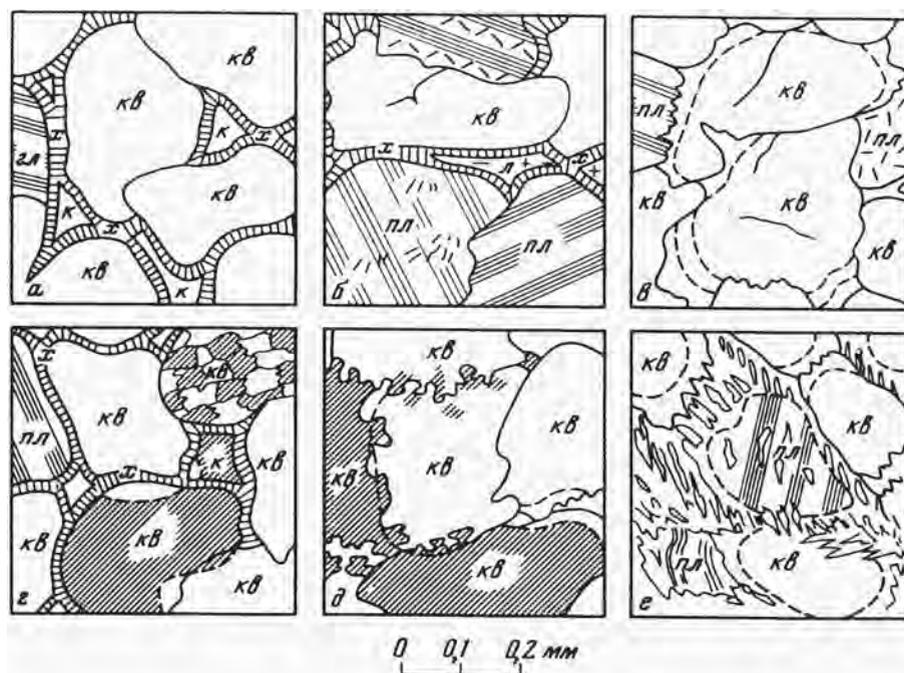
Рассматриваемую здесь стадию осадочного процесса *sensu lato*, именуемую в англоязычной литературе *diagenesis*, отечественные литологи расчленили наиболее подробно — на категории нескольких рангов и со своими наименованиями. Автор разделяет эту традицию.

Начальные этапы превращения непластичного ила в глину, а торфов в бурые угли (технологической марки Б<sub>1</sub>) Н.М. Страхов и все отечественные геологи называли *стадией диагенеза*. Она приблизительно соответствует *синдиагенезу* по схеме [Fairbridge, 1967]. Следующая стадия, названная этим седиментологом *анадиагенезом*, именуется *катагенезом* (по А.Ю. Ферману, Н.Б. Вассоевичу, Н.М. Страхову, Н.В. Логвиненко и др.) либо *региональным эпигенезом* (по Л.В. Пустовалову, А.Г. Коссовской, В.Д. Шутову и др.), последнее название теперь используется редко.

Катагенез (региональный эпигенез) расчленяется на две-три подстадии — либо на начальную и глубинную [Коссовская, Шутов, 1976], либо на раннюю, среднюю и позднюю [Логвиненко, Орлова, 1987], либо на слабую, среднюю и глубокую [Япаскерт, 1982]. В этих шкалах индикаторами подстадий были определенные

парагенетические ассоциации аутигенных минералов и постседиментационных микроструктур. В частности, граница между начальным и глубинным катагенезом, или промежуточная подстадия среднего катагенеза, фиксировалась следующими ПП: массовая трансформация смектитов в иллиты и (или) хлориты, совпадающая с уровнем превращения глины в аргиллит; трансформации седиментогенной гидрослюды политипной модификации 1M<sub>d</sub> в иллит 2M<sub>1</sub>; массовое появление конформно-регенерационных структур в песчаниках; появление признаков альбитизации их кластогенных зерен плагиоклаза и др. (рисунок, а–в). Выделялась также послекатагенетическая стадия *метагенеза*, которая соответствует *анхиметаморфизму* в терминологии зарубежных исследователей. К ее индикаторам относятся структуры рекристаллизационного бластеза кварца в песчаниках совместно с «шиповидными», или «бородатыми», по [Логвиненко, Орлова, 1987], микроструктурами вростков серицита 2M<sub>1</sub> в края корродированных обломочных зерен кварца и полевых шпатов (рисунок, г, д, е); массовое развитие текстур кливажа и превращение аргиллитов в хлористо-слюдистые (глинистые) сланцы, а каменных углей — в антрациты. Недавние исследования [Симанович, Япаскерт, 2002] принесли свидетельства стадийной обособленности метагенеза, его раннеметаморфической природы.

Вышеупомянутые схемы стадийности ПП по минерально-парагенетическим признакам косвенно связывали эту стадийность с увеличением глубинных



Зарисовки катагенетических и метагенетических микроструктур в песчаниках [Япаскерт, 1986]: а, б — подстадия глубокого катагенеза, конформные контакты зерен кварца (кв) и плагиоклаза (пл) в сочетании с пленочным хлоритовым (х) и поровым кварцем (к) и ломонитовым (л) цементом в нижнемеловых отложениях на восточном крыле Приверхоанского прогиба; в — инкорпорационные и микростилолитовые сочетания обломочных зерен в сочетании с их регенерацией в юрских отложениях, там же; г–е — стадия метагенеза верхоанского складчатого комплекса: г — рекристаллизационный бластез — миграция границы через конформные зерна кварца, видимая при скрещенных николях в триасовом песчанике; д — рекристаллизационно-грануляционный бластез на контактах обломков кварца в пермском песчанике; е — шиповидные вростки мусковита в края регенерированных обломков кварца и плагиоклаза, там же

температурных ( $T$ ) воздействий на вещество породы (известное правило Вант-Гоффа о ускорении химических реакций в 2 раза при каждом повышении  $\Delta T$  на  $10^\circ\text{C}$ ) совместно с факторами давления ( $P$ ) литостатического ( $P_s$ ), флюидного ( $P_f$ ), а при метабенезе стрессового ( $P_{st}$ ).

Одновременно с этими схемами геологи угольщики и нефтяники создали свои шкалы ПП, опирающиеся на конкретные параметры «метаморфизма» углистого вещества, прежде всего на замеры отражательной способности витринитовых компонентов ( $R^a$  и  $R^o$ ) (по И.И. Амосову, 1961) и на трансформацию рассеянного осадочного вещества (РОВ) в глинистых отложениях [Вассоевич, 1983]. Эти шкалы достаточно корректно фиксировали градации палеотемпературы. Стадия катагенеза делилась на две подстадии — *протокатагенез* и *мезокатагенез* (первому свойственны бурые, второй — каменные угли). Условиям  $T > 200^\circ\text{C}$  отвечали градации антрацитов, или стадия *апокатагенеза*, которая полностью совпадает с упомянутой выше стадией *метабенеза* по схемам А.Г. Коссовской, Н.В. Логвиненко и автора статьи. Корреляция шкал предыдущей стадии катагенеза (по параметрам содержание рассеянного органического вещества (РОВ),  $R^a$ ,  $R^o$ ) со шкалами смены минерально-парагенетических ассоциаций менее очевидна. Их сравнение для разных структурно-тектонических условий показало неодинаковые результаты. Причина этого заключается в многофакторности ПП минерального вещества, которое изменяется в зависимости не только от  $\Delta T$  (подобно углю и РОВ), но и от  $P_s$ ,  $P_{st}$  и химизма газовой среды пребывания горной породы.

Каждый из вышеназванных факторов по-своему зависит от своеобразия процессов тектогенеза в разных геоструктурных областях, где по-разному осуществляются ПП. По этой же причине зональность катагенетических минеральных новообразований шкалы, предложенной в [Коссовская, Шутов, 1976; Логвиненко, Орлова, 1987], не всюду выражена отчетливо. Причина очевидна: в вышеупомянутых шкалах приоритет отдан трем факторам — температуре ( $T$ ), давлению ( $P$ ) и вещественному составу исходного осадка (седиментофону в качестве главного источника аутигенного минералообразования). Однако в этих моделях ПП *не учтена двойственная роль глубинных газодовых флюидов — как среды аутигенеза in situ и транспортера растворенных веществ издалека*. Исследователи принимали во внимание только первое качество флюидов, благодаря которому донорами вещества для аутигенного минералообразования становились местные аллотигенные компоненты осадка.

Доказательствами генетического родства постседиментационных минеральных парагенезов с седиментофоном служат описанные в [Коссовская, Шутов, 1976] *минеральные фации регионального эпигенеза (катагенеза) и метабенеза*, т.е. сообщества многостадийных аутигенных минералов в песчаниках определенного вещественного состава — мономинеральных

кварцевых, аркозах кислых и средних, литокластитах, вулканомиктовых граувакках. В качестве эталонных объектов рассматривались песчаные отложения, которые изначально не содержали или имели не более 5–10% межзернового алевропелитового заполнителя (матрикса) — отложения из фаций прибрежно-морских баров, пляжей, аллювиальных рукавов дельт, дюн, зерновых потоков и пр. Такие образования в классификации Ф.Дж. Петтиджона относятся к *аренитам*. Отсутствие у них матрикса благоприятствует процессам внутрислойной дифференциации веществ. Их последствия отчетливо фиксируются оптическими и электронно-микроскопическими наблюдениями. Самый яркий пример — сосуществование микроструктур коррозии некоторой части песчаных кварцевых зерен с регенерацией соседних зерен (рисунок, в). Известно еще множество иных свидетельств донорства седиментофона: трансформация терригенного биотита в иллит-хлоритовые пакеты с включениями аутигенных кристалликов кварца, титаномагнетита и рутила (либо анатаза); трансформация смектитов в иллиты, а иллитов  $1M_d$  — в  $2M_1$ , альбитизация краевых участков обломочных частиц плагиоклазов или же их цеолитизация, хлоритизация терригенных эпидотов, амфиболов, пироксенов и пр.

Однако известны случаи другой минерализации в цементе аренитов, которая совсем или во многом не соответствует составу их седиментофона. Один из наиболее часто наблюдаемых примеров — кристаллически-зернистый кальцит в цементах порового, базального и пойкилитового типов кварцевых или аркозовых песчаников. К этой же категории относятся аутигенные доломитовые, анкеритовые и сидеритовые, а также сульфатные и сульфидные агрегаты базального цемента аренитов.

Такие породы, встречаемые в разобренных слоях геологического разреза терригенной толщи, игнорировались при стадийном анализе ПП как второстепенные локальные аномалии (подобные шумовым помехам в звукозаписи). Но со временем исследователи ПП встретили немало мест, где такие «аномалии» встречались так часто, что они нацело камуфлировали обычный порядок зональности аутигенных породных компонентов. Это дало некоторым геологам повод усомниться в универсальности вышеупомянутых широко распространенных моделей, вошедших в учебники и пособия для вузов.

Такая, казалось бы, парадоксальная ситуация разрешается просто, если учитывать местонахождение источников мобилизации веществ для аутигенеза. В указанных схемах эти вещества существовали *in situ*, а в «аномальных» вариантах они привносились в процессе инфильтрации или эксфильтрации флюида извне — от иных пород, формаций или даже от иных геосфер. Стратиформный рудогенез — частный вариант процессов такого рода. Они «наложились» на внутрислойную фазовую дифференциацию вещества и особенно интенсивно проявились в периоды активизации

ции флюидодинамики, которые в свою очередь инициировались активизацией геотектонических процессов.

Отсюда следует принципиально важный вывод: *при стадильном анализе диагенеза, катагенеза и метагенеза следует диагностировать две генетически разные группы аутигенных минералов — возникшую из местных и из чужеродных вещественных источников. Такое предложение давно сделано В.Н. Холодовым [Холодов, 1970], который сформулировал соответствующие термины: первую группу аутигенных минералов он назвал автогенетическими, вторую — аутигенными аллогенетическими. Эти названия не стали общепризнанными, по сути, не были замечены. Автор считает целесообразным их реанимировать, заменив на более удобные лингвистически — аутигенные собственные ( $A_1$ ) и аутигенные чужеродные (или наложенные) ( $A_2$ ).*

Диагностические признаки  $A_1$  упомянуты выше, а к главным отличительным признаками  $A_2$  относятся следующие: 1) аутигенный минерал не имеет аналогов среди аллотигенных компонентов его породы (как, например, кальцит в кварцевом и кварцево-полевошпатовом песчанике); 2) площадь минеральных новообразований в сечении шлифа значительно превышает суммарные размеры площади сечения его потенциальных доноров и размеры их коррозионных полостей; 3) аутигенный минерал одного состава образует в породе две генерации или более (в этих случаях для повторных генераций донорские резервы первичных веществ породы, вероятнее всего, исчерпываются). К сказанному надо добавить, что в некоторых случаях один и тот же минерал неодновременных генераций мог принадлежать поочередно к разным генерациям — то к  $A_1$ , то к  $A_2$  — на разных этапах геологического времени.

В последней четверти прошлого века появились схемы типизации ПП, основанные на признаках  $A_2$  и динамике флюидного процесса, это работы А.А. Махнач (1989) и В.Н. Холодова [1982]. Последний детально описал следующие категории: 1) *инфильтрационный катагенез* — минеральные новообразования в цементе песчаников, сформированные из веществ, привнесенных из зоны гипергенеза вглубь поверхностными водами; с этими процессами генетически связаны некоторые рудные залежи урана, ванадия и других металлов; 2) *элизионный катагенез* (греч. «элизия» — выжимание) — результат обезвоживания глинистых толщ во впадинах, где на глубине 2–4 км осуществлялась массовая трансформация смектитов в иллиты либо хлориты с вытеснением кристаллизационной воды в песчаные пласты, где возникают аномальные значения  $P_f$  и куда перегретый флюид приносит в растворенном состоянии  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ,  $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$  и другие исходные продукты для окремнения либо карбонатизации; 3) *гравитационно-расплавный катагенез* — итог химического воздействия рапы, просочившейся под подошву эвапоритовой толщи либо выжатой из нее тектоническими напряжениями в карбонатные или терригенные отложения

соседних формаций; 4) *смешанный* — обусловленный сменой в геологическом времени каких-либо из перечисленных типов катагенеза внутри единой осадочной толщи.

Сравнивая эту модель с ранее охарактеризованными построениями А.Г. Коссовской, автора статьи и других исследователей, можно однозначно убедиться в том, что они взаимодополняемы. Многие осадочные формации, возникшие и существующие на протяжении сотен миллионов лет, прошли через неоднократно сменявшиеся этапы тектонических обстановок двух видов: 1) длительно унаследованных направления и скорости вертикального перемещения и 2) обстановки активизации горизонтальных подвижек, пликтивных и дизъюнктивных дислокаций пород. Первая категория благоприятна для аутигенеза  $A_1$ , а вторая активизирует водно-флюидный режим и межформационную миграцию веществ — источник для  $A_2$ .

Это учитывал автор статьи, предлагая варианты схем типизации ПП, где обособлялись две категории процессов — *фоновые литогенетические преобразования породы* (ЛП) и наложенные на них *вторичные изменения* (ВИ).

ЛП и ВИ, согласно масштабности их проявления, были обособлены в две категории — *надтипы региональных ПП* (на территориях в десятки и сотни тысяч квадратных километров) и *локальных* (свойственных фрагментам отдельных тектонических структур). Каждый надтип объединял несколько *генетических типов литогенеза* (ГТЛ) [Япаскурт, 1991]. В трактовке автора ГТЛ — *это такое закономерное соотношение зон минеральных и структурно-текстурных новообразований со стратиграфическими и фаціальными границами в толще осадочных пород, которое порождено комплексом термодинамических и гидрохимических обстановок в стратисфере, обусловленных конкретными особенностями геотектонического развития осадочного бассейна или его участка.*

Методика построений автора сводилась к следующему. На палеофациальные и палеотектонические профили осадочной формации наносились обособленно зоны минеральных парагенезов только категории  $A_1$  вместе с уровнями развития постседиментационных структур песчаных отложений, а также зоны  $R^o$  либо  $R^a$  и другие параметры углефикации ОВ, определенные в процессе массовых оптических и прецизионных лабораторных исследований. Затем анализировались соотношения (согласные либо дискордантные) между простиранием каждой из этих зон и границ (фациальных, формационных, а также стратиграфических). Выявленные случаи их несоответствия использовались как ценный диагностический признак своеобразия температуры, давления и других режимов формирования наложенных ВИ, а варианты соответствия контуров стратоизохрон и границ между зонами постседиментационной измененности пород считались признаком региональных фоновых ЛП. Последние дифференцировались на три подтипа — *вялого*,

интенсивного и прерывистого перемещения породы в глубь земных недр. А региональные наложенные ВИ включали два ГТЛ — динамотермальной активизации процессов минералогенеза (в складчатых областях) и термальной активизации (в рифтах и областях влияния на литификацию удаленных магматических очагов). Выделялся также надтип локальных наложенных ВИ, представленный следующими ГТЛ: катакластическим (в сместителях взбросов, надвигов, тектонических покровов), гидротермально-метасоматическим и контактово-магматическим воздействием на породу межпластовых силлов и других малых интрузий. Описания этих таксонов приведены в работе [Япаскурт, 1991].

При работе над совершенствованием этой схемы ГТЛ автор с учениками и коллегами предложили дополнительные критерии для характеристики ПП [Япаскурт и др., 2003]. Так, обращено внимание на желательность учитывать особенности стадии осадконакопления в исходном бассейне — скорость погружения его дна ( $V_p$ ), а также признаки его компенсированности осадком ( $kp$ ) либо некомпенсированности ( $nk$ ).

В обновленной схеме целесообразность учитывать темп седиментации и степень компенсируемости бассейна осадком аргументирована тем, что эти параметры влияли на длительность и физико-химические условия диагенетической стадии взаимного уравновешивания минеральных и органических компонентов осадка, чем определялись многие процессы стадий катагенеза. Так, например, при высоких значениях  $V_p$  и  $kp$  осадки пребывают в обстановке катагенеза недолго, а породообразующие компоненты не успевают достичь состояния физико-химической равновесности. Попадая вскоре в  $P$ – $T$ -условия стадии катагенеза, эта система оказывается многокомпонентной и чрезвычайно реакционноспособной; аутигенный минералогенез категории  $A_1$  в такой системе проявляется в максимальной полноте.

При таких же высоких значениях  $V_p$ , но некомпенсированности осадок длительно контактирует с водной толщей, будучи подвержен гальмиролитическим процессам, после чего в катагенетическую стадию вступает иная, чем в предыдущем случае, система — с докатагенетическим набором других аутигенных минералов категории  $A_1$ . Наконец, при низких значениях  $V_p$  диагенетические процессы максимально уравновешивают систему, которая на стадии катагенеза проявляется как относительно инертное образование.

В обновляемой схеме типизации ПП автор рассматриваемую территорию распространения терригенных отложений ограничивает континентами и некоторыми их окраинами пассивного типа и здесь не касается активных континентальных окраин (изучаемых М.И. Тучковой и И.М. Симановичем в ГИН РАН) и океанской абиссали [Коссовская, Шутов, 1976].

Главными элементами рассматриваемых структурных единиц литосферы служат осадочно-породные бассейны (ОПБ) и послебассейновые складчато-на-

двиговые системы (СНС), или орогены (в трактовке этого термина В.Е. Хаиным и М.Г. Ломизе [2005, с. 226]).

ОПБ автор понимает — в соответствии с трактовкой Н.Б. Вассоевича — как целостную иерархично построенную систему горных пород и флюидов (жидких и газовых), возникшую в результате выполнения осадками самостоятельно развивающейся крупной впадины ( $n \cdot 10^3$ – $n \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>) и характеризующуюся единством геологической истории, которая в обстановке тектонической подвижности завершается превращением ОПБ в СНС, т.е. в гигантскую линзу дислоцированных образований многокилометровой толщины.

Внутри каждой ОПБ, а также в СНС на протяжении геологического времени (нередко в сотни миллионов лет) их формирования и эволюции реализуется дискретная, многогранная дифференциация вещества. Она приводит к формированию постседиментационных минерально-структурных парагенезов, которые бывают частично унаследованными от условий седиментогенеза ( $A_1$ ), частично имеют наложенный афациальный характер ( $A_2$ ). Их конкретные проявления обусловлены множеством факторов: фациально-вещественными особенностями конкретной осадочной формации, палеоглубиной, темпом ее погружения, величиной палеотемпературного градиента ( $\Delta T$ ), интенсивностью стрессовых напряжений ( $P_{st}$ ) при перестройках тектонической структуры бассейна, воздействием флюидов из нижележащих геосфер или магматизма и других факторов, на большинство из которых прямо либо косвенно влиял тектогенез. Поэтому тектонический признак (как интегратор множества известных и неизвестных пока факторов ПП) ставится на первое место в рассматриваемой здесь схеме ГТЛ. Приводим ее в кратком варианте.

### **I. Надтип ПП в геодинамическом режиме платформенных плит:**

I.1. Тип ПП внутриконтинентальных рифтов и авлакогенов [Лукин, 1987]; отвечает категориям ГТЛ интенсивного погружения совместно с ГТЛ термальной активизации недр прежней схемы автора [Япаскурт, 1991]. Общая литифицированность отложений существенна: пески и алевроиты, как правило, сцементированы, глины превращены в неразмочающие аргиллиты. При этом фоновая зональность (стадийность) формирования минералов цемента  $A_1$  заметно осложнена локальными гидротермально-метасоматическими новообразованиями категории  $A_2$ : интенсивной карбонатизацией, окварцеванием либо цеолитизацией в форме порового, базального и пойкилитового цемента, что превращает песчаные пласты в крепкие монолитные, либо их децементацией и каолинитизацией («аргиллитизацией»), которая обеспечивает разуплотнение пластов. Такие ПП неравномерно концентрируются в разрезе и по латерали, наиболее сгущаются в плечевых участках рифта и около разломов — в местах активной миграции флюидов [Предтеченская др., 2009]. Известны случаи возникновения в песчаниках структурно-минеральных признаков стадии метагенеза —

шиповидных новообразований слюды  $2M_1$  и рекристаллизационно-грануляционного кристаллобластеза в кварцевых агрегатах (как на рисунке,  $z$ ,  $d$ ), т.е. это свидетельство изменения температуры ( $\Delta T$ ) и стрессового давления ( $P_{st}$ ). Характерно, что они не всегда локализованы в самом низу разреза, а нередко встречаются в его срединных интервалах, как это описано применительно к породам интервала  $T_3-J_1$  в скважине СГ-6 в Колтогорско-Уренгойской структуре Западно-Сибирской плиты [Япаскурт, Шиханов, 2013]. Локальные признаки метаморфизации этих отложений коррелируют не с их погружением, а с импульсами флюидно-магматических инъекций в породы фундамента Западно-Сибирской плиты.

**1.2. Тип ПП синеклиз; подтипы:** 1.2.1 — *последокембрийских кратонов* и 1.2.2 — *молодых платформ* (эпикаледонских, эпигерцинских и др.) отвечают ГТЛ вялого погружения и преимущественно компенсационного заполнения впадин осадками.

Литифицированность пород у подтипа 1.2.1 слабая, преобладают рыхлые пески и глины, присутствуют редкие вкрапления линз и пластов массивных и крепких карбонатизированных либо кварцитовидных песчаников (аутигенез  $A_2$ ). Сверху вниз по разрезу переход к слаболитифицированным образованиям средней подстадии катагенеза (см. выше) осуществляется постепенно в диапазоне многих сотен метров или нескольких километров. Аллотигенный седиментофонд мономинеральный и олигомиктовый (существенно кварцевый, кремнекластито-кварцевый, полевошпатово-кварцевый, с каолинитом, иногда с гидрослюдами, смектитами). Диагенетические компоненты представлены аморфными модификациями  $SiO_2$ , глауконитом, фосфатными минералами, карбонатами, сульфатами, сульфидами и др. Парагенетические ассоциации  $A_1$  подстадии начального катагенеза отвечают фации обломочного вещества с унаследованным от диагенеза составом [Коссовская, Шутов, 1976], с ненарушенными обломочными структурами и развитием крустификационных микроструктур пленочного цемента песчаников. В самых нижних слоях эта фация местами сменяется кварц-диккитовой. При этом характер аутигенеза  $A_1$  зависит от генетической природы осадков сильнее, чем от глубины их погружения; литогенетическая зональность очень нечеткая, отвечает слабому или среднему катагенезу.

**Подтип 1.2.2** описан на Западно-Сибирской плите [Япаскурт, Шиханов, 2013] и в Вилюйской синеклизе Восточно-Сибирской платформы (А.Г. Коссовская (1962), [Япаскурт, 1982]), отличается от предшествующего заметно более интенсивной литифицированностью, особенно в надрифтовых синеклизах. Парагенетические ассоциации  $A_1$  нижней половины разреза характерны для таковых из подстадий глубинного катагенеза — преобладает гидрослюдисто-хлоритовая фация с мозаичными конформными и конформно-регенерационными структурами песчаников.

Фоновые ПП здесь всюду на порядок интенсивнее, чем на такой же глубине для подтипа 1.2.1. Это объясняется тем, что повышенные значения градиента  $\Delta T$  в Зауралье выше, чем в центре Восточно-Европейской платформы (в Московской синеклизе, Оршанской и других впадинах с ПП 1.2.1). Этот факт указывает на несовершенство прежней типизации автора [Япаскурт, 1991], где первоочередное внимание уделялось только типу погружения породы, так как тип  $V_p$  и глубинность погружения породы отражают в основном степень влияния на ПП фактора  $P_s$ , но не  $\Delta T$ . Глубина залегания породы при низких значениях фоновой температуры не обеспечивает возникновения минеральных ассоциаций, характерных для стадий глубокого катагенеза.

**1.3. Тип ПП антеклиз и межсинеклизов седловин** описан в работах [Постседиментационные..., 2007; Япаскурт и др., 2003] и соответствует ГТЛ прерывистого погружения [Япаскурт, 1991]. Здесь литогенетическая зональность полностью камуфлирована локальными ГТЛ гидротермально-метасоматической и (в некоторых местах) контактово-магматической природы. Множество явных и скрытых диазем свидетельствует о чрезвычайной длительности процессов диагенеза, подземного и надводного выветривания осадков и о существенных дораннекатагенетических изменениях их вещественного состава. Те же диаземы могли становиться путями миграции сюда чужеродных флюидов — источников аутигенеза категории  $A_2$ .

## **II. Надтип ПП в геодинамическом режиме перикратонных и передовых прогибов на границе с орогенами:**

**II.1. Тип ПП во впадинах** подробно охарактеризован А.Г. Коссовской (1962) и в работе [Коссовская, Шутов, 1976] для мезозойских комплексов Приверхожанского прогиба, а также в работах [Крашенинников, Япаскурт, 1977; Япаскурт, 1982, 1988]. Это типичные ГТЛ интенсивного погружения с ярко выраженной зональностью усиления ПП категории  $A_1$  — от самого раннего до позднего (глубокого) катагенеза сверху вниз по разрезу пород (толщина свыше 3–4 км), а также вкострости прогиба, по направлению от края платформы к границе с орогеном. Вблизи последней зоны ПП вместе с изоресплендами  $R^a$  круто воздымаются вверх [Япаскурт, 1982], перемещаясь на относительно более молодые стратиграфические уровни осадочной толщи. Похожее явление наблюдалось в менее отчетливой форме при перемещении от центральных участков впадин к их бортам и соседним с ними поднятиям.

Отчетливая зональность ПП возникла здесь в связи с полимиктовостью седиментофонда — его аркозовостью. Так, в Приверхожанском прогибе господствуют средние аркозы (с плагиоклазами олигоклаз-андезинового ряда, малым количеством калиевого полевого шпата и обилием зерен амфиболов, эпидотов и гранатов). Будучи выведенными вскоре после их накопления из сферы диагенеза, они поставляли на глубину реакционноспособный материал. Он

обеспечил разнообразие аутигенных компонентов  $A_1$ : кварц, ломонит, корренсит в зоне среднего катагенеза; хлорит, иллит  $2M_1$ , местами эпидот и альбит в зоне глубокого катагенеза.

II.2. Тип ПП поперечных валов отличается от предыдущего сокращением толщины зон минералогенеза  $A_1$ , воздыманием в разрезе уровня глубинно-катагенетических (высокотемпературных) преобразований песчаников, здесь чаще встречаются гидротермально-метасоматические изменения категории  $A_2$ , похожие на таковые в типе I.1.

II.3. Тип ПП приорогенных тектонических швов и поднятий характеризуется резким отличием преобразований минерального и органического вещества. Первое вступает в стадию метагенеза с кристаллобластическими структурными признаками  $P_{st}$  (рисунок,  $d$ ) и с катакластическими локальными ГТЛ. Параметры  $R^o$ ,  $R^a$  при этом не меняются, так как они не зависят от  $P_{st}$  и изменяются только от  $\Delta T$ .

III. Надтип ПП континентальных окраин представлен двумя типами — пассивных и активных окраин (последние здесь не рассматриваются).

III.1. Тип ПП пассивной окраины континента в классическом виде представлен отложениями верхоянского складчатого терригенного комплекса с возрастом от  $C_1$  до  $J_3$  включительно и суммарной толщиной ~16 км [Япаскурт, 1988]. В истории геологического развития эти образования прошли через две стадии — бассейновую и орогенную, при которых крупные ОПБ позднепалеозойского и раннемезозойского возраста были дислоцированы и образовали СНС. Поэтому о доорогенном литогенезе можно судить только по сохранившейся фрагментарно (среди массовых вторичных изменений) зональности  $A_1$ . Седиментофонд всюду имеет полимиктовый состав. Преобладают литокластиты, чередующиеся с аркозово-граувакковыми и мезомиктовыми разностями. Фоновые ПП соответствуют гидрослюдисто-хлоритовой (глубинный катагенез) и мусковит-хлоритовой (ранний метагенез) минеральной фациям. Это очень характерный представитель ГТЛ интенсивного погружения со следующими показателями: отчетливое нарастание интенсивности преобразования пород вниз по разрезу; «растянутость» в разрезе (на многие километры) зоны глубокого катагенеза, которая сменяется зоной метагенеза; явные признаки элизионных процессов по модели В.Н. Холодова [1982, 2011].

IV. Надтип континентальных орогенов объединяет типы: IV.1 — окраинных орогенов, IV.2 — внутриконтинентальных орогенов и IV.3 — фундаментов молодых платформ. Им свойственны полимиктовый состав аллотигенного седиментофонда и высокие значения скорости ( $V_p$ ) его захоронения в бассейнах доорогенной стадии, а следовательно, разнообразный состав аутигенных минералов и четкие следы сменяемости их многоэтапных ассоциаций. Преобладают образования с признаками глубокого катагенеза, а чаще метагенеза, которые в современном эрозионном срезе и

на геологических профилях имеют резко несогласные соотношения со стратиграфическими, фациальными и формационными границами; характерны существенные расхождения в интенсивности преобразования минерального вещества и РОВ, для пород характерны также многоактные усиления литифицированности вплоть до метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фаций на участках повышенной проницаемости флюидных потоков из нижележащих геосфер. Эндогенные флюиды — проводники  $\Delta T$  — становились своеобразным стартером, запускавшим внутриформационный механизм фазовой дифференциации седиментогенного вещества и возникновения локальных полей метаморфизма пород. Их окаймляют зоны метагенеза (рисунок,  $z-e$ ), которые в свою очередь окружены зонами глубокого и среднего катагенеза. Эта зональность ПП не зависит от мощности вышележащих толщ, т.е. не коррелирует с палеоглубинами доскладчатого тектонического погружения пород, что установлено в Верхоянской СНС [Симанович, Япаскурт, 2002; Япаскурт, 1988].

Внутри СНС породы дометаморфических стадий традиционно именуется одинаково с родственными образованиями прочих структурно-тектонических областей — песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Но их микро- и наноструктуры отличаются некоторыми деталями (в частности признаками влияния  $P_{st}$  [Лукьянова, 1985]). Возможно, для них следует разработать индивидуальную терминологию (например, «метапесчаники», «метаалевролиты» и пр.), но это дело будущего.

**Заключение.** Опыт литологических исследований свидетельствует о том, что процессы ПП на стадиях диагенеза, катагенеза и метагенеза весьма многофакторны, реализуются под явным влиянием тектонических условий формирования ОПБ и СНС. Накоплены многочисленные свидетельства преемственности ПП от вещественного состава седиментофонда (см. выше), а также от особенностей седиментогенных структур и текстур и конкретных генетических типов осадка [Япаскурт, 1988], т.е. в конечном счете на характере ПП определенно сказываются фациальные обстановки седиментации — ландшафтно-климатические факторы экзогенной природы. Через них на ПП косвенно влиял конседиментационный тектонический режим. Последующие геодинамические факторы эволюции ОПБ, а затем СНС усиливают свое влияние через  $\Delta T$ ,  $P_s$ ,  $P_{st}$  и флюиды внутриформационного и нередко внеформационного генезиса. Эти факторы влияют на ПП не везде синхронно. Поэтому минерально-парагенетические образования ПП имеют разнообразный облик в разных геоструктурных областях.

Предпринятая автором с сотрудниками на протяжении 40 лет попытка упорядочить информацию о ПП, типизировать их и объяснить в каждом конкретном случае причины их своеобразия и механизмы процессов литогенеза привела к созданию описанной

выше схеме. Ее ограничение терригенными комплексами пород объясняется максимальной информативностью слагающих их минеральных и органических компонентов применительно к реконструированию глубинных процессов ПП. Такие же исследования активно ведутся сейчас по изучению ПП карбонатных формаций профессором Казанского (Приволжского) федерального университета В.П. Морозовым, с кото-

рыми автор намерен в будущем коррелировать свои построения. Это перспективно в плане объяснения генезиса коллекторских свойств резервуаров углеводородного сырья, а также углубленного изучения стратиформного рудогенеза.

Рассмотренная выше модель — не конечный вариант, предполагается расширить ее вплоть до включения структурно-тектонических областей океана.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Вассоевич Н.Б.* Стадии литогенеза // Справочник по минералогии / Под ред. Н.Б. Вассоевича, В.Л. Либровича, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко. М.: Недра, 1983. С. 85–96.

*Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектоническими обстановками на континентах и в океанах // Геотектоника. 1976. № 2. С. 15–20.

*Крашенинников Г.Ф., Янаскурт О.В.* Эпигенетические изменения пород северной части Ленского угленосного бассейна // Литология и полезные ископаемые. 1977. № 3. С. 53–66.

*Логвиненко Н.В., Орлова Л.В.* Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.

*Лукин А.Е.* Литодинамические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах. Киев: Наукова думка, 1987. 224 с.

*Лукьянова Т.В.* Катагенез в орогенных областях. М.: Т-во науч. изданий КМК ЛТД, 1985. 174 с.

Постседиментационные изменения отложений платформенного чехла Белоруссии / Под ред. А.А. Махнача. Минск: Белорусская наука, 2007. 395 с.

*Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичев А.С.* Катагенетические и гидрохимические аномалии в нижне-среднеюрских отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений // Литосфера. 2009. № 6. С. 54–65.

*Симанович И.М., Янаскурт О.В.* Геодинамические типы постседиментационных процессов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2002. № 6. С. 20–31.

*Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. 2-е изд., испр. и доп. М.: КДУ, 2005. 560 с.

*Холодов В.Н.* О терминах, применяемых при изучении вторичных изменений осадочных пород // Литология и полезные ископаемые. 1970. № 6. С. 91–101.

*Холодов В.Н.* Новое в познании катагенеза // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 3. С. 3–22.

*Холодов В.Н.* Типы катагенетических трансформаций в стратисфере и осадочные полезные ископаемые // Уч. зап. КазГУ. Сер. естеств. науки. 2011. Т. 153, кн. 4. С. 16–53.

*Янаскурт О.В.* Связь катагенеза терригенных отложений с тектонической обстановкой на границах Сибирской платформы с Верхоянской складчатой системой // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57, вып. 3. С. 3–12.

*Янаскурт О.В.* К проблемам катагенеза, метакатагенеза и метаморфизма в бассейнах породообразования миогеосинклиналей // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 4. С. 58–70.

*Янаскурт О.В.* Вопросы типизации постдиагенетического литогенеза (в складчатых системах) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 10. С. 40–55.

*Янаскурт О.В.* Породообразование в стратисфере (опыт стадияльно-генетических исследований) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 5. С. 3–14.

*Янаскурт О.В., Ростовцева Ю.В., Карпова Е.В.* Постседиментационный литогенез терригенных комплексов и палеотектоника // Литосфера. 2003. № 1. С. 39–53.

*Янаскурт О.В., Шиханов С.Е.* Стадийность процессов минералогенеза терригенных отложений от начала триаса до квартера в связи с эволюцией геодинамических режимов формирования Колтогорско-Уренгойской системы прогибов Западно-Сибирской плиты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2013. № 6. С. 3–12.

*Fairbridge R.W.* Phases of diagenesis and authigenesis // Diagenesis in Sediments. Amsterdam: Elsevier, 1967. P. 19–89.

Поступила в редакцию  
25.02.2014