

УДК 551.35:551.76 (925.14)

О.В. Япаскурт<sup>1</sup>, С.Е. Шиханов<sup>2</sup>

## СТАДИЙНОСТЬ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛОГЕНЕЗА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОТ НАЧАЛА ТРИАСА ДО КВАРТЕРА В СВЯЗИ С ЭВОЛЮЦИЕЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛТОГОРСКО-УРЕНГОЙСКОЙ СИСТЕМЫ ПРОГИБОВ (ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА)

Обобщены итоги прежних и новейших авторских исследований минерального вещества терригенных нижнемезозойских пород Колтогорско-Уренгойской и соседних структур на северной окраине Западно-Сибирской плиты. Детально охарактеризована стадийность возникновения и смены минеральных аллотигенных и аутигенных парагенетических ассоциаций с привязкой к историко-геологическим этапам сменяемости геодинамических режимов формирования осадочного бассейна: рифтового, переходного к синеклизному, синеклизного и инверсионно-тектонического. Проанализированы микро- и наноструктурно-текстурные признаки скрытых от прямого наблюдения глубинных процессов минералогенеза; объяснены их механизмы и источники вещества, способы их внутрислоевого, межслоевого и внутрибассейнового перераспределения под влиянием различных термодинамических и гидрогенных факторов вместе с оценкой вероятной зависимости таковых от процессов конкретной геодинамики. Рассматриваемые проблемы могут найти практический выход в разделах учения о генезисе коллекторов углеводородного сырья.

*Ключевые слова:* осадочные породы, аллотигенные и аутигенные минеральные парагенезы, литогенез, геодинамический рифтовый, синеклизный, инверсионный режим, платформенная плита.

The paper summarizes the results of previous and the latest studies of mineral matter of Lower Mesozoic clastic rocks Koltogorsk-Urengoyskaya and the neighboring structures of the northern edge of the West Siberian Plain. The origin and changes of allogenic and authigenic mineral paragenetic associations are described in detail, in relation to their geological history, and changing of the sedimentary basin geodynamic regimes: the rift, the transition to syncline stage, syncline stage and inversion stage. There are analyzes of micro- and nanostructural and textural features of the underlying mineral formation processes, that are hidden from direct observation; explanation of their mechanisms and sources of required materials to them, ways of intralayer, interlayer and intrabasin redistribution under the influence of various thermodynamic and hydrogenic factors together with estimates of the likely dependence of those processes from specific geodynamic regime. Problems to be solved relate to the issue of «Lithogenesis and tectogenesis», and can find a practical way in a problem of the hydrocarbon reservoirs genesis.

*Key words:* sedimentary rocks, mineral paragenesis, allogenic, authigenic, lithogenesis, a process stage, geodynamic regime, rift, syncline, inversion, platform cover.

**Введение.** Рассматриваемая здесь территория окраины эпипалеозойской Западно-Сибирской плиты (ЗСП), простирающаяся севернее и южнее Полярного круга, а также разрез сверхглубокой скважины СГ-6 (рис. 1) к настоящему времени досконально изучены геологами из множества организаций Новосибирска [Бочкарев и др., 2005; Нефтегазоносные..., 1994; Сурков и др. 1993], Тюмени, Москвы, Санкт-Петербурга, Саратова, Ярославля [Тюменская..., 1996; Япаскурт, Горбачев, 1997; Япаскурт и др. 1992]. В подавляющем большинстве работ литологические исследования сконцентрированы на фациально-палеогеографических реконструкциях и (или) на изучении органического вещества (ОВ) для оценки

нефтегазоносности мезозойских терригенных комплексов. Осадочная минералогия (за редкими исключениями) характеризовалась попутно и кратко, и ее информативные достоинства еще не исчерпаны.

При массовом внедрении в практику исследования осадочных толщ сравнительно-литологического принципа оценки их генезиса (по Н.М. Страхову) приоритетное место приобрел анализ структурно-текстурных внутривидовых признаков способа и обстановок седиментации в геологическом прошлом. Ссылки на эти признаки доминировали при выявлении генетических типов и фаций, используемых для палеогеографических реконструкций. Извлечение генетической информации из типоморфизма поро-

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

<sup>2</sup> НК «Роснефть-НТЦ», вед. спец.; *e-mail:* sechikhanov@rn-ntc.ru

дообразующих минералов и путем анализа стадийности возникновения их парагенетических ассоциаций оказалось отодвинутым на второй план, так как требовало больших затрат времени для лабораторных исследований и анализа результатов.

Главная цель статьи — частично восполнить этот информационный пробел, обобщив сведения о минеральном веществе, извлеченные из прежних публикаций, и пополнив их новыми авторскими исследованиями. Главная задача — посредством стадийного анализа разновозрастных аутигенных минеральных ассоциаций раскрыть суть недоступных прямому наблюдению процессов глубинных постседиментационных изменений древних горных пород, а затем конкретизировать факторы, которые влияют на эти литогенетические процессы, и выявить их пространственно-временные и причинные взаимосвязи с меняющимися в геологическом времени геодинамическими режимами формирования и эволюции исследуемого осадочного бассейна (ОБ), начиная от раннего триаса и до нашего времени включительно. Попутно оценивались информативные для палеогеографии признаки аллотигенного минералогенеза, а также его прямые и косвенные взаимосвязи с аутигенными внутривидовыми новообразованиями.

**Геологические и геодинамические обстановки и этапы формирования приполярной окраины ЗСП.** Эти сведения в основном содержатся в работах новосибирских исследователей [Бочкарев и др., 2005; Сурков и др., 1993], а также в наших работах [Япаскурт и др., 1992; Япаскурт, Шиханов, 2008]. Рассматриваемый ОБ — фрагмент Западно-Сибирского мегабассейна [Нефтегазные..., 1994], который сформировался на протяжении описанных ниже четырех этапов.

1. **Рифтовый этап** заложения долготно простирающейся Колтогорско-Уренгойской депрессии начался на рубеже позднепермской и раннетриасовой эпох. Он синхронен началу формирования платобазальтовой трапповой формации на соседней Восточно-Сибирской платформе. Дно депрессии заполнено оливиновыми базальтами. Вблизи ее осевой части скважина СГ-6 вскрыла эти базальты и их туфы вместе с линзами контактово-метаморфизованных глинисто-латеритных пород на глубине ниже 6,5 км и на отметке около 7,4 км не достигла их подошвы. Над кровлей базальтовой толщи вскрыты алевропелитовые, в основном вулканогенно-осадочные породы с линзами углей красноселькупской серии. По заключению исследовавшего их Ю.П. Казанского [Тюменская..., 1996], продукты базальтового вулканизма здесь сформировали возвышенное плато на бортах продолжавшей интенсивно погружаться Колтогорской депрессии. Плато активно денудировалось, пополняя седиментофонд переотложенным вулканокластическим веществом. В самой же депрессии на протяжении раннего и частично среднего триаса продолжали господствовать континентально-прибрежные обстановки седиментации. Терригенные

осадки накапливались в условиях импульсивных проседаний дна ОБ, компенсируя или почти компенсируя впадину, представлявшую собой аллювиально-озерно-болотную низину.

2. **Раннеплитный этап** длился около 57 млн лет — от среднего триаса до средней юры включительно и характеризуется интенсивным заполнением ОБ терригенными осадками, главным образом за счет местных источников сноса [Сурков и др., 1993]. В это время Колтогорский ОБ прогибался интенсивнее смежной территории, в конце триаса и начале юры представлявшей собой сушу с расчлененным рельефом, амплитуда которого, по расчетам Э.А. Конторовича (1999), к началу юры могла составлять от 500 до 1000 м. Такие палеотектонические условия способствовали формированию крупной, долготно ориентированной речной артерии на месте Колтогорского прогиба, причем истоки ее последовательно, по мере денудации водосборных окраин, продвигались на юг, а с севера ингрессировало море (рис. 1). Море, вероятно, сначала (в средне- и поздне триасовую эпохи) проникало в Колтогорский сектор ОБ, образуя эстуарий наподобие нынешней Обской губы [Япаскурт и др., 1992]. Речная сеть в итоге отодвинулась на юго-запад современной Томской области, где, по данным А.Э. Конторовича, протяженность палеоруслу, раскрывающегося в Колтогорскую котловину, достигла в ранней юре длины 100 км.

Колтогорский прогиб тогда представлял собой депрессионную зону с бортами, изрезанными каньонообразными промоинами, по которым в геттанг-синемюрское и плинсбахское время водотоками поставлялся терригенный материал. В это же время в центральной части Колтогорского ОБ формировался фронт дельты, где с лавинной скоростью накапливались галечно-гравийные, песчаные и алевритоглинистые осадки. Темп компенсации ими впадины периодически то слегка отставал, то опережал скорость тектонического погружения, что отразилось на характере цикличности строения разреза при господствующей мелководности большинства осадков. Здесь накопился очень мощный (после катагенетического уплотнения осадков толщина около 2,5 км) комплекс терригенных отложений однообразного, но полимиктового состава (см. ниже).

3. **Собственно плитный этап** длительностью около 80 млн лет приходится на позднеюрскую, ранне-, поздне меловую и раннепалеогеновую эпохи господства морского режима седиментации на юге Западно-Сибирского мегабассейна. В течение этого времени зафиксированы отдельные эпизоды стремительного обрушения дна ОБ, обусловившие некомпенсированную седиментацию, в частности при накоплении осадков баженовской свиты и некоторых других образований, в том числе клиноформы нежемеловой ачимовской свиты.

4. **Инверсионный этап** перестройки структуры ОБ в кайнозое причинно связан со спредингом

литосферных плит и формированием Атлантического и Арктического океанов. В частности, раскрытие котловин последнего отразилось в смене знака вертикальных движений земной коры (инверсии) на территории ЗСП, северная периферия которой, начиная со среднего эоцена, стала воздыматься и произошло формирование аккумулятивно-денудационной равнины. По расчетам В.С. Суркова (1993), амплитуда воздымания северного борта ОБ на этом тектоническом этапе составляла не менее 1000 м. Некоторые исследователи считают эту величину завышенной, однако факт инверсии (с формированием локальных складчато-разрывных тектонических дислокаций и валов) общепризнан.

**Минералогенез.** Рассмотрим минералогенез, сначала аллотигенный в триасовых, ниже- и среднеюрских породах (т.е. в рамках рифтового и раннеплитного периодов седиментации), а затем проанализируем стадийность аутигенного минералогенеза этих же отложений с привязкой ко всем вышеотмеченным стадиям формирования и эволюции Колтогорско-Уренгойского ОБ.

**Аллотигенный минералогенез.** Известно, что аллотигенные (привнесенные в бассейн извне) компоненты осадков представляют ценную информацию о палеоландшафтных, отчасти о палеоклиматических и палеотектонических обстановках седиментации [Шутов, 1975], вместе с тем они могли быть донорами вещества для постседиментационного аутигенного минералообразования [Косовская, 1962; Япаскурт, 2008]. Сведения о таковых, являющихся породообразующими и акцессорными в песчаных и алевропелитовых триасовых, ниже- и среднеюрских отложениях, приводятся ниже [Япаскурт и др., 1994; Япаскурт и др., 1997; Япаскурт, Шиханов, 2008] вместе с результатами оптических и электронно-микроскопических исследований, выполненных С.Е. Шихановым во время его учебы в магистратуре и аспирантуре геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова в 2007–2011 гг. (эти результаты не публиковались в рецензируемой периодике, но зафиксированы в сборниках материалов научных конференций).

Итак, если исключить породы из самых низов разреза (с вулканогенной примесью), то для всех остальных (средне- и верхнетриасовых, ниже- и среднеюрских) осадочных образований установлено,

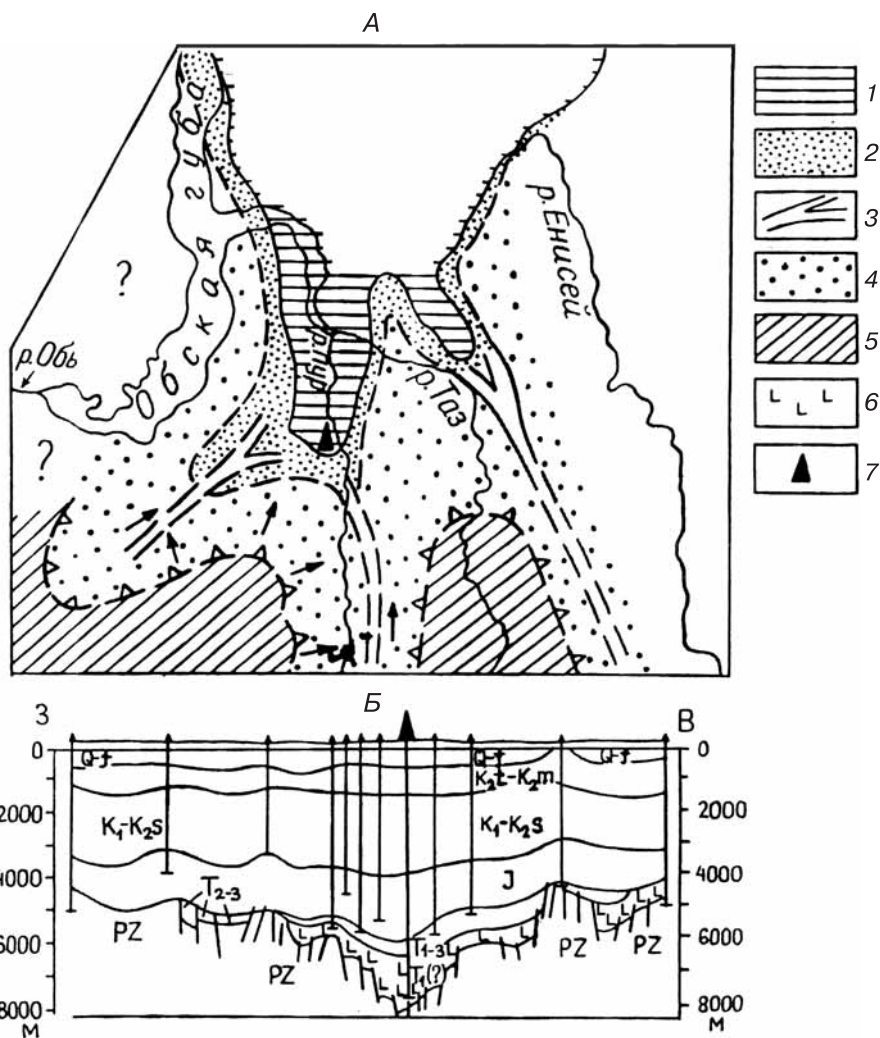


Рис. 1. Современное положение района исследования и эпизод палеогеографии этапа  $T_3-J_1$  (А); геологический профиль поперек Колтогорско-Уренгойского прогиба (Б): 1 — морские мелководные отложения, 2 — прибрежная область, 3 — речные русла, 4 — озерно-аллювиальная низина, 5 — возвышенная суша с краевыми эскарпами, 6 — базальты, 7 — местонахождение СГ-6; стрелками указаны направления сноса триасового материала в осадочный бассейн

что спектр обломочных компонентов песчаных и алевропелитовых фракций сохраняет постоянство, варьируя лишь в частности [Япаскурт, Горбачев, 1997]. Главными породообразующими компонентами песчаников здесь служат *литокласты* и *кварц* с подчиненной примесью кислых и средних *плагноклазов* (от 2–5 до 10–20%), реже — *калиевых полевых шпатов* (0–5%) и с постоянной примесью *триасовых слюд* (особенно биотита), количество которых точно оценить трудно из-за их интенсивных постседиментационных трансформаций в иллит-хлоритовые и другие агрегаты, мало отличающиеся от межзернового цемента (см. ниже и в работе [Япаскурт и др., 1999]).

*Литокласты* состоят из осадочных, метаосадочных и магматических образований. К осадочным относятся аргиллиты, алевролиты, кремни и очень редкие фрагменты известняков, к метаосадочным — кварциты с микрогранобластовыми структурами, кварц-серицитовые и кварц-альбит-хлоритовые слан-

цы. Вместе с ними постоянно встречаются обломки магматических пород, как правило, эффузивных жильных. Среди них наиболее часто выделяются более или менее окатанные частицы средних или основных эффузивов с реликтами микролитового строения при нацело лейкоксенизированной и хлоритизированной основной массой (бывшее вулканическое стекло). Реже присутствуют обломки кислых эффузивов с афировым, фельзитоподобным строением, которые визуально трудно отличить от кремней. В целом на долю вулканокластических зерен приходится от 5–6 до 18–20% от общего количества литокластики.

Вместе с вышеперечисленными терригенными компонентами в некоторых песчаниках встречаются эдафогенные образования. К ним относятся фрагменты тонкодисперсного глинистого или карбонатно-глинистого вещества с явными признаками изначальной пластичности обломков, которые трактуются как продукты переотложения местных нелитифицированных илов (интракласты). Количество таких частиц увеличивается в песчаниках глубже 6,2 км (в пурской свите) и местами достигает 60% от состава песчаных фракций ниже 6,4 км (в нижнетриасовой коротчаевской свите). В ниже- и среднеюрских песчаниках мелководно-морского генезиса встречаются редкие глобулы (0,15–0,2 мм) глауконитоподобного минерала, имеющие лепидобластовое строение, что обеспечивает им эффект агрегатной поляризации с сохранением (при скрещенных николях) ярко-зеленой интерференционной окраски, почти совпадающей с естественным цветом этих частиц.

*Кварц*, постоянно присутствующий, но нигде количественно не доминирующий, характеризуется существенно измененными формами исходных седиментогенных зерен. Признаки их окатанности (иногда совершенной, чаще средней) камуфлируются коррозионными «заливами» и регенерационными отростками аутигенного кварца, возникшего на стадии катагенеза.

*Плагиоклазы* представлены несколькими разновидностями от альбит-олигоклазовых до андезиновых, как правило, слабо- и среднеокатанных. Среди них распространены индивиды, в разной степени вторично серицитизированные. Вместе с ними встречаются лишённые примесей зерна с полисинтетическими двойниками альбитового типа. Отметим находки (в верхах разреза) разновидностей, аналогичных так называемым ситовидным плагиоклазам, по терминологии А.Г. Коссовской [1962], это образованные за счет Са–Na-плагиоклаза альбиты с рассеянными в них включениями серицита, эпидота, цоизита и иногда кальцита. Такие минеральные зерна, распространённые в нижнемеловых песчаниках в Виллюйской синеклизе и Приверхожанском прогибе, А.Г. Коссовская отождествляла с продуктами регрессивного метаморфизма (диафтореза) архейских гнейсов, причисляя «ситовидные альбиты» к числу важных

индикаторов местонахождения суши, поставившей аллотигенный материал в ОБ.

*Калиевые полевые шпаты* встречаются здесь спорадично, представлены тремя разновидностями: решетчатым микроклином, нерешетчатым олигоклазом, а также слабопелитизированным и интенсивно пелитизированным олигоклазом (редко).

*Агрегатные сростки полевого шпата с кварцем* из кислых интрузий встречаются редко, относятся к крупнопсаммитовой и гравийной фракциям.

*Глинистое вещество* описываемых пород полимиктовое и полигенное. Представлено как седиментогенными (аллотигенными), так и постседиментационными (аутигенными) образованиями, различить которые по их наноструктурным признакам можно лишь под электронным микроскопом [Япаскурт, 2008]. С его помощью в песчаных и алевропелитовых породах выявлены кластические чешуйки хлоритов, иллита и в редких случаях каолинита, но обычно преобладают аутигенные разновидности этих минералов [Япаскурт и др., 1999].

В целом глинистого вещества достаточно много в базальном и поровом цементе нижнетриасовых песчаников. Начиная со среднетриасовых толщ и выше (варенгяхинская, витютинская, береговая свиты и др.) песчаные и псефитовые отложения фаций речного аллювия, фронта дельты, предустьевых баров и подводных рукавов авандельты характеризуются низким содержанием глинистого материала (не более 5–15%), что могло быть обусловлено активной гидродинамикой — одним из важнейших седиментогенных факторов.

**Обстановки и факторы седиментогенеза.** Для первого и второго этапов формирования ОБ выполнен анализ минеральных ассоциаций по методике В.Д. Шутова [Шутов, 1975]. Построенные по его методике поля фигуративных точек — результаты количественного подсчета аллотигенных компонентов песчаных фракций (0,1–0,25 и 0,25–0,5 мм) на разных стратиграфических уровнях (от  $T_1$  до  $J_2$  включительно), помещенные на треугольную диаграмму, у которой вершины отвечают 100%-му содержанию кварца, литокластов и плагиоклазов вместе с калишпатами, а внутренние поля разграничены по классификационной схеме В.Д. Шутова (рис. 2), дают следующую информацию. Все исследованные нами песчаные породы относятся к семейству граувакк — от разновидностей собственно граувакк ( $T_1$ , частично  $T_2$ ) до кварц-полевошпатовых и полевошпат-кварцевых граувакк ( $T_3$ – $J_2$ ). По мере их омоложения поля фигуративных точек внутри треугольника последовательно смещаются от его левой нижней вершины (F) направо по диагонали — в направлении к стороне треугольника (Q–L), почти к ее середине. Эти поля на диаграмме стремятся к полям, отвечающим граувакко-аркозам и аркозам, но не достигают их. Такое распределение фигуративных точек и охарактеризованный выше вещественный состав аллотигенных компонентов

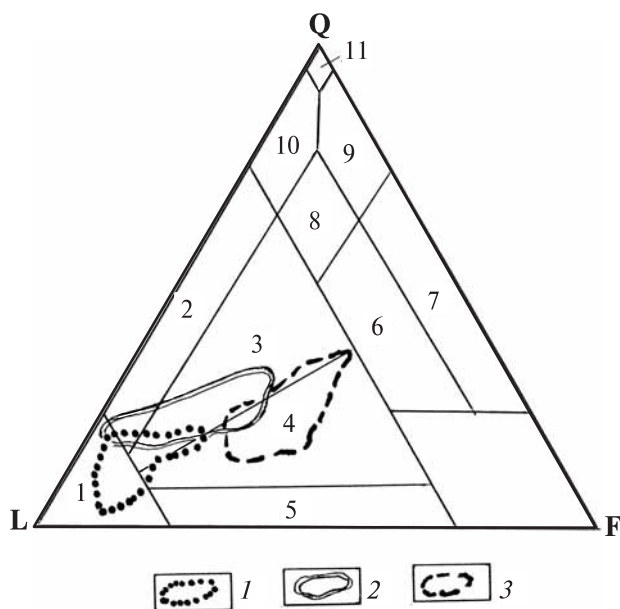


Рис. 2. Диаграмма вещественного состава песчаных пород ( $T_1$ - $J_3$ ) Колтогорско-Уренгойского прогиба: 1-3 — поля местонахождения фигуративных точек — итог количественного подсчета аллотигенных компонентов в шлифах пород с возрастом: 1 —  $T_1$ , 2 —  $T_{2-3}$ , 3 —  $J_{1-2}$ . Цифрами обозначены поля градаций, по [Шутов, 1975]: 1-5 — граувакки (1 — типичные, 2 — кварцевые, 3 — полевошпат-кварцевые, 4 — кварц-полевошпатовые, 5 — полевошпатовые), 6 — аркозо-граувакки, 7 — аркозы; 8-11 песчаники: 8 — мезомиктовые, 9 — полевошпат-кварцевые, 10 — кремнекластит-кварцевые, 11 — кварцевые. Составил С.Е. Шиханов

показывают явное сходство объектов исследования с категорией так называемых петрогенных комплексов терригенной группы граувакк, по [Шутов, 1975].

Эта категория характеризует *одноактный цикл седиментации*, при котором питающими провинциями служили орогены, сложенные комплексами магматических, метаморфических и в меньшей мере осадочных пород, а седиментация осуществлялась путем интенсивной поставки веществ в ОБ и захоронения в нем в сочетании с высокой скоростью эродирования постоянно воздымавшейся гористой или холмистой суши. Наличие эскарпов на суше Колтогорско-Уренгойской рифтогенной структуры подтверждается наличием конгломератов в верхах варенгайхинской и в витютинской свитах [Япаскерт, Шиханов, 2008]. Общность главных породообразующих компонентов свидетельствует о длительном существовании единой водосборной площади, которая со временем расширялась и пенепленизировалась. И осадки последовательно пополнялись свежими порциями кластогенных частиц разнообразного состава, которые не были ни вторично перемытыми, ни переотложенными.

Все это согласуется с представлениями о преддыстории ОБ, относимой ко времени позднпалеозойской кратонизации и формирования Урало-Монгольского рифейско-палеозойского складчатого комплекса, северо-западный сегмент которого впоследствии стал фундаментом осадочного чехла Западно-Сибирского мегабассейна. Перед мезозой-

ским этапом его развития к югу от рассматриваемой территории, частично захватывая ее, возникло сводовое поднятие, сложенное комплексом разнообразных пород — метаморфических, осадочных и магматических (от ультраосновных до кислых включительно). Их многообразие отразилось затем в вышеупомянутом полимиктовом составе кластогенных компонентов раннемезозойских осадков.

**Аутигенный минералогенез.** Спектр аутигенных минералов здесь чрезвычайно разнообразен: кварц, альбит, кальцит двух генераций, доломит, сидерит (редко), смешанослойные глинистые минералы (переходные разности от смектитов к иллиту и хлориту), хлориты, иллиты модификаций  $1M_d$  и  $2M_1$ , титаномагнетит, рутил, анатаз, пирит. Исследуя под микроскопом их взаимоотношения с аллотигенными компонентами, можно убедиться в сгуженности последних, вплоть до возникновения между ними конформных (выпукло-вогнутых), инкорпорационных (клиновидных) или микростилолитовых (пильчатых) межзерновых границ (рис. 3). Эти микроструктуры свидетельствуют о процессах гравитационной коррозии терригенных зерен кварца и силикатов под воздействием литостатической нагрузки ( $P_s$ ) и палеотемпературы ( $T$ ), последняя, по оценкам степени измененности углистых включений, составляла не менее  $200\text{ }^\circ\text{C}$  [Япаскерт, Горбачев, 1997]. Однако в отдельных слоях, рассредоточенных по всему разрезу, отмечены исключения из этого правила — аллотигенные зерна песчаной и алевритовой размерности не соприкасаются, будучи рассредоточенными либо глинистым кластогенным заполнителем-матриком (такие породы преобладают в нижнетриасовом разрезе и количественно убывают в среднетриасовом), либо аутигенным кристаллически зернистым кальцитом ранней генерации (т.е. возникшим на малой глубине до попадания пород под литостатическую нагрузку). В последнем случае зерна кварца, плагиоклазов и кремней вторично корродированы, что можно объяснить влиянием на них щелочной среды, благоприятной для карбонатообразования и агрессивной к силикатам. В первом случае песчаники выглядят под микроскопом довольно свежими, они контрастно отличаются от соседних слоев с вторичными конформно-инкорпорационными структурами и регенерационными новообразованиями. Однако их различия по степени измененности здесь только кажущиеся, так как прецизионными исследованиями межзернового глинистого матрикса выявлено, что он существенно трансформирован в смешанослойные либо в хорошо окристаллизованные иллит-хлоритовые пакеты.

**Трансформация** — понятие, введенное исследователем глини Ж. Милло в 1964 г., — преобразование минерала в иной вид без фазовых изменений, в твердом состоянии, осуществляемое с сохранением структурного плана кристаллической решетки путем обмена ее катионов с иными из окружающей среды.



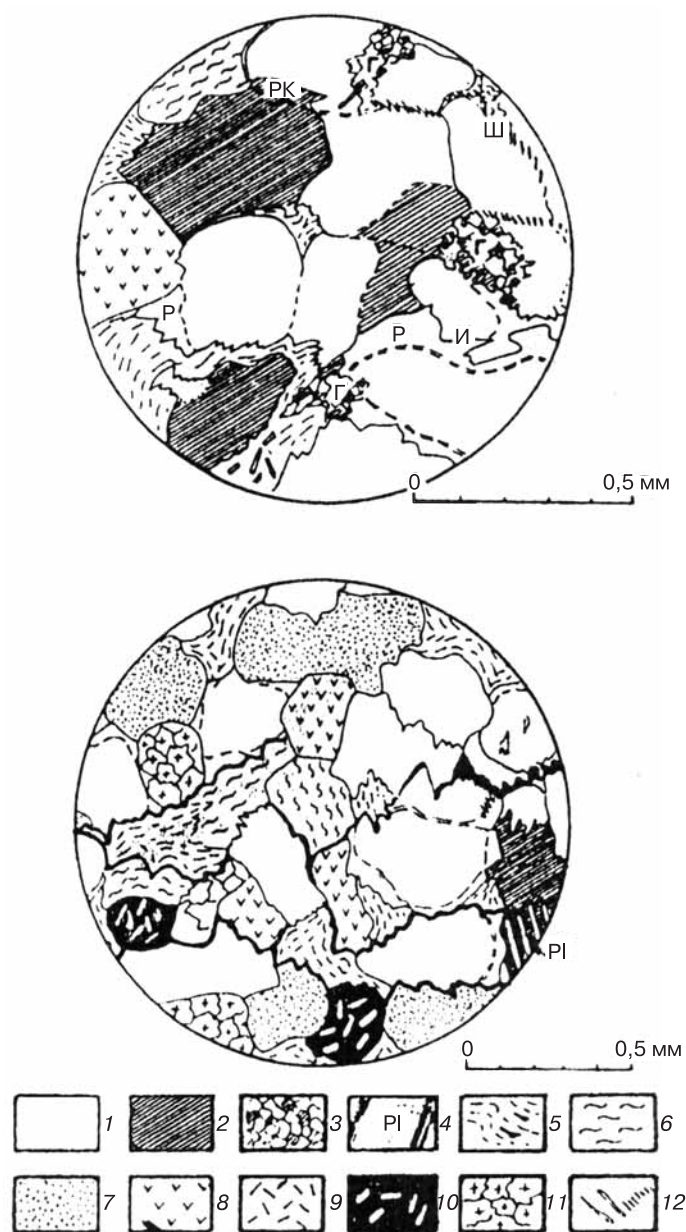


Рис. 3. Зарисовки шлифов песчаников ( $T_3$ ) из СГ-6, по [Япаскерт, Фролов и др., 1992]: 1–11 — обломочные компоненты: 1, 2 — кварц в состоянии просветления и погасания при скрещенных николях, 3 — гранобластовые кварцевые агрегаты с мозаичным погасанием, 4 — плагиоклазы, 5 — сильнохлоритизированный биотит с включениями непрозрачных рудных минералов (черное), 6 — глинистые породы, 7 — алевролиты, 8 — кремни, 9 — эффузивы кислые, 10 — эффузивы средние или основные, 11 — жильные породы кислого состава с афанитовой структурой, 12 — аутигенная серицитоподобная слюда (в шиповидных вростках в кварце и плагиоклазы); черные линии — швы флюидоразрыва; буквенные индексы: Р — регенерация терригенного кварца, И — инкорпорация, РК — рекристаллизационный бластез, Г — шиповидные вростки аутигенных слоистых силикатов в кварце и каркасных силикатах; PI — плагиоклаз

Обычно признаки этого процесса выявляются рентгенографией и электронной микроскопией с микронзондированием. Однако трансформации крупных аллотигенных слоистых силикатов выявлены при поляризационно-оптических наблюдениях. С их помощью А.Г. Коссовская [1962] установила пре-

вращение терригенных биотитов в гидрослюдисто-хлоритовые агрегаты в мезозойских породах Верхоянья. То же зафиксировано в разрезе скважины СГ-6 посредством применения оптической и растровой электронной микроскопии [Япаскерт и др., 1994, 1999]. Здесь терригенные чешуи биотитов в различной мере обесцвечены, они утратили плеохроизм и вдоль спайности замещены микропластинками зеленого хлорита и бесцветного иллита. В промежутках между ними фиксируются линзочки (1 мкм) аутигенного кварца в сочетании с кристалликами титаномагнетита, сидерита и рутила (иногда вместо него присутствует анатаз). Такая парагенетическая ассоциация минералов свидетельствует о том, что трансформационные процессы иллитизации–хлоритизации биотита сопровождалась выносом из его кристаллической решетки избыточных порций Si, Fe и Ti, вследствие этого биотит становится донором оксидов кремнезема, железа и титана для аутигенных минералов. Эти процессы явно активизировались в направлении увеличения глубины залегания пород, но 100%-го завершения не достигли нигде.

Трансформации глинистого вещества седиментогенной природы, по-видимому, были еще масштабнее, но они тоже не привели к равновесности конечных продуктов. Поэтому преобладающие в пелитовых фракциях иллиты и хлориты полигенетичны.

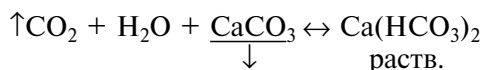
*Аутигенные гидрослюды (иллиты)* возникли за счет седиментогенной смектитовой матрицы, аллотигенных биотитов, а также по аллотигенным плагиоклазам.

*Аутигенные хлориты* тоже полигенетичны. Источниками вещества для них, помимо вышеназванных смектитов и биотитов, служили продукты изменения базальтовой вулканокластки, особенно обильной в низах разреза. А в верхних горизонтах вторичная хлоритизация возникла за счет аллотигенных зерен вулканитов среднего и основного состава.

*Аутигенный кварц*, частично побочный продукт из трансформированных биотитов, в гораздо большем количестве присутствует в песчаниках и гравелитах в форме регенерационных отростков от зерен аллотигенного кварца (рис. 3). Эти отростки при скрещенных николях поляризационного микроскопа и вращении предметного столика обнаруживают последовательное погасание и просветление синхронно с аллотигенным зерном. Это свидетельствует о том, что зерно послужило затравкой для роста кристалла, которому приобрести совершенную огранку мешали сгруженные соседние обломки. Некоторые из них могли служить донорами для аутигенного кремнезема. Этот вывод основан на многочисленных наблюдениях — внутри пласта регенерация одной части зерен кварца находится в парагенетическом единстве с гравитационной коррозией других (соседних) кварцевых обломков (рис. 3), но достаточно ли было количества этого перераспределенно внутри слоя вещества для массовой регенерации, определенно утверждать

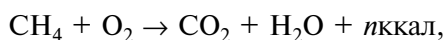
нельзя. Надо допустить также возможность дополнительной поставки кремнезема из соседних пластов глин, превращенных здесь в неразмываемые аргиллиты. Известно, что при трансформации их смектитового вещества в иллит-хлоритовые агрегаты начиная от  $T=100\pm 20$  °С выделяются значительные порции элизонной воды с растворенным в ней кремнеземом [Холодов, 2006]. Помимо кремнезема из кристаллических решеток смектитов могут частично удаляться кальций, магний и железо — «строительный материал» для кристаллизации (по соседству с регенерационным кварцем) аутигенных образований кальцита, доломита либо сидерита.

*Аутигенные кальциты* здесь явно полистадийны и полигенетичны. Самое раннее их образование — кристаллически-зернистый кальцит базального цемента, разобшивший и частично корродировавший песчаные зерна и заблокировавший их от последующих регенерации, трансформаций и всякого рода замещений иными аутигенными минералами. Потребное для этого цемента вещество могло быть привнесено водными флюидами (возможно, в водоносных горизонтах геологического прошлого), которые были насыщены растворами бикарбонатов. В этих случаях вследствие нарушения равновесия в системе



при сдвиге реакции влево (из-за ухода из системы углекислого газа по трещинам и порам) происходит карбонатизация песчаного горизонта, иногда сплошная, а иногда пятнистая (катагенетическое конкрециеобразование). Одним из существенных источников  $\text{CO}_2$  в подземных водах служат трансформации ОБ в нижележащих отложениях. Согласно данным работы [Тюменская..., 1996], ОБ в большинстве литотипов СГ-6 имеет смешанный состав. Только в кровле нижнетриасовой красноселькупской серии оно относится преимущественно к гумусовому типу с содержанием  $\text{C}_{\text{орг}}$  до 0,25%. Вышележащие породы пурской, варенгаяхинской и витютинской триасовых свит содержат гумусовое и сапропелевое ОБ (среднее количество 0,6%, максимальное до 15,5% в углистых аргиллитах). Кроме того, породы пурской и варенгаяхинской свит отличаются наиболее высокой концентрацией сорбированного метана.

Если обратиться к модели конкрециеобразования П.В. Зарицкого (1983) для Днепровско-Донецкой впадины, то объяснить кальцитизацию пористых (водовмещающих) песков можно следующим образом. Насыщенное сапропелем ОБ как бы дышит метаном. Проникая вверх (в толщи песков юрского возраста), этот газ претерпевал бактериальное окисление с выделением  $\text{CO}_2$  и тепла по схеме



а последующее удаление из системы  $\text{CO}_2$  стимулировало кристаллизацию кальцита в промежутках между

аллотигенными компонентами песчаных отложений (вне зависимости от их генезиса — континентального либо морского).

Для более поздних микровключений кальцита в уплотненных породах (с регенерированным кварцем) источником кальция могли быть не только компоненты ОБ, но и трансформируемые смектиты.

*Аутигенные доломиты* наиболее поздние, чем вышеописанные новообразования. Это ясно следует из оптических наблюдений (рис. 4) — ромбоэдры доломита с поперечником от 0,01 до 0,1 мм рассредоточены в песчанике так, что их грани не приспособляются к контурам всех прочих седиментогенных и постседиментационных компонентов, а явно пересекают их, это признак метасоматического генезиса минерала. Включения доломита тяготеют к микрошвам флюидоразрыва, а на растрово-электронномикроскопических фотографиях отчетливо видна приуроченность ромбоэдрических кристаллов к тончайшим трещинам в породе. Все это привело нас к выводу о принадлежности доломитовых включений к самой последней (инверсионной) стадии формирования ОБ.

*Аутигенные альбиты* зафиксированы в узких емкостях внутри зерен плагиоклазов Са–На состава. Их облик аналогичен таковому у терригенных плагиоклазов, претерпевших стадию глубинного эпигенеза (глубинного катагенеза) в рифейских породах в Приднестровье, которые описаны и проиллюстрированы А.В. Копелиовичем (см. [Япаскурт, 2008]). Он объяснял механизм такого процесса «целесообразностью» вытеснения из кристалла относительно крупных ионов кальция, их заменой натрием с меньшим ионным радиусом и стремлением элементарных частиц к компактной упаковке под воздействием литостатической нагрузки.

Свидетельство значительного воздействия последней в исследуемых породах — *текстуры швов флюидоразрыва* (рис. 3, внизу) в разрезе СГ-6 на глубине 5,2–5,6 км и ниже.

Свидетельство импульса термодинамической активности внутри ОБ — *микроструктуры рекристаллизационного бластеза* в аллотигенном и аутигенном кварце (рис. 3, сверху) в интервале глубины от 4 до 5,8 км, особенно часто между 4,6 и 5,7 км (котухтинская, ягельская, береговая среднеюрские свиты и верхнетриасовая витютинская свита). Этот процесс перекристаллизации минерала в твердофазном состоянии, для которого необходим температурный импульс, в подробностях описан для других регионов И.М. Симановичем [Симанович, 1978], а затем одним из авторов статьи [Япаскурт, 2008; Япаскурт и др., 1992]. Процесс легко диагностируется оптически — при попеременных переключениях анализатора и вращении предметного столика в шлифе вблизи контактов кварцевых зерен видна миграция одного зерна в другое через границы их соприкосновения. Такие новообразования относятся к числу индикаторных признаков послекатагенетической стадии метакатагенеза.

С этой же стадией связывают появление шиповидных *вростков серицитоподобной слюды* игольчатой формы в края корродированных зерен кварца и плагиоклаза.

**Стадиальный анализ** всех описанных образований свидетельствует о многоэтапности процессов аутигенеза. Сравнивая их признаки с известными типовыми признаками новообразований при разных стадиях осадочного процесса [Коссовская, 1962; Симанович, 1978], мы пришли к выводу о том, что в объектах исследования *диагенетические новообразования* всюду *редуцированы, зато интенсивно развиты признаки глубинного катагенеза* (рис. 3). Это можно объяснить специфическими условиями формирования ОБ в рифтогенных и пострифтогенных прогибах — ускоренным темпом проседания дна бассейна, вследствие чего многокомпонентная система осадка не успевала принять химически равновесное состояние, когда ее перекрывали все новые и новые порции осадков. При этом многокомпонентное седиментогенное вещество вскоре после накопления оказывалось глубже 300–500 м под поверхностью дна бассейна, т.е. в термобарической обстановке стадии катагенеза, при которой каждая ступень  $\Delta T$  в  $10^\circ\text{C}$  ускоряет химические реакции в 2 раза (правило Вант-Гофа).

Важнейшим фактором аутигенного минералообразования помимо  $T$  и  $P$ , служит водно-флюидный внутрибассейновый режим [Холодов, 2006]. Этот режим на исследованных нами объектах имел двойственную природу: во-первых, в качестве необходимой для аутигенеза среды, а во-вторых, в качестве переносчика (перераспределителя) вещества — карбонатов, кремнезема и прочих между слоями и комплексами слоев (пачками и свитами). Природа этих флюидов также двойственна: это были и погребенные иловые воды, и генерируемые глинами элизионные флюиды. Последние на уровне глубинных значений температуры  $100\text{--}200^\circ\text{C}$  ведут себя как гидротермы. Мы не исключаем также импульсной поставки горячих флюидов через фундамент ОБ [Коропов и др., 2004], особенно около ограничений бортов рифтовой впадины долгоживущими разломами (известно, что повышенную степень измененности осадочных пород возле таких же разломов в ЗСП отметила почти полвека назад новосибирский литолог Г.Н. Перезио). Однако, скорее всего, роль эндогенных флюидов тут ограничивалась конвективным привнесом глубинного тепла и импульсами  $\Delta T$ , которые играли роль стартера для запуска сложного внутрибассейнового механизма литогенетических процессов.

Обобщенная последовательность возникновения аутигенных минерально-структурно-текстурных парагенезов в разрезе СГ-6 такова (рис. 5): 1) частичная коррозия терригенных зерен, главным образом слоистых, цепочечных, каркасных силикатов, седиментогенных карбонатов, и формирование глинистого пленочного цемента, а в некоторых литотипах локальная цементация зерен кальцитом первой генерации; 2) начало развития структур гравитационной коррозии

между соприкасающимися обломочными компонентами (прямолинейных, конформных и сутурных контактов) совместно с регенерацией кварцевых частиц; 3) кристаллизация разобщенных агрегатов кальцита второй генерации, имеющих коррозионные контакты с аутигенным кварцем; 4) кристаллизация вростков аутигенных слюд поздней генерации в кварц и силикаты; 5) рекристаллизационный бластез на контактах песчаных зерен кварца (рис. 3, сверху), наблюдавшийся только в некоторых литотипах из стратиграфического интервала, пограничного между триасом и юрой (процесс, фиксирующий эндогенную термальную активизацию); 6) формирование швов флюидоразрыва; 7) повсеместное присутствие афациальных порфиробластических включений ромбоэдров доломита либо анкерита (рис. 4), наложенных на все перечисленные минерально-структурные парагенезы.

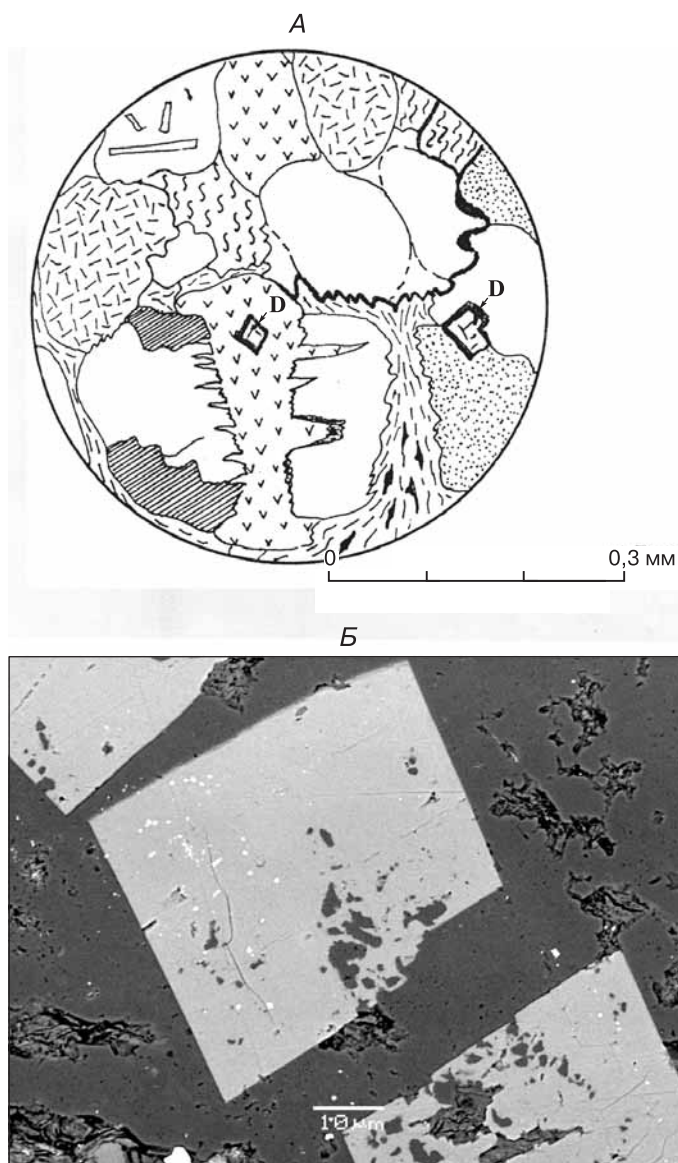


Рис. 4. Порфиробластические включения доломита (D) поздней генерации в нижнемезозойских песчаниках (A), зарисовка из [Япаскурт, Фролов и др., 1992], а также электронномикроскопическое фото обр. № 5832-11, по С.Е. Шиханову (B). Условные обозначения см. на рис. 3



Новообразования стадий 1–3 характеризуют стадии от слабого, до глубокого катагенеза включительно, а новообразования 4-й и 5-й стадий — высокотемпературные, сформировавшиеся под влиянием локального притока горячих глубинных флюидов (метагенез). Относительно минералогических признаков переработки фундамента ОБ горячими флюидами в Шаимском районе ЗСП писали А.Д. и Л.А. Коробовы [Коробов, Коробова, 2004; Коробов и др., 2011]. Их данные согласуются с более ранними выводами С.Г. Краснова и В.Д. Хуторского [1978] относительно влияния молодых интрузий в фундаменте ЗСП на тепловые аномалии в позднеюрское время.

Проблема локально повышенных значений палеотемпературы рассмотрена в [Тюменская..., 1996, с. 279–286] посредством численного моделирования эволюции катагенеза органических компонентов по массовым замерам отражательной способности витринита из керна СГ-6. Отмеченный в этой работе нелинейный характер изменения отражательной способности витринита, в частности повышенные значения  $R^\circ$  глубже 5500 м, объясняли эффектом теплового воздействия силлов, внедрившихся в триасовую и раннеюрскую эпохи в фундамент ОБ. По-видимому, внедрение этих силлов стимулировало гидротермальные процессы, которые в свою очередь активизировали процессы кристаллобластеза, т.е. формирование 5-го минерального парагенеза. Термальные импульсы проявились дискретно, так как, по данным указанных выше исследователей, релаксация теплового воздействия силлов на термический режим осадков происходила быстро (через 0,3–0,7 млн лет после внедрения силла). Триасовые и нижнеюрские отложения, испытывавшие тепловое воздействие интрузий, достигли высокого уровня катагенеза еще в середине ранней юры, если учесть что  $R^\circ = 2,4 \pm 2,6\%$  в нижне- и среднетриасовых и  $R^\circ = 2,0 \pm 2,4\%$  в верхнетриасовых-нижнеюрских породах. Вышележащие отложения не испытали воздействие локальных источников тепла, поэтому считается, что в истории их катагенеза не было резких скачков, температура не превышала 125–150 °С, а степень преобразования ОБ среднеюрских пород достигла 1,1–1,5%  $R^\circ$  [Тюменская..., 1986].

Проанализировав эти данные, можно сделать следующее заключение (рис. 5). Аутигенные минеральные новообразования от 1-й до 3-й стадии включительно сформировались при интенсивном погружении пород в рифтогенной структуре, а высокотемпературные

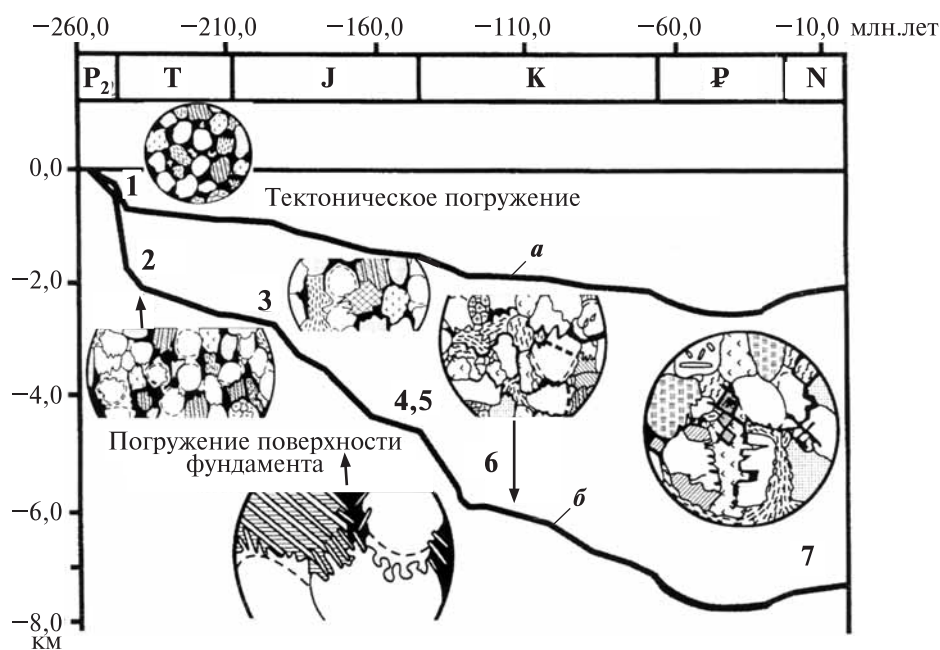


Рис. 5. Схема этапности аутигенеза в песчаниках ( $T_{2-3}$ ) Колтогорско-Уренгойского прогиба: на зарисовках шрифтов черные поля отвечают поровым межзерновым промежуткам; конфигурации кривых погружения: *a* — тектонического, *b* — осадочного бассейна, по А.М. Никитину; 1–7 — этапы аутигенеза (описание см. в тексте)

минерально-структурные парагенезы 4-й и 5-й стадий возникли на раннеплитном палеогеодинамическом этапе под влиянием глубинных тепловых импульсов. После этого еще более глубокое погружение толщи исследуемых пород во время синеклизного этапа обусловило рост флюидного давления ( $P_f$ ), что привело к массовому формированию швов флюидоразрыва (6-я стадия аутигенеза) внутри литифицированных пластов.

К заключительному — инверсионному — этапу преобразования тектонической структуры ОБ, несомненно, принадлежала наиболее поздняя, повсеместная и афациальная доломитизация (анкеритизация) 7-го парагенеза. Она связана с низкотемпературными регрессивно-эпигенетическими процессами, которые могли быть вызваны импульсами тектонического воздымания Колтогорско-Уренгойского ОБ в позднем кайнозое. Инверсионно-тектонические перестройки структуры ОБ, как известно, способствуют усилению открытости флюидно-породной системы, снижению давления  $CO_2$  и как следствие кристаллизации карбонатов из бикарбонатного раствора. Наличие большого количества Mg и Fe в составе граувакковых седиментогенных компонентов обусловило в данном случае формирование магнезиальных или железисто-магнезиальных разновидностей карбоната.

**Выводы.** 1. Аллотигенный и аутигенный минералогенезы при многостадийном осадочном процессе чрезвычайно многофакторны, но синтезатором влияния на минералогенез всех известных и еще непознанных факторов служит геодинамический режим формирования и эволюции ОБ. Наиболее отчетлива

его роль при рифтогенезе и пострифтовых тектонических обстановках.

2. Индикаторами вышеназванных обстановок могут служить микроструктуры рекристаллизационного бластеза терригенного и аутигенного кварца в песчаниках в их парагенетическом сочетании с кристаллизацией игольчатых слюд политипа  $2M_1$ . Они обнаружены не в самых низах геологического разреза (т.е. не в обстановке максимальной глубины погружения), а в стратиграфических интервалах, которые синхронны или близки к этапам магматогенно-флюидной активизации фундамента ОБ на близлежащих территориях (в зонах обновляемых разрывных нарушений).

3. Источником вещества для аутигенного минералогенеза в первую очередь служит собственный седиментофонд. Однако прямая зависимость аутигенеза от аллотигенного седиментофонда в пределах единого слоя обнаруживается не везде. В ряде случаев внутриформационный флюид поставляет потребное для аутигенного кремне- и карбонато-

образования вещество из других слоев или свит. Этот факт свидетельствует о неуниверсальности «закона физико-химического наследования» в осадочном процессе (согласно формулировке Л.В. Пустовалова [1940]), если распространять его на породно-слоевой системный уровень стратисферы. Но при выходе на надпородный уровень все-таки видна общая тенденция к взаимозависимости между алло- и аутигенным минералообразованием, установлены явные примеры рециклинга осадочных веществ внутри крупных породных комплексов. Доказать это методами количественного анализа компонентов осадка, ушедших в растворы и вновь окристаллизованных, пока не представляется возможным из-за отсутствия соответствующей геохимической и математической базы, но проблема расчета количественных свидетельств взаимосвязей аллотигенного и аутигенного минералообразования в рамках проблемы литогенез—геодинамика перспективна для исследований.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Бочкарев В.С., Брехунцева А.М., Дещеня Н.П.* Геодинамические обстановки формирования Западно-Сибирского бассейна и нефтегазоносность // Тектоника земной коры. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: Мат-лы XXXVIII тектон. сов. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 71–75.

*Коробов А.Д., Коробова Л.А.* Нефтегазоперспективный рифтогенно-осадочный комплекс как отражение гидротермальных процессов в породах фундамента и чехла // Геология нефти и газа. 2011. № 3. С. 15–24.

*Коробов А.Д., Коробова Л.А., Князева С.И.* Гидротермальные процессы в палеорифтах Западной Сибири и их роль в формировании жильных ловушек УВ доюрского комплекса Шаимского района // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2004. № 12. С. 63–72.

*Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 204 с.

Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 2. Западно-Сибирский бассейн. Новосибирск: Наука, 1994. 201 с.

*Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. М.; Л., 1940. Ч. I. 476 с.; ч. II. 420 с.

*Симанович И.М.* Кварц песчаных пород. М., 1978. 152 с.

*Сурков В.С., Девятков В.П., Жеро О.Г.* и др. Структура земной коры района Тюменской сверхглубокой скважины // Геология и геофизика. 1993. № 1. С. 120–126.

Тюменская сверхглубокая скважина // Научное бурение в России. Вып. 4. Пермь, 1996. 376 с.

*Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса. М.: Наука, 2006. 608 с.

*Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 110 с.

*Янаскурт О.В.* Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.

*Янаскурт О.В., Горбачев В.И.* Литогенетические факторы формирования глубинной пористости отложений палеоделът (в низах разреза Тюменской скважины) // Докл. РАН. 1997. Т. 353, № 2. С. 241–245.

*Янаскурт О.В., Горбачев В.И., Диковский А.А.* и др. Новое о литогенезе отложений триаса, вскрытых Тюменской сверхглубокой скважиной // Докл. РАН. 1994. Т. 335, № 4. С. 489–493.

*Янаскурт О.В., Парфенова О.В., Косоруков В.Л., Сухов А.В.* Генезис и стадийные преобразования слюд и хлоритов в разных геодинамических условиях литогенеза // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1999. № 5. С. 3–12.

*Янаскурт О.В., Шиханов С.Е.* Модели процессов литогенеза в разнотипных синхронно развивавшихся северосибирских палеобассейнах мезозоя. Статья 1. Рифты и пострифтовые структуры // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82, вып. 1. С. 69–81.

*Янаскурт О.В., Фролов В.Т., Горбачев В.И., Диковский А.А.* Особенности постседиментационных преобразований раннемезозойских терригенных пород Новоуренгойской сверхглубокой скважины // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1992, Т. 67. Вып. 1. С. 73–84.

Поступила в редакцию  
28.05.2013