

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ И ПАЛЕОТЕКТОНИКА

О.В. Япаскург, Ю.В. Ростовцева, Е.В. Карпова
Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова
119992, Москва, ГСП-2, Ленинские горы
E-mail: ypasskurt@geol.msu.ru
Поступила в редакцию 4 ноября 2002 г.

Разработан вариант геодинамической типизации постседиментационных преобразований. Они сгруппированы в 2 надтипа: фоновый литогенез погружения (ЛП) и наложенные, вторичные изменения (ВИ). Главный признак ЛП – вертикальная прогрессивная зональность аутигенного минералогенеза и трансформаций органического вещества, в разной степени коррелируемая: с палеоглубинностью, температурным градиентом, ростом давлений литостатических (P_s) и флюидных (P_f), при $P_s = P_f$. Важные факторы – скорости погружения (V_p), компенсируемость (k_p) или некомпенсируемость (n_k) впадины осадками. Описаны подтипы: ЛП-1.1 – $V_p=10-100$ м/млн лет, k_p (внутрикратонные авлакогены, синеклизы); ЛП-1.2 – то же, с прерывистым малоамплитудным погружением (антеклизы); ЛП-2.1 – $V_p=100-1000$ м/млн лет, k_p , либо слабая n_k (рифтогенные и надрифтовые депрессии молодых плит); ЛП-2.2 – $V_p>1000$ м/млн лет, n_k (пассивные континентальные окраины и др.). Для ЛП-2.1 и 2.2 характерна незавершенность стадии диагенеза и четкая зональность катагенеза; интенсивны процессы дифференциации вещества, включая продукты трансформаций терригенных мусковитов (считавшихся традиционно “устойчивыми”). У остальных подтипов зональность нечеткая, так как преобразования пород зависят от их фациально-генетической принадлежности больше, чем от факторов палеоглубинности. В отличие от ЛП, все ВИ афациальны. Они стимулируются импульсами усиления открытости породно-флюидной системы, при $P_s \gg P_f$; коррелируемы не с палеоглубинностью, но с палеотемпературными аномалиями. Это типы: ВИ-1 – низкотемпературные (каолинизация, карбонатизация и др.) над разломами или в сводах дислоцированных структур; ВИ-2 и ВИ-3 – высокотемпературные, соответственно, в бортах рифтогенных впадин и складчатых поясах, образующих кратоны. ВИ-2,3 представлены неравновесными минерально-структурными парагенезами стадии метагенеза (анхиметаморфизма). Они стадийно и по времени отделены от катагенеза. Их целесообразно рассматривать как продукты раннего метаморфизма, наложенного на ЛП в режиме эндогенных P_s-t° активизаций осадочного бассейна. Единый бассейн за период своего эволюционирования претерпевал смену разных ЛП и ВИ, коррелируемых с этапностью изменения геодинамических режимов – это описано на примерах конкретных структур Русской, Западно-Сибирской плит и Верхоянского подвижного пояса. Из этого следует, что признаки сочетания выделяемых ЛП и ВИ могут учитываться применительно к палеодинамическим реконструкциям древних объектов.

Ключевые слова: *литогенез, диагенез, катагенез, метагенез, метаморфизм, постседиментационные преобразования, вторичные изменения, бассейны породообразования, геодинамика, типизация.*

THE POST-SEDIMENTATION LITHOGENESIS OF THE TERRIGENOUS COMPLEXES AND THE PALEOTECTONICS

O.V. Ypasskurt, Y.V. Rostovseva, E.V. Karpova
Department of geology, Moscow State University

The variant of the geodynamic typization of the post-sedimentation transformations is worked out. They are grouped into 2 types: the phonic lithogenesis of burial (LB) and the secondary alterations (SA). The major feature of the LB is vertical prograde zoning of the authigenic mineral formation and

transformations in organic material, which is correlated in different extent with paleodepth (D), thermal gradient (t_0), increase of lithostatic (P_s) and fluid (P_f) pressures at $P_s=P_f$. The most important factors are the rate of burial (V_p), an ability to be compensated (k_p) or not compensated (n_k) of the basin by sediments. The following types are described: LB-1.1 – $V_p=10-100$ m/Ma, k_p (intracratonic aulacogene, syncline), LB-1.2 – $V_p=100-1000$ m/Ma, k_p or slight n_k (rift or over-rift depressions of young plates), LB-2.2 – $V_p>1000$ m/Ma, n_k (passive continental margins, etc.). For LB-2.1 and 2.2, the stage of lithogenesis is not completed and the distinct zoning of catagenesis is observed. The processes of differentiation of material, including the products of transformation in terrigenous muscovites (which were traditionally considered to be stable). Other types show less distinct zoning, since the rock transformations depend on their facial and genetic peculiarities much more intensively than on the factor D. In contrast to LB, all SA are afacial. They are stimulated by impulses of an increase of openness of the rock-fluid system, at $P_s \gg P_f$. They are not correlated with D, but with paleo- t^0 anomalies. These types are SA-1 – low- t^0 (kaolinitization, carbonation) over faults or in arches of dislocated structures; SA-2 and SA-3 – high- t^0 , respectively, in walls of rift depressions and fold belts forming cratons. SA-2,3 are presented by non-equilibrated mineral and structural parageneses of the metagenesis (anchimetamorphism). They are separated from catagenesis by stages and time. They should be considered as the products of the early metamorphism, imposed on the LB in the regime of endogenic P_s-t^0 activation of sedimentary basins. During the evolution, the separate basin proceeded through different LB and SA, correlated by the stages of geodynamic regimes. That is exemplified by some structures of the Russian and the West-Siberian plates and the Verkhoyanskii fold belt. It means that the features of combination of LB and SA can be applied for the paleogeodynamic reconstruction of ancient objects.

Key words: *lithogenesis, diagenesis, catagenesis, metagenesis, metamorphism, post-sedimentation transformations, basins of the rock formation, geodynamics, typization.*

В XXI веке наметился новый аспект в актуальной проблеме причинно-следственных соотношений между осадочными и тектоническими процессами. Эта проблема привлекала к себе внимание на протяжении второй половины XX века многих крупных литологов и тектонистов (В.В. Белоусова, Л.В. Пустовалова, Л.Б. Рухина, А.Б. Ронова и В.Е. Хаина, Н.М. Страхова, Г.А. Каледы, Г.Ф. Крашенинникова, П.П. Тимофеева, А. Митчела и Х. Рединга, С.И. Романовского, Р.К. Селли, Б.А. Соколова и др.). Однако они, в подавляющем большинстве своём, обращались к закономерностям влияния геодинамических режимов только на седиментогенез, посредством известной методики сравнительных анализов мощностей и фаций осадочных комплексов. Стадии постседиментационного литогенеза (диагенеза, катагенеза) и наложенного на них метагенеза рассматривались в том же аспекте гораздо реже. В основном это были труды А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова [1976].

Между тем многофакторные постседиментационные изменения осадочных толщ заключают в себе богатейшую и не исчерпанную информацию о многих особенностях геодина-

мического эволюционирования литосферных блоков. Такой аспект проблемы стал привлекать к себе литологов. За минувшее 7-летие в научных публикациях на эту тему появились разрозненные сведения применительно к отдельным, изученным с неодинаковой детальностью, регионам – в основном на севере Сибири, в Якутии, в Предкавказье, Казахстане, Средней Азии, местами на Европейской части России и в Белоруссии [Гончаров и др., 1995; Лукьянова, 1995; Махнач, 2000; Симанович, 2000; Цеховский, 2000; Япаскурт, 1999, 2000, 2002; Япаскурт и др., 2002].

Возникла насущная потребность систематизировать все имеющиеся сегодня результаты в этой области исследования, проанализировать причины своеобразия постседиментационного преобразования осадочных формаций из разнотипных палеобассейнов (континентальных и океанических) и конкретизировать признаки геодинамических режимов, запечатленных в вышеупомянутых породных преобразованиях.

Это зарождающееся направление исследований мы будем предварительно именовать как “геодинамическая типизация литогенеза”.

Литогенез рассматривается как совокупность многофакторных процессов естественной историко-геологической эволюции флюидно-породной системы бассейна осадочного породообразования (БП) в стратифере (т.е. ниже уровней седиментогенеза и гипергенеза). Он включает в себя стадии: диagenеза и катагенеза. Их, в определенных геодинамических условиях, усложняли наложенные, или **вторичные изменения** стадий метагенеза и раннего (зеленосланцевого) метаморфизма (см. ниже).

В данном здесь определении категория БП не адекватна бытующим понятиям: “осадочный бассейн” (ОБ) и “седиментационный бассейн” (СБ). Последний охватывает (или охватывал в геологическом прошлом) площадь, значительно большую сравнительно с размерами горизонтальной проекции постседиментационного БП. Территория СБ включает (включала) области: 1 – гипергенной мобилизации осадочного вещества (водосборы, или “питающие провинции”), 2 – его транспортировки в конечный водоем стока и 3 – дна этого водоема. Из них только третья область отчасти просцируется на БП, который представляет собой фрагмент отложений СБ, которые сохранились от всяческих инверсионных деструкций структуры СБ и денудаций, т.е. находятся внутри палеотектонической депрессии. В такой трактовке понятие ОБ представляется обобщающим термином свободного пользования (ОБ = СБ + БП).

Исследователь дочетвертичных образований имеет дело только с БП или с их фрагментами, по которым он реконструирует палеогеографию прежних СБ и палеотектоническое эволюционирование всей системы ОБ как составного элемента стратиферы.

Обычно БП имеют в вертикальных сечениях формы линзовидные, чечевицеобразные, клиновидные, либо трапецевидные, с максимальными толщинами в пределах от первых сотен до многих тысяч метров. Почти каждый БП на протяжении геологической истории своего существования (длительностью в десятки и сотни миллионов лет) претерпевал структурно-морфологические изменения различной интенсивности. В одних случаях это могли быть: изменения темпов погружения дна бассейна, тектонические паузы, инверсионные воздымания или горизонтальные смещения, сопровождаемые малоамплитудными пликативными и разрывными дислокациями осадочного выпол-

нения БП; а в иных – коренные изменения структуры БП, вплоть до его полного превращения в элемент покровно-складчатого сооружения.

В течение всего времени эволюционирования структуры БП внутри него реализуются дискретные, многограновые механизмы дифференциации вещества, приводящие к формированию постседиментационных минерально-структурных парагенезов. Они бывают частично унаследованными от условий седиментогенеза, частично имеют наложенный (афациальный) характер. Их конкретные проявления обуславливаются множеством факторов: фациально-вещественными особенностями конкретной осадочной формации, палеоглубинами и темпами её погружения, величинами палеотемпературных градиентов, интенсивностями стрессовых напряжений при перестройках тектонической структуры БП, влияниями флюидов из нижележащих геосфер, влиянием магматизма и др. Конкретные описания, ранжирование этих факторов литогенеза и схема их влияний на процессы породообразования приведены в недавних работах [Симанович, 2000; Япаскерт, 1999, 2000]. Обобщая все это, можно констатировать, что выполняющие БП осадочные формации являются сами по себе флюидогенерирующими системами, и, одновременно, они могут пропускать потоки флюидов из нижележащих комплексов. Этому способствуют некоторые новообразования в литифицированных слоях: швы флюидоразрыва, текстуры кливажа и тектонически ослабленные зоны различной морфологии. Малейшие нарушения баланса компонентов в такой органо-минерально-флюидной системе, обуславливаемые перестройками тектонической структуры БП, стимулируют аутигенный минералогенез и (или) деструкцию компонентного состава осадочных пород – корродирование карбонатов, кварца, каркасных и цепочечных силикатов; трансформации кристаллических решеток глинистых и других минералов.

То есть, постседиментационные преобразования отложений реагируют (явно, либо малозаметно) на любые изменения геодинамических режимов, что подтверждено многими исследованиями разнообразных конкретных БП. Данное заключение чрезвычайно важно для формулировки сущности первоочередных задач развиваемого научного направления. Конечная его цель сводится к систематизации признаков влияния множества факторов экзогенной и эндогенной природы на постседиментационные

процессы породообразования и разработке детальной схемы их типизации. Достижение такой цели позволило бы, во-первых, внести существенный вклад в методiku решения обратных задач – реконструирования палеогеодинамических обстановок эволюционирования древних бассейнов с учетом специфики постседиментационного преобразования их осадков; во-вторых, это способствовало бы развитию теории взаимосвязи и взаимообусловленности экзогенных и эндогенных процессов осадочного породообразования (рудообразования, в том числе) и породного дислоцирования. Однако конкретное воплощение этих задач осложняется рядом трудно решаемых вопросов: по какому принципу строить литогенетическую типизацию, какие факторы считать при этом ведущими и как вообще оценивать баланс воздействия на породы множества факторов, из которых не все могут быть известными или для нас очевидными?

Наши предварительные исследования позволили прийти к однозначному ответу на эти вопросы: поскольку факторные влияния на литогенез интегрируются тектоногенезом, в том числе геодинамическими режимами формирования БП, именно эти режимы целесообразно принимать за основу будущей типизации.

Схема типизации постседиментационных преобразований осадочных комплексов находится в состоянии разработки [Япаскурт, 2002]. Нами создан предварительный ее фрагмент (рис. 1), исходя из результатов стадийных анализов терригенных комплексов палеозоя и мезозоя различных структур Восточно-Европейской, Западно- и Восточно-Сибирской плит и соседних подвижных поясов.

Их породные преобразования полистадийны и неоднородны. Они сгруппированы в 2 типа: фоновый литогенез погружения (ЛП) и наложенные, вторичные, изменения (ВИ). Главный признак ЛП – вертикальная прогрессивная зональность аутигенного минералогенеза и трансформаций органического вещества, достаточно явно коррелируемые: с палеоглубинностью, палеотемпературным градиентом, а также с ростом давлений литостатических (P_s) и флюидных (P_f), при $P_s = P_f$. Важные факторы – скорости погружения (V_p), компенсируемость (kr) или некомпенсируемость (nk) впадины осадками. В соответствии с этими параметрами выделяются подтипы: ЛП-1.1 – $V_p=10-100$ м/млн лет, kr (внутрикратонные авлакогены, синекли-

зы); ЛП-1.2 – то же, с прерывистым малоамплитудным погружением (антеклизы); ЛП-2.1 – $V_p=100-1000$ м/млн лет, kr , либо слабая nk (рифтогенные и надрифтовые депрессии молодых плит); ЛП-2.2 – $V_p>1000$ м/млн лет, nk (пассивные континентальные окраины и др.).

Наложенные на литогенез ВИ, активизируемые притоками газовой-жидких флюидов из нижележащих геосфер или оттоками внутрiformационных флюидов в периоды перестроек тектонической структуры БП, в отличие от ЛП, всюду афациальны. Они стимулируются импульсами усиления открытости породно-флюидной системы, при $P_s \gg P_f$, и коррелируются не с палеоглубинностью, но с палеотемпературными аномалиями. Это подтипы: ВИ-1 – низкотемпературные (каолинизация, карбонатизация и др.) в платформенных чехлах над разломами фундамента или в сводах валов; ВИ-2 и ВИ-3 – высокотемпературные, в бортах рифтогенных впадин и складчатых поясах, соответственно. Последние представлены неравновесными минерально-структурными парагенезами зон метагенеза, которые стадийно и по времени отделены от катагенеза. Их в дальнейшем целесообразно причислять к продуктам раннего метаморфизма, наложенного на ЛП в режиме эндогенных P_s-t° активизаций БП.

Как правило единый бассейн за период своего эволюционирования претерпевал смену разных ЛП и ВИ, в соответствии с этапностью изменения свойственных данному БП геодинамических режимов.

Конкретизируем вышесказанное отдельными примерами.

Эволюция процессов ЛП и ВИ в терригенных комплексах рифтогенных и пострифтовых структур платформ проанализированы авторами [Япаскурт и др., 2002] по материалам их детальных литолого-фациальных и стадийных исследований толщи пород раннего мезозоя Колтогорско-Уренгойской впадины, вскрытой до глубины 7,5 км Тюменской скважиной СГ-6 на северо-западной окраине Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты [Япаскурт и др., 1992; Япаскурт, Горбачев, 1997; Япаскурт и др., 1997; Япаскурт и др., 1999; Япаскурт, 2000; Япаскурт, Сухов, 2000 и др.] и по данным работ других исследователей как в этом же районе, так и на иных объектах – в Днепровско-Донецкой и других впадинах Восточно-Европейской платформы [Перозии и др., 1982; Никитин, 1984; Лукин, 1989; Сурков и др., 1995; Тюменская..., 1996;

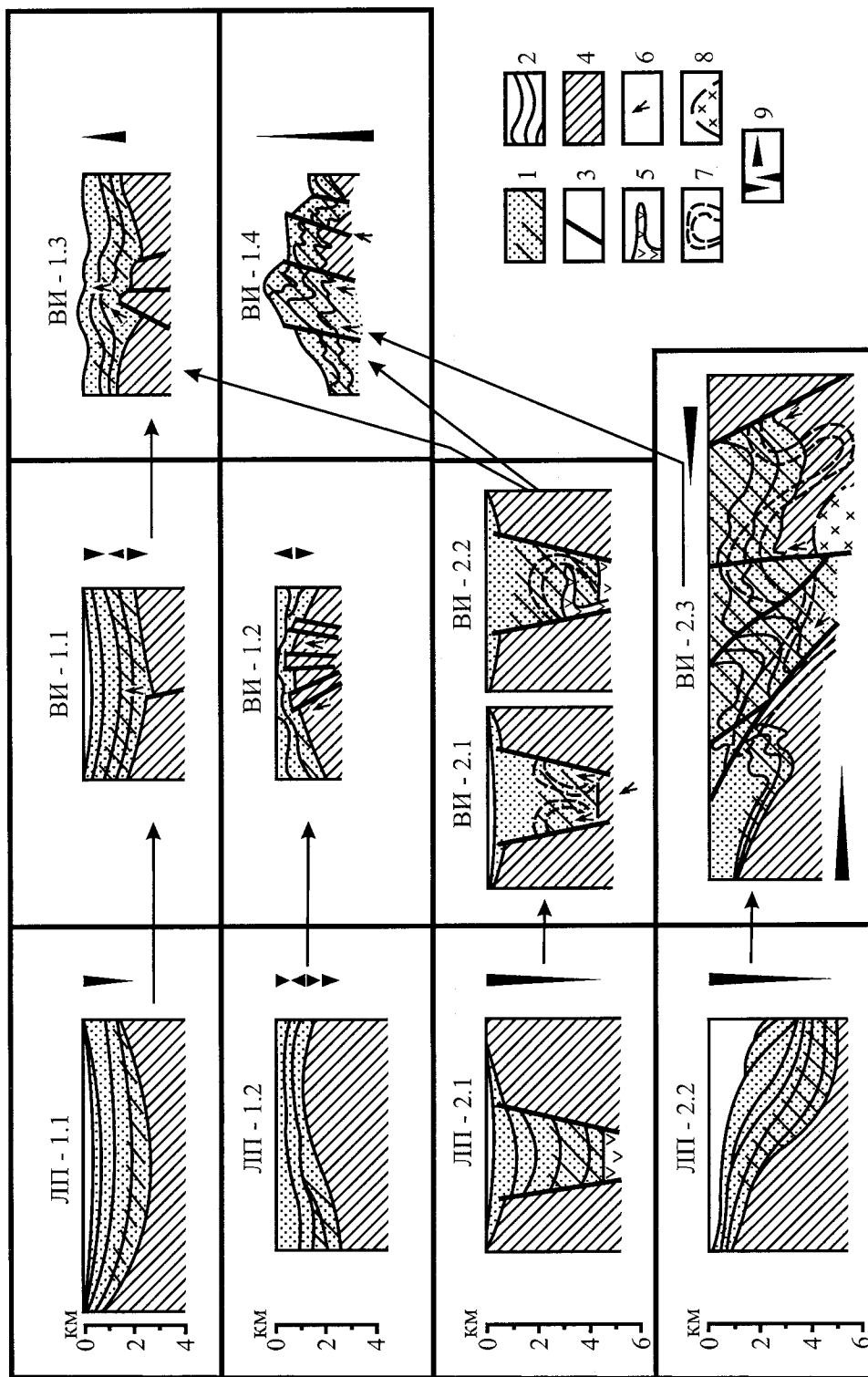


Рис. 1. Геодинамические типы литогенетических преобразований (ЛП) и вторичных изменений (ВИ) осадочных комплексов платформ и некоторых подвижных поясов.

В левом столбце изображены фоновые преобразования, в двух правых – наложенные изменения, последовательность возникновения которых отмечена стрелками; 1 – осадочные комплексы (показаны крапом), косая штриховка – зона их глубинно-катагенетических преобразований; 2 – стратиграфические границы (волнистые – перерывы седиментации); 3 – разломы; 4 – фундамент БП; 5 – магматические тела; 6 – миграция флюидов; 7 – изограды метазенеза – метаморфизма; 8 – гранитизация; 9 – направления движения дна или бортов БП (длина клиньев условно пропорциональна скорости перемещения); буквенная аббревиатура – см. в тексте.

Сухов, 2002 и др.]. Обобщая все эти данные, можно прийти к нижеследующим заключениям.

Специфичность литогенеза рифтогенных комплексов состоит, прежде всего, в том, что им свойственно многообразие постседиментационных минерально-структурных парагенезов и многоэтапность их генерации. Главная причина: повышенные скорости захоронения осадков в рифтогенных депрессиях повлияли на незавершенность диагенетических процессов, вследствие чего не доведенная до состояния равновесия система реакционноспособных минеральных, органических (ОВ) и флюидных компонентов вскоре после седиментации оказалась в глубинных $P-t^{\circ}$ условиях катагенеза. Это чрезвычайно благоприятствовало процессам корродирования или трансформирования значительной части кластогенных компонентов осадка и ускорило процессы аутигенного минералогенеза.

Интенсивность минерально-структурных изменений в целом усиливается сверху вниз по разрезу, вплоть до появления известных признаков стадии позднего (глубинного) катагенеза, а затем (еще глубже) несколько ослабевает (рис. 2). При этом катагенетическая зональность не имеет четких внутренних границ из-за существенной анизотропии в степени измененности часто чередующихся в разрезе пород разной фашиально-генетической принадлежности. Обычно самые заметные изменения претерпевают песчаные отложения фронта дельты, баров и кос морского мелководья. В их межзерновых промежутках (изначально отмытых от пелитового заполнителя) кристаллизуются аутигенные минералы (кварц, альбит, эпидоты, карбонаты, гидрослюды или хлориты), а песчаные зерна – искажаются микроструктурами гравитационной коррозии (конформно-инкорпорационными, микростилолитовыми), либо регенерируются (рис. 3 Б). Прочие генотипы, насыщенные алевропелитовым веществом, внешне выглядят малоизмененными, так как их существенные преобразования улавливаются в основном только прецизионными методами: это частичные трансформации терригенных слюд (биотита – в хлорит-мусковитовые пакеты, мусковита – в мусковиты иного состава) и глинистых минералов (смектитов – через смешанослойные в гидрослюдисто-хлоритовые агрегаты и др.) – подробные описания см. в статье [Япаскерт и др., 1999].

Вышеупомянутыми трансформациями слюд и смектитов на уровнях $t^{\circ} = 100^{\circ}\text{C} \pm 20^{\circ}\text{C}$

отчасти объясним, изначально малопонятный, феномен нелинейного характера изменения степени литогенеза раннемезозойских пород СГ-6 с глубиной, который был показан в работах О.В. Япаскерта и В.И. Горбачева [1997]: явное возрастание всех признаков постседиментационной измененности пород сверху вниз, вплоть до интервала глубин 4,6–5,6 км (где в крепко сцементированных песчаниках установлены массовые структуры регенерации кварцевых зерен и рекристаллизационного бластеза), а затем – внешние признаки снижения степени измененности мезозойских пород вплоть до забоя скважины (рис. 2). Одна из причин – преобладание в низах разреза тонкообломочных пород, насыщенных пелитовым веществом. Как известно, при попадании такого вещества в напряженные $P-t^{\circ}$ обстановки глубинного катагенеза возникали условия, благоприятные для элизионных процессов – с выделением массовых количеств H_2O и SiO_2 вследствие трансформаций смектитов и терригенных биотитов в гидрослюду и (или) хлорит, вместе с частичным растворением примесей карбонатов вследствие их гидролиза [Холодов, Недумов, 2001]. Газоводные флюиды и растворенный кремнезем выжимались в вышележащие пласты-коллекторы. Это были в нашем случае конгломераты, гравелиты и песчаники палеодельтовых фаций варенгаяхинской, витютинской и береговой свит T_3 и J_1 (рис. 2), которые оказались наиболее литифицированными сравнительно с ниже- и вышележащими отложениями. По-видимому, данная особенность свойственна не только Колотгорско-Уренгойской депрессии, но вообще большинству рифтовых структур, так как предопределяется особенностями их геодинамических режимов на стадии седиментогенеза: на начальном этапе раздвига плит осадконакопление в рифтогенных впадинах осуществляется при дефиците кластогенного материала. Впоследствии формируется контрастный рельеф водосборов, обеспечивая резкое поглубление кластогенных осадков. Все это отразилось в своеобразии зональности типа ЛП-2.1, имеющей облик “веретена”, если изображать степень измененности пород по принципу схемы, показанной на рис. 2.

Описанная выше последовательная картина общетерригенного усиления, а потом кажущегося ослабления, степени катагенеза по мере роста глубин залегания пород рифтогенной впадины, местами бывает искажена нало-

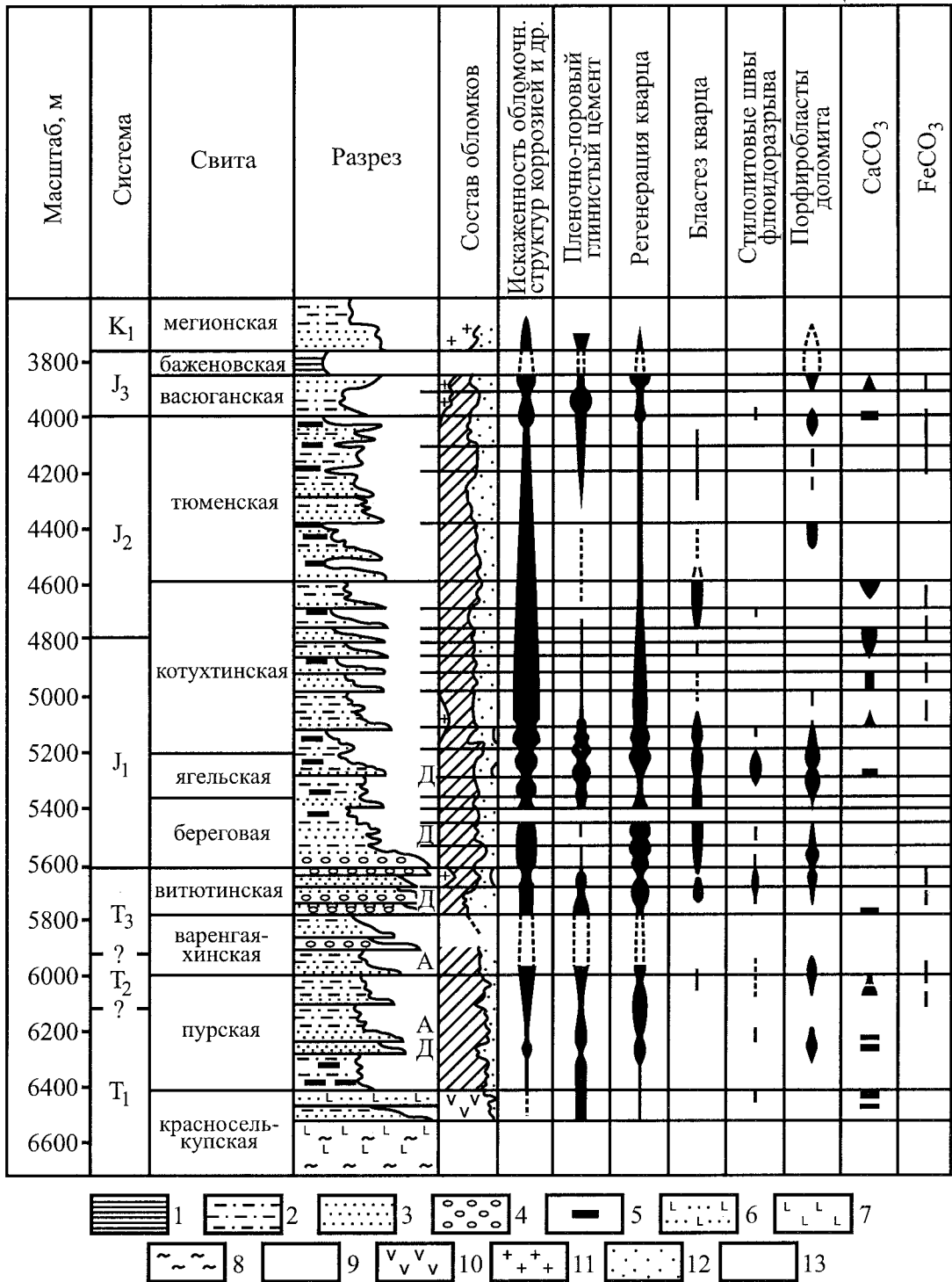


Рис. 2. Схема интенсивности постседиментационных преобразований песчаников в разрезе СГ-6.

1-8 – литотипы (на стратиграфической колонке): 1 – аргиллиты, 2 – алевролиты, 3 – песчаники, 4 – конгломераты и гравелиты, 5 – угли, 6 – туфы, 7 – базальты, 8 – продукты латеритизации, 9-13 – состав обломков: 9 – литокласты и подчиненные им вулканокласты, 10 – вулканокласты основного состава, 11 – аркозовые компоненты, 12 – кварц, 13 – биотит; генотипы отложений: Д – фронта дельты, А – авандельты; толщина вертикальных линий (справа) качественно отражает частоту встречаемости минеральных и структурных новообразований.

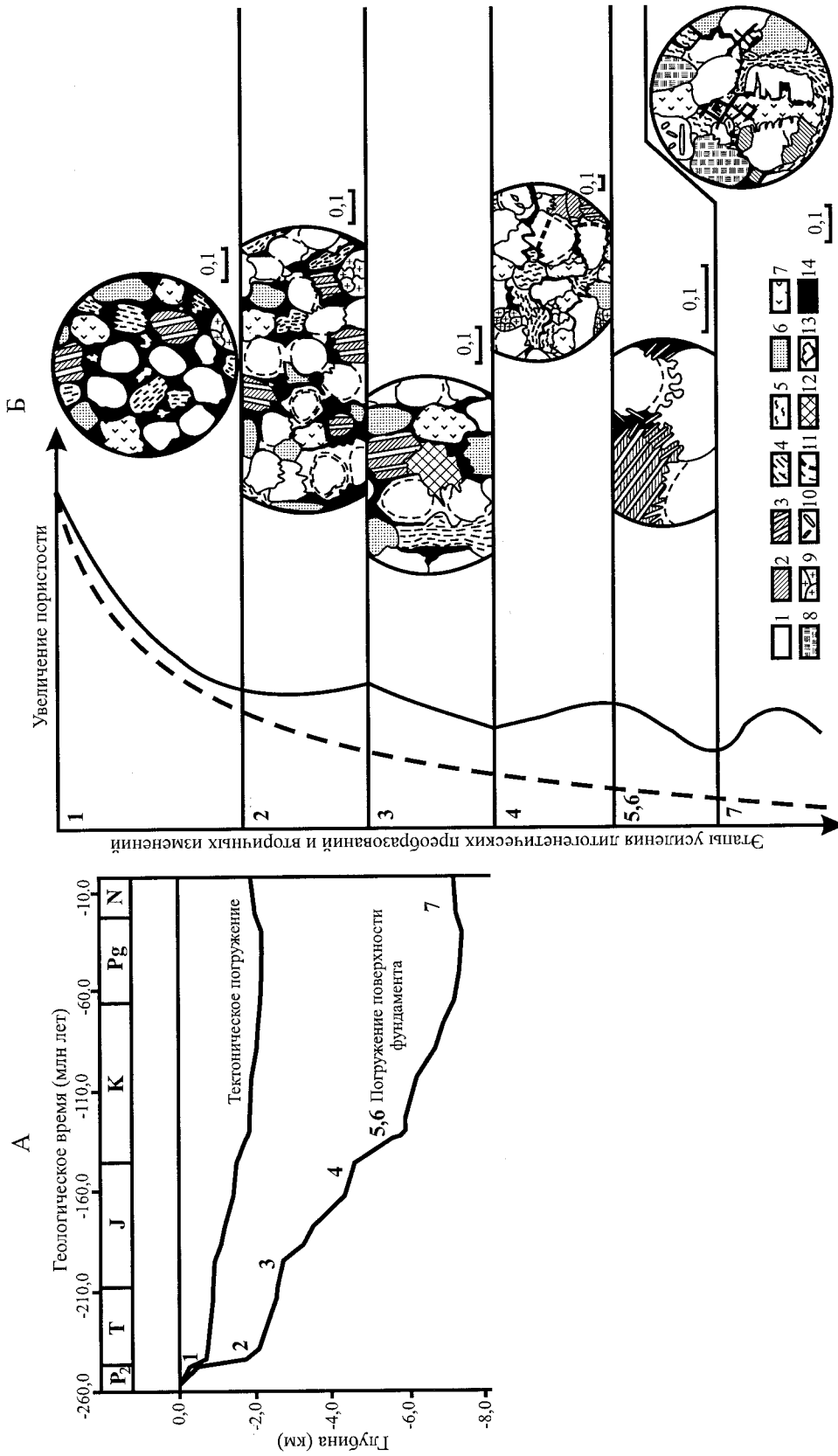


Рис. 3. Корреляция этапов аутигенеза и тектоногенеза Колтогорско-Уренгойской рифтогенной палеоструктуры. А – Кривая погружения Западно-Сибирского бассейна, построенная для района Тюменской сверхглубокой скважины. По А.М. Никишину и др. с дополнениями автора. На кривой погружения цифрами обозначены этапы аутигенного минералогенеза, соответствующие показанным на схеме Б. Б – Схема этапности аутигенного минералогенеза и изменений микроструктуры и пористости песчаников триаса и юры Тюменской СГ-6 [по Япаскурту и др., 1997]. 1, 2 – кварц; 3 – плаггиоклаз; 4 – биотит; 5–9 – литокласты; 10 – иллит; 11 – хлорит; 12 – кальцит; 13 – доломит; 14 – открытые поры.

женными на литогенез ВИ двух категорий: высоко- и низкотемпературной. Первая из них (ВИ-2) оставляет следы локальных признаков стадии метазенеза: рекристаллизационного бластеза кварца в песчаниках и появлением шиповидных вростков мусковита поздней генерации там же (рис. 3 Б, стадия 6). Эти образования не всегда и не везде встречены. Но там, где они есть, их наличие фиксируется не обязательно в самых низах разреза. Так, например, если обратиться к конкретному разрезу СГ-6, то здесь отчетливо фиксируются структурно-минеральные парагенезы ЛП-2.1, ВИ-2 и ВИ-1, которые более или менее определенно коррелируются с этапом формирования и эволюционирования БП. Комплексы терригенных пород $T-J_1$ возраста Колотогорско-Уренгойской впадины на протяжении рифтогенного (триас) и плитного (юра, мел, палеоген) этапов погружались настолько интенсивно (рис. 3 А), что сразу же после завершения стадии седиментации, минуя 300-метровый интервал зоны диагенеза, они вскоре оказывались под покровом вышележащих толщ с мощностями от 1 до 6 км и более. Инверсионные перестройки позднекайнозойского этапа несколько приподняли эти отложения над прежним гипсометрическим уровнем (до 0,5–1 км), не выводя их при этом за пределы многокилометровых глубин залегания. Суммарное время пребывания исследуемых пород $T-J_1$ на таких глубинах составило, в зависимости от их возраста, от 245 до 160 млн лет. В течение этого времени были сформированы не менее семи генераций минерально-структурных парагенезов. Последовательность их возникновения такова (рис. 3 Б): 1 – частичная коррозия терригенных зерен – главным образом слоистых, цепочечных, каркасных силикатов, седиментогенных карбонатов и формирование глинистых пленочных цементов; 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, имеющих коррозионные контакты с аутигенным кварцем; 4 – формирование швов флюидоразрыва; 5 – кристаллизация вростков аутигенных слюд поздней генерации; 6 – рекристаллизационный бластез на контактах песчаных зерен кварца, наблюдавшийся только в некоторых литотипах из стратиграфического интервала, пограничного между триасом и юрой (процесс,

фиксирующий эндогенную термальную активизацию); а также 7 – повсеместное присутствие афациальных порфиробластических включений ромбэдров доломита либо анкерита, наложенных на все вышеупомянутые минерально-структурные парагенезы.

Новообразования 1–4 характеризуют стадии ЛП (от слабого до глубинного катагенеза включительно), новообразования 6 – это продукты ВИ-2, сформированные под влиянием локального магматизма или притока горячих глубинных флюидов (метазенез). Проблема локально повышенных палеотемператур была решена недавними исследованиями Ю.И. Галушкина, Н.В. Лопатина и Т.П. Емец [Тюменская..., 1996, с. 279–286] посредством численного моделирования эволюции катагенеза органических компонентов по массовым замерам отражательной способности витринита из керна СГ-6. Наблюдавшийся этими исследователями нелинейный характер изменения отражательной способности витринита и, в частности, заметно повышенные значения R° глубже 5500 м, объяснялось эффектом теплового воздействия на породы двух силлов, внедрившихся в триасовое и раннеюрское время в фундамент ОБ. По-видимому, внедрение этих силлов стимулировало гидротермальные процессы, охватившие большую часть осадочного покрова, накопленного к тому времени (возможно это стимулировало процессы формирования 6-го минерального парагенеза, см. выше). Термальные процессы, вероятно, были проявлены дискретно, так как по данным цитируемых исследователей, релаксация теплового воздействия силлов на термический режим осадков происходила быстро (через 0,3–0,7 млн лет после внедрения). Отложения триаса и низов юры, испытывавшие это тепловое воздействие интрузий, достигли высокого уровня катагенеза еще в середине J_1 , учитывая, что $R^\circ = 2,4\text{--}2,6\%$ в породах $T_1\text{--}T_2$ и $R^\circ = 2,0\text{--}2,4\%$ для $T_3\text{--}J_1$. Вышележащие породы не испытали воздействие локальных источников тепла, и поэтому считается, что в истории их катагенеза не было резких скачков, а t° не превышали 125–150 $^\circ\text{C}$, и степень преобразования ОБ пород J_2 достигла 1,1–1,5 $\% R^\circ$.

Итак, имеются веские основания предполагать воздействие на ранней стадии погружения пород локальных источников тепла, усложнивших зональность типа ЛП-2.1. Судя по литературным источникам, это закономерность общая для рифтогенных палеобассейнов. При-

влекая данные А.Е. Лукина [1989], Г.Н. Перо-зио и др. [1982], можно развить это положение нижеследующим тезисом. Для рифтогенных БП характерна неоднородность латеральной измененности однотипных отложений вкрест простирания БП: на прибортовых его участках (над разломами и возле них) породы преобразованы на один или несколько порядков сильнее, чем в осевых зонах впадин.

Другая (низкотемпературная) разновидность – ВИ-1, известная в литературе как «регрессивно-эпигенетические» изменения, проявлена всюду. Она обусловлена либо частичным корродированием аутигенных минералов и их каолинизацией (децементация пород), либо метасоматической карбонатизацией, цеолитизацией, флюоритизацией и др. (усиленная цементация). Данные процессы причинно обусловлены этапами инверсионно-тектонических перестроек структуры БП, провоцирующих отток внутрорифмационных флюидов, либо приток таковых из фундамента БП. К этой категории наложенных на ЛП изменений относится наиболее поздняя, афациальная, доломитизация (анкеритизация) 7-го парагенеза (рис. 3 Б). Она связывается с низкотемпературными регрессивно-эпигенетическими процессами, которые могли быть вызваны импульсами тектонического воздымания Колтогорско-Уренгойского БП в кайнозой. Инверсионно-тектонические перестройки структуры этого БП, как известно, способствуют усилению открытости флюидно-породной системы, снижению $Р_{\text{CO}_2}$ и, как следствие, кристаллизации карбонатов из бикарбонатного раствора. Наличие больших количеств Mg и Fe в составе субграувакковых седиментогенных компонентов обуславливало в данном конкретном случае формирование магниезиальных или железисто-магниезиальных разновидностей карбоната. Здесь мы наблюдаем слабое проявление процессов ВИ-1. А в иных случаях, например, в суббаркозовых породах рифейских авлакогенов под Московской синеклизой, преобладала существенная кальцитизация. Там же локально развиты процессы децементации и каолинизации пород, создающие впечатление об их слабой (начально-катагенетической) измененности. Такие явления фиксируются над разломами кристаллического фундамента БП и в сводах мелких антиклиналей, что свидетельствует о приуроченности их по времени к этапам пострифтовых структурно-тектонических перестроек.

Все это заметно усложнило общую картину литогенетической зональности, вследствие

чего в палеорифтовых БП бывает нарушена прямая корреляция между интенсивностью преобразования пород и шкалой катагенеза ОВ. Изложенные выше признаки постседиментационной измененности отложений рифтогенных БП несколько варьируют в разновозрастных формациях в связи с вариациями состава седиментофонда и менявшимися параметрами строения БП (соотношениями их площадей с площадями водосборов, соотношениями темпов проседания дна водоемов и темпов роста питающих провинций, степени компенсированности СБ осадками и т.д.) Многообразие структурно-минеральных парагенезов зависит также и от степени полимиктовости исходного седиментофонда – основного поставщика вещества для аутигенного минералогенеза. В посторогенных депрессиях раннего мезозоя, например, седиментофонд наиболее многокомпонентен, и аутигенез там более разнообразен по сравнению с олигомиктовыми комплексами суббаркозовых полевошпат-кварцевых пород из рифейских авлакогенов Восточно-Европейского кратона.

Итак, нами была рассмотрена одна из разновидностей литогенетических преобразований типа ЛП-2 – интенсивного погружения дна впадин, совместно с наложенными породными изменениями подтипов ВИ-1 и ВИ-2. Другие варианты, относящиеся к постседиментационным преобразованиям пород перикратонных и передовых прогибов, а также континентальных окраин пассивного типа, их похожесть и различия охарактеризованы в недавней работе [Япаскурт, 2002]. Общие особенности всех этих образований сводятся к тому, что, несмотря на наличие разнотипных локальных вторичных изменений, внутри мощных разрезов БП просматриваются более или менее явно выраженные признаки зональности аутигенного минералогенеза и углефикации ОВ. Характер упомянутой зональности различен в зависимости от количественных сочетаний обломочных и глинистых осадков, от состава их седиментофонда и других факторов. Однако признаки сменяемости новообразований раннего, среднего и позднего (глубинного) катагенеза здесь четко диагностируются с помощью общеизвестных методических приемов стадийного анализа.

Противоположны вышеотмеченным признаки типа ЛП-1 – медленного погружения, который объединяет БП с низкими скоростями проседаний дна, порядка 10–100 м/млн лет (рис. 1). Общая особенность – длительность стадии

диагенеза, т.е. процессов взаимного уравнивания компонентов органико-минерально-водно-флюидной системы осадка в низкотемпературной обстановке верхних (придонных) слоев осадочного чехла БП. Компоненты успевают прореагировать между собой (эти реакции реализуются чрезвычайно вяло вследствие низких t°). Ныне мы получаем приток новой информации относительно колоссальной роли влияния бактериальных процессов на деструкцию седиментогенных компонентов и на минералообразование при диагенезе. Эта система стремится приблизиться к своему равновесному состоянию, достигая такового не всегда и не повсеместно. В разных фациях (отличающихся одна от другой количественными и качественными соотношениями ОВ и многими другими параметрами) диагенетические процессы реализуются по-разному и приводят к весьма неодинаковым конечным результатам. Следствием этого служит то, что при условии попадания погружающейся толщи пород в $P-t^\circ$ обстановки катагенеза фациальный контроль продолжает опосредованно сказываться на постдиагенетическом аутигенном минералообразовании. Как известно, рост t° на глубине ускоряет межкомпонентные химические реакции примерно вдвое при каждом возрастании t° на 10°C . Однако здесь набор минеральных и органических компонентов, взаимодействующих друг с другом, не столь многообразен и не столь хаотичен, как в случаях интенсивных погружений (ЛП-2). Комплекс постдиагенетических минерально-органических компонентов при ЛП-1 регламентирован фациальной принадлежностью пород. Поэтому типовые для стадии катагенеза схемы зональной сменяемости минеральных парагенезов сверху вниз по разрезу (как бы отражающие нарастающие с глубиной $P-t^\circ$ факторные влияния) в случае ЛП-1 проявлены не столь четко, как при ЛП-2. Здесь зоны постседиментационного минералообразования между собой имеют весьма «расплывчатые» (растянутые до многих сотен метров по разрезу) границы. Зато всюду очевиден фациальный контроль аутигенного минералогенеза, создающий местами довольно «пеструю» картину сменяемости неодинаковых минеральных парагенезов по простиранию, в залегавших на одинаковых глубинах породных ассоциациях.

Данный тип постседиментационных преобразований объединяет два подтипа, присущих разным геодинамическим режимам: ЛП-1.1 –

вялого, компенсируемого осадками, погружения (осевые зоны синеклиз) и ЛП-1.2 – прерывистых малоамплитудных погружений с частыми перерывами седиментации (на антекклизах). Относительно последнего до недавнего времени информации было немного, а потому рассмотрим особенности ЛП-1.2 подробнее.

Своеобразие постседиментационных преобразований платформенного чехла на антекклизах анализируется по результатам наших работ в содружестве с исследователями ГИН РАН – М.Г. Леоновым, С.Ю. Колодяжным, С.Ю. Орловым и Воронежского Государственного Университета – В.М. Ненаховым и др. в пределах Воронежской антекклизы. Становится очевидным, что процессы седименто- и литогенеза отложений фанерозоя Воронежской антекклизы в своей совокупности обуславливали сиализацию чехла кратона, при которой валовые минеральные и химические составы отложений смещаются (сравнительно с кристаллическим фундаментом) в сторону общей гомогенизации – возрастания количеств SiO_2 и K_2O попутно с уменьшением мафических компонентов [Леонов и др., 2000]. Начальные симптомы сиализации обуславливались специфическими особенностями стадии гипергенной мобилизации осадочного вещества в питающих провинциях суши и на стадии седиментогенеза в чрезвычайно мелководных бассейнах. Итоги – обилие кор выветривания и следов подводного элювиирования осадков, их монокомпонентность, либо олигомиктовость, т.е. высокая минералогическая «зрелость». Процессы эти не были линейными. Известны, в частности, вспышки базальтового вулканизма в девоне, локально повлиявшие на возросшую полимиктовость, которая, однако, не затмила очевидной тенденции «вызревания» осадочного вещества на протяжении всего фанерозоя (к тому же постседиментационная сиализация затронула аутигенный минералогенез даже в цементе вулканокластиков основного состава – см. ниже).

Постседиментационные преобразования чехла антекклизы характеризуются весьма неоднородной литифицированностью его осадков, дискретностью и многофакторностью аутигенного минералогенеза, который был проявлен вне зависимости от нахождения породы в нижнем, среднем либо верхнем интервалах разреза. То есть литификация не коррелируется с палеоглубинами тектонического погружения (импульсивного, неравномерного, прерываемого этапами

воздыманий) осадочных толщ исследуемого БП. Сущность процессов этой литификации такова. Как было сказано выше, выполняющие БП осадочные формации являются сами по себе флюидогенерирующими системами, и, одновременно, они могут пропускать потоки флюидов из нижележащих комплексов. Этому способствуют некоторые новообразования в литифицированных слоях: стилолиты, текстуры кливажа и тектонически ослабленные зоны различной морфологии. Малейшие нарушения баланса компонентов в такой органо-минерально-флюидной системе, обусловливаемые перестройками тектонической структуры БП, стимулируют аутигенный минералогенез и (или) деструкцию компонентного состава осадочных пород – корродирование карбонатов, кварца, каркасных и цепочечных силикатов; трансформации кристаллических решеток глинистых и других минералов. То есть, постседиментационные преобразования отложений реагируют (явно либо малозаметно) на любые изменения геодинамических режимов, как отмечалось в начале нашего сообщения. В данном конкретном случае фоновые литогенетические преобразования отвечали самой начальной стадии катагенеза. Вертикальная зональность аутигенеза практически не заметна. Здесь, при сочетании малых V_p и k_p , фациальный контроль над ней доминирует, и смена минеральных парагенезов бывает выражена по латерали отчетливее, нежели в разрезе БП.

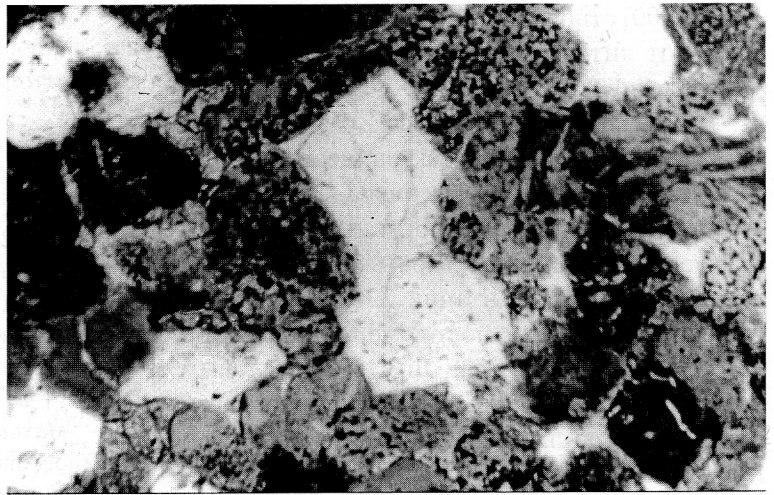
Вышесказанное относится и к фоновым ЛП исследуемой антеклизы, однако, ЛП там существенно искажены локальными ВИ, создающими довольно «мозаичную» картину породных изменений, в которой пластичные глины сочетаются с крепко литифицированными разностями пород. ВИ, в отличие от ЛП, как правило, афациальны. Они стимулируются импульсами усиления открытости породно-флюидной системы, при $P_s \gg P_p$ и коррелируются не с палеоглубинностью, но с палеотемпературными аномалиями. Это типы: ВИ-1 – низкотемпературные (каолинизация, карбонатизация, окремнение над разломами или в сводах дислокаций); ВИ-2 – высокотемпературные (метагенетические) изменения типа рекристаллизационно-бластических в кварце, с перекристаллизацией иллитов в слюды политипа $2M_1$ и др. Они стадияльно обособлены от ЛП, но обособленность их бывает камуфлированной и устанавливается только методикой комплексного стадияльного

анализа. Относительно природы распространенных в чехле антеклизы ВИ существует разные мнения: есть доводы о глубинно-термальном их генезисе [Цеховский, 2000], есть и контраргументы. Очевидно, здесь присутствуют оба типа (ВИ-1 и ВИ-2). Но, независимо от их сочетания, на сегодня важен факт, эмпирически установленный: контрастная, неоднородная по интенсивности и не коррелируемая со стратиграфическим положением литификация, с явным приносом вещества извне (возможно, из соседних слоев или, по ослабленным зонам, из нижележащих геосфер). Пример: цементация залегающих внутри глинистых пластов вулканомиктовых песчаников («туффитов») с базальтовой кластикой) и дресвяников фаций палеоделты ястребовской свиты D_3fr в карьере Павловского месторождения (на юго-восточном склоне антеклизы). Там, вокруг редких полуокатанных обломков кварца, развиты мощные (толщиной сравнимые с диаметрами обломочных зерен) регенерационные кварцевые оторочки и наросты, цементирующие ближайшие обломки основных эффузивов (рис. 4). Встречен также регенерированный плагиоклаз. Ситуация несколько парадоксальная – учитывая малый процент SiO_2 в этих полимиктовых породах и слабую степень их постседиментационного преобразования (начало катагенеза, так как органическое вещество не превысило здесь бурогоугольной стадии, а кости рыб почти не фоссилизированы), регенерация кварца и плагиоклазов выглядит явлением аномальным. Для них потребны варианты механизмов: 1) гравитационная коррозия силикатных зерен под нагрузкой многокилометровой толщи пород при $t^\circ > 150^\circ C$ (условие, не отвечающее геологической реальности); 2) трансформации смектитов в гидрослюды или хлориты с высвобождением внутрикристаллических масс H_2O и SiO_2 с превращением глин в аргиллиты при $t^\circ = 100^\circ \pm 20^\circ C$ (условия глубинного катагенеза, отвечающие маркам газовых углей, не свойственных региону) и 3) подпитка породы чужеродными, насыщенными SiO_2 гидротермами. В нашем случае реален только 3-й вариант. Кремнезема в подстилающих «высокозрелых» породах $D_{2,3}$ и корах выветривания на докембрийском фундаменте достаточно, а восхождение инфильтрационных флюидов вдоль активизируемых разломов не исключено.

Очаговая литификация пород чехла представляется как бы зачаточным импульсом процесса приращивания предметаморфически из-

Рис. 4. Регенерация кварца и плагиоклаза в песчаниках дельтовых фаций ястребовской свиты франского яруса юго-восточной части Воронежской антеклизы.

Фотография шлифа, увеличение 100.



мененных осадков к фундаменту антеклизы. Это заметно, в частности, в Михайловском карьере КМА, где в толще «переотложенных» рыхлых глинисто-карбонатно-железистых продуктов раннепалеозойской коры выветривания (озерно-болотные накопления) находятся стратифицированные, горизонтально лежащие пласты крепко сцементированных пород, внешним обликом мало отличных от образований докембрийского субстрата. Другой пример – мраморизованность биостромовых линз в низах D_2 там же. Третий – переход по простиранию кварцевых песков базального горизонта J_2 в кварцито-песчаники (интенсивно пиритизированные) вблизи блокового выступа кристаллического фундамента. Последний феномен можно объяснить результатом инфильтрационной разгрузки подземных вод близ антиклинальных сводов в конце мезозоя или в кайнозой; приводятся также аргументы относительно высокотемпературных эндогенных гидротермальных подтоков [Цеховский, 2000]. Независимо от признания одного из этих вариантов, итог один: локальная «метаморфизация» (точнее – литификация), превращающая последовательную смену зон катагенеза в калейдоскопическую. Масштабы и баланс перераспределения вещества в самом чехле нуждаются в своих оценках. Значимость таких процессов подтверждается, помимо вышеизложенного, наблюдениями в известняках D_3 Ситовского карьера (г. Липецк) массовой стилолитизации, служившей мощным донором вещества, потребного для литификации глинисто-терригенных слоев. Малозаметные, но не менее существенные, резервы для того же представляют: коррозия силикатов и кварца, видимая только микроскопически, и трансформации глинистых компонентов, выявляемые прецизионными методами. Их предстоит еще переосмыслить в аспекте: достаточно ли этих

внутриформационных резервов ЛП, и насколько реальным мог быть вклад в литификацию от возможной эндогенной подпитки чехла веществом из недр? Но уже сейчас, по итогам нынешних работ, можно заключить, что усиленное перераспределение минеральных масс при постседиментационном литогенезе чехла Воронежской антеклизы служит, по-видимому, одним из ранних предвестников многоэтапного явления вертикальной аккреции в ее трактовке М.Г. Леоновым и др. [2000]. Вертикальная аккреция в данной платформенной структуре проявилась в своей зачаточной фазе, без завершения, свойственного иным геодинамическим режимам.

В заключение отметим, что здесь была затронута только часть актуальной научной проблемы. Принципы типизации постседиментационного литогенеза, вопросы соотношения фоновых и наложенных породных изменений применительно к складчатым областям не рассмотрены. Авторы работают над этой задачей, используя материалы литологических исследований Верхояно-Колымского и фрагментов Альпийского складчатых поясов [Япаскерт, 1999 и др.]. Уже сейчас становится очевидным, что после превращения БП в складчатую систему литогенетические преобразования усложняются высокотемпературными изменениями метagenетической стадии ВИ-3 (рис. 1). Они стадийно оторваны от литогенеза погружения, проявлены дискретно. Их поэтому целесообразно рассматривать не как конечные продукты литогенеза, но как наложенные на литогенез ареалы периферийных зон метаморфизма, с которыми метagenетические новообразования связаны постепенными переходами. Это полностью согласуется с представлениями И.М. Симано-

вича [2000] относительно стадийной оторванности от литогенеза (диагенеза, катагенеза) метагенетической стадии.

Нами доказано, что области развития ВИ-1, ВИ-2 и ВИ-3 подчинены тектоническому, но не литолого-фациальному, контролю. Они искажают первичные (седиментогенные) признаки осадков развитием минералов, не свойственных обстановкам седиментации. Отсюда следует вывод о неуниверсальности сформулированного более полувека назад Л.В. Пустоваловым «закона физико-химической наследственности отложений», до сих пор принимаемого многими геологами за аксиому, которая может вводить их в заблуждение при расшифровке палеогеографических и палеогеодинамических обстановок в древних СБ.

Новизна полученных результатов состоит в комплексном, системном подходе к стадийно-генетическим анализам постседиментационного литогенеза на разных уровнях организации вещества: минеральном, породно-слоевом, фациальном и формационном в бассейнах породообразования, сформированных в различных тектонических режимах. До сих пор соотношения между осадочным породообразованием и тектоногенезом оценивались, в основном, исходя из анализа мощностей, фаций и седиментонда. Нами привлечена информация о постседиментационном литогенезе как индикаторе палеотектонических обстановок. Исходя из этого, сформулированы критерии для последующей генетической типизации литогенеза по геодинамическому принципу. Разработан предварительный вариант схемы такой типизации для окраинно-платформенных структур и смежных подвижных поясов. Представляется целесообразной и перспективной дальнейшая детализация геодинамической типизации постседиментогенного породообразования на более широкой геологической основе и в тесной связи с учением о генерации полезных ископаемых в осадочных комплексах.

В работе частично использованы материалы гранта РФФИ 01-05-64281 и ФЦП «Интеграция» ГИН РАН – ВГУ.

Список литературы

Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Галкин В.А., Фролова Н.С. Деформационно-химические парагенезы и структурно-механическая зональность // Геотектоника. 1995. № 2. С. 40–60.

Коссовская А.Г., Шутлов В.Д. Типы регионального эпигенеза и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах // Геотектоника. 1976. С. 15–20.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 202 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 521).

Лукин А.Е. Генетические типы вторичных преобразований и нефтегазонакопление в авлакогенных бассейнах. Киев: ИГН АН УССР (препринт). 1989. 45 с.

Лукьянова В.Т. Катагенез в орогенных областях. М.: Т-во науч. изданий КМК ЛТД, 1995. 174 с.

Махнач А.А. Стадийный анализ литогенеза: Учеб. пособие. Минск: БГУ, 2000. 225 с.

Никитин А.А. Литолого-минералогические критерии нефтеносности верхневизейских песчаников Днепровского грабена // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 1. С. 27–38.

Никишин А.М. Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинноплитные процессы. М.: Изд-во МГУ, 2002. 366 с.

Перозо Г.Н., Предтеченская Е.А., Косухина И.Г. Вещественный состав и катагенетические преобразования терригенных пород Колтогорско-Уренгойского метапрогиба и его краевых частей // Литология резервуаров нефти и газа в мезозойских и палеозойских отложениях Сибири. Новосибирск: СНИИГТ и МС, 1982. С. 78–82.

Симанович И.М. Геотектонические типы постседиментационных процессов // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т. 2: Мат-лы к 1-му Всерос. литологич. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 228–230.

Сурков В.С., Смирнов Л.В., Гурари Ф.Г. Эволюция Западно-Сибирского эпипалеозойского осадочного бассейна // Тектоника осадочных бассейнов Сев. Евразии. Тез. докл. М.: ГИН РАН, 1995. С. 176–178.

Сухов А.В. Особенности седименто- и литогенеза в рифтогенной раннемезозойской Колтогорско-Уренгойской депрессии // Рифты литосферы. Мат-лы Межд. науч. конф. (VIII Чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2002. С. 323–324.

Томенская сверхглубокая скважина // Научное бурение в России. Вып. 4. Пермь: КамНИИКИГС, 1996. 376 с.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. Зона катагенетической гидрослююдизации – арена интенсивного перераспределения химических элементов. Сообщ. 1 и 2 // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 5. С. 563–609.

Цеховский Ю.Г. Наложённые минералообразующие процессы в осадочном чехле и рудоносном элювии Михайловского месторождения КМА // Литология и полезные ископаемые Центральной России. Мат-лы к литологическому совещанию. Воронеж: ВГУ, 2000. С. 100–101.

Янаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере: процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

Янаскурт О.В. К проблеме соотношения литогенеза с геодинамическими процессами (на примере раннемезозойских комплексов северо-восточного Зауралья) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 208–216.

Янаскурт О.В. Литогенез и тектоногенез // Известия Секции наук о Земле РАЕН, 2002. Вып. 8. С. 142–150.

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

Янаскурт О.В., Сухов А.В. Литогенез как отражение геодинамических стадий формирования раннемезозойского осадочного бассейна Северо-Восточного Зауралья (Колтогорско-Уренгойская депрессия) // Осадочные бассейны: закономерности строения и эволюции, минерагения. Мат-лы 4-го регион. Уральского литологического совещ. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 178–184.

Янаскурт О.В., Горбачев В.И., Косоруков В.Л., Золотарев Д.А. Особенности литогенеза докайнозойских дельтово-морских комплексов в бассейнах разных типов (север Сибири). Сообщ. 1 // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 1. С. 36–47.

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

Янаскурт О.В., Фролов В.Т., Горбачев В.И., Диковский А.А. Особенности постседиментационных преобразований раннемезозойских терригенных пород Ново-Уренгойской скважины // Бюлл. МОИП. 1992. Т. 67. Вып. 1. С. 73–84.

Янаскурт О.В., Карпова Е.В., Ростовцева Ю.В. и др. Эволюция процессов литогенеза в рифтогенных и пострифтовых бассейнах платформ и смежных с ними структур // Рифты литосферы. Материалы Международн. науч. конф. (VIII чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 282–285.

Рецензент доктор г.-м. наук Л.В. Анфимов