

# Геология и полезные ископаемые

УДК [550.4:552.14]:552.5

## РАЗМЫШЛЕНИЯ ОБ ИНФИЛЬТРАЦИОННОМ ЭПИГЕНЕЗЕ

Я.Э. Юдович

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар  
E-mail: ketris@rol.ru

Рассмотрена проблема так называемого инфильтрационного катагенеза (В.Н. Холодов), который, в согласии с А.Г. Коссовской и Б.А. Лебедевым, правильнее именовать эпигенезом. Инфильтрационному эпигенезу подвергаются толщи, уже прошедшие термальный катагенез погружения, и поднятые к поверхности в результате тектонической инверсии осадочных бассейнов.

В воздымающиеся осадочные толщи устремляются метеорные воды и растекаются по поровым и трещинным коллекторам, что ведет к интенсивным процессам мобилизации (выщелачивания) и переотложения вещества. На ряде примеров показано, что такие процессы могут иметь признаки как макроскопические (низкотемпературная эпигенетическая минерализация, наложенная на более ранние генерации минералов), так и скрытые (например, устанавливаемые анализом резко пониженные содержания таких талассогенных элементов, как  $Cl$  – в заведомо морских толщах, а также изотопные аномалии карбонатных  $C$ ,  $O$  или  $Sr$ ). Особенно резкие изменения осадочных пород происходят при выходе пластов на дневную поверхность. В таких условиях развивается карст, коры выветривания или их полные генетические аналоги – гумидные (сероцветные) и аридные (красноцветные) почвы. Дальнейшее воздымание приводит к эрозии осадочных толщ и к рециклизации осадочного материала при новом опускании осадочного бассейна.

Однако, повторный седиментогенез-диагенез оказывает побочное влияние на подстилающие породы предыдущего цикла литогенеза. Это обстоятельство оказалось упущенным в теории литогенеза – и в этом состояла суть новаций В.И. Чалышева (1976) и Э.И. Пирруса (1981), впервые обративших внимание на необычность «аллодиагенеза» или «наложенного диагенеза»: будучи по сути диагенезом, он осуществляет интервенцию в подстилающие слои, диагенез которых давно закончился.

Предлагается называть инфильтрационный эпигенез воздымания (он же – гипергенез) – регрессивным эпигенезом (потому что при этом происходит регрессия водных бассейнов), а инфильтрационный эпигенез опускания – трансгрессивным эпигенезом. Существенно, что широким понятием «трансгрессивный эпигенез» охватываются разнообразные процессы минералообразования в зонах стратиграфических несогласий – в том случае, когда накопление бассейновых осадков над несогласием предварялось континентальным выветриванием. Такой «трансгрессивный эпигенез» имеет очевидный рудообразующий потенциал.

Учение о стадиях литогенеза, созданное и развитое такими знаменитыми геологами, литологами и геохимиками, как Й. Вальтер, А.Е. Ферсман, Л.В. Пустовалов, А.В. Копелиович, Н.М. Страхов, Н.В. Логвиненко, И.И. Волков, О.В. Шишкина, А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов, В.Н. Холодов, В.Т. Фролов, Н.Б. Вассоевич, С.Г. Неручев, А.А. Махнач, В.И. Чалышев, Б.А. Лебедев, В.И. Копорулин, а в последние годы – модифицированное О.В. Япаскуртом и И.М. Симановичем в терминах мобилизма [1], принадлежит к тем немногим областям геологии, которые могут претендовать на статус «теории». Но если в этом учении очень продвинута часть, посвященная *диагенезу* (процесс, поддающийся термодинамическому моделированию, что и было сделано Р. Бернером в 1980 г. [2]), то в концепции *катагенеза* еще немало противоречивого. В частности, есть проблемы с пониманием объема и содержания понятия *инфильтрационного катагенеза* [3], которые мы постараемся рассмотреть.

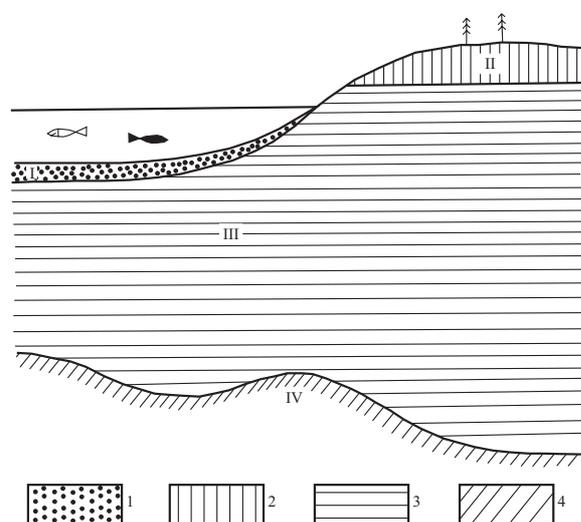
### Зоны катагенеза по А.А. Махначу

На территории СССР не было толщи, изученной с такой детальностью, как осадочный чехол Белоруссии. Располагая скудной территорией, почти нацело покрытой ледниковыми отложениями, лессами и болотами, белорусские геологи разбурили свои недра так основательно, а белорусские литологи и геохимики изучили тысячи километров кернов так детально, как никто и нигде в некогда великой стране СССР! Достаточно сказать, что один только Всеволод Бордон написал столько книг, что их хватило бы на целый Институт геохимии. А среди его книг есть и такая: *Геохимия и металлоносность осадочного чехла Белоруссии* [5]. Ни в одной республике СССР аналогичной книги написать не смогли.

Имея на своей территории уникальную рифтогенную структуру в теле Русской платформы – Припятский прогиб, а в этом прогибе – замечательную фаменскую соленосную толщу (где есть

еще и горючие сланцы), а в отложениях карбона и палеогена еще и угли (плюс коры выветривания и редкометалльные месторождения на погребенных выступах кристаллического фундамента), – белорусские геологи все это тщательно исследовали и тем внесли огромный вклад отнюдь не только в свою региональную, – но и в общетеоретическую геологию. Для нашей темы особенно важны работы Анатолия Махнача (А.А. Махнача-младшего, академика и сына академика – Махнача-старшего), который мощно двинул вперед теорию литогенеза, сумев связать в единое целое учение о катагенезе с учением о подземных водах – две области, которые до него изучались разными специалистами и слабо взаимодействовали.

На рисунке показаны границы зон литогенеза, – как их предлагает проводить Анатолий Махнач в своей монографии [4].



**Рисунок.** Границы зон литогенеза, проведенные по гидрогеологическому принципу. Взято у А.А. Махнача, [4. С. 13]. Зоны: I – диагенеза, II – гипергенеза, III – катагенеза, IV – метаморфизма (метагенеза). Воды: 1) иловые, 2) зоны аэрации, 3) зоны насыщения (собственно подземные), 4) в надкритическом состоянии

Обобщив значительную литературу, он пришел к выводу, что нижняя граница зоны диагенеза обычно не превышает нескольких десятков метров. Ниже этого рубежа иловые воды (еще связанные с наддонными) превращаются в подземные, уже не связанные с бассейном осадконакопления. Именно с этого момента диагенез сменяется катагенезом [4. С. 9].

Вторым важным моментом является проведение границы между зонами гипергенеза и катагенеза. По мнению А.А. Махнача, зона гипергенеза совпадает с зоной аэрации. Ее нижняя граница проходит обычно на глубинах от нескольких до 30...50 м от дневной поверхности. Он отказывается включать в зону гипергенеза всю зону инфильтрации (водонасыщения) и приводит ряд аргументов, в числе которых и такой: «В зоне аэрации (заведомо гипергенной) нет постоянных водоносных горизонтов. Поэтому она геологически существенно отличается

от зоны водонасыщения, и объединять их в одну литогенетическую зону вряд ли оправдано» [4. С. 10].

В результате зона инфильтрации оказывается в составе зоны катагенеза. Но это требует (как это в разной форме предлагалось рядом исследователей, например, Б.А. Лебедевым [6]) обязательно выделять две разновидности катагенеза: собственно термальный катагенез *s. str.* (стадиальный катагенез погружения) и «катагенез воздымания» (наложенный катагенез Б.А. Лебедева), который приходится называть, вслед за В.Н. Холодовым [3], «инфильтрационным катагенезом».

Что же касается нижней границы зоны катагенеза, то этот вопрос А.А. Махнач, как гидрогеолог, решает очень просто: эта граница определяется присутствием в осадочной толще жидкой воды – собственно подземных вод, что соответствует температурам 374...450 °С. Ниже вода находится в надкритическом состоянии, и поэтому здесь начинается уже зона метаморфизма (метагенеза).

Заметим, однако, что лучше было бы «инфильтрационный катагенез» – называть не катагенезом, а эпигенезом, как это делал Б.А. Лебедев [6]. Ведь «ката» по-гречески – это «вниз», что подразумевает движение вниз не воды, а осадочного бассейна. Объединив зону II и верхи зоны III, мы предлагаем выделить две разновидности инфильтрационного эпигенеза, к рассмотрению которых мы обратимся в последнем разделе данной статьи. А пока рассмотрим «хорошо забытое старое»...

#### Аллодиогенез В.И. Чалышева

В 1967 г., установив, что верхние горизонты ископаемых почв, в изобилии обнаруженных им в верхних молассах перми и триаса Сев. Приуралья, часто содержат явно эпигенетические новообразования непочвенной природы, В.И. Чалышев придал этому факту принципиальное значение. Он писал следующее [7. С. 148].

«Теоретически совершенно ясно, что воды бассейнов, покрывавшие коры выветривания и ископаемые почвы, должны были как-то воздействовать на эти образования и могли оставлять какие-либо следы.

... В том случае, если красноземные продукты палеогипергенеза перекрывались водами, в которых было много органики и в которых осаждались сероцветные осадки, то под воздействием восстановительных условий покрывающих вод и перекрывающих осадков верхи красноцветных кор выветривания и ископаемых почв нередко оказывались сероцветными или зеленоцветными вследствие редукции окислов железа...

В верхах кор выветривания и ископаемых почв отмечаются также некоторые новообразования, возникшие под действием покрывающих коры и почвы вод бассейнов и осадков этих бассейнов. Так, в самых верхах одной из ископаемых почв татарского яруса перми севера Предуралья прогиба обнаружена известковая конкреция, которая во всех отношениях (по форме, текстуре, структуре, и составу) совершенно

аналогична конкрециям из глинистой породы, непосредственно перекрывающей ископаемую почву. Если в перекрывающей породе конкреции имеют явно диагенетическое происхождение, то в ископаемой почве они несомненно вторичные, не имеющие никакого отношения к процессам, сформировавшим эту почву. Совершенно очевидно, что конкреция в ископаемой почве образовалась после покрытия водами бассейна, во время раннего диагенеза перекрывающих осадков.

Результатом этих же процессов является и образование крупных известковых конкреций и конкреционных линз в верхних многих ископаемых почв красноцветных отложений уфимского яруса севера Предуральяского прогиба. В конкрециях и конкреционных линзах здесь содержатся остатки фауны и мелкие известковые шарики, идентичные таковым же известнякам, которые перекрывают иногда ископаемые почвы. Известняки же имеют водное происхождение».

Произведя далее литературный опрос предшественников и более или менее подробно осветив работы, в которых описывались ресификация, сидеритизация и пиритизация верхов погребенных кор выветривания и бокситов (В.А. Гуцаки и В.В. Гудошников, 1969; А.П. Никитина, 1958, 1960; А.П. Никитина и В.И. Сиротин, 1967; В.Т. Погребной, 1972), а также омарганцевание (В.К. Еремин, И.З. Корин, 1952), редукция оксидов Fe(III) (А.П. Феофилова, 1971; В.А. Филиппов, 1972; Г.И. Бушинский, 1971), В.И. Чалышев пришел к выводу о том, что «реальность описываемого процесса не вызывает никакого сомнения» [7. С. 149].

**По мнению В.И. Чалышева, это – особая стадия литогенеза** [7. С. 149]:

«По времени этот процесс отвечает раннему диагенезу перекрывающих осадков, но совершенно ясно, что он не является диагенезом вмещающих новообразования кор и ископаемых почв, у которых закончился не только диагенез, прерванный палеогипергенезом, но и сам палеогипергенез. Для измененных верхов коры выветривания или ископаемой почвы, вмещающих новообразования, это особый процесс, особая стадия изменения, которую автор предложил именовать аллодиагенезом, и под которым, следовательно, понимаются процессы изменения кор выветривания и ископаемых почв, происходящие после покрытия их водами бассейнов под действием этих вод и перекрывающих осадков».

#### «Наложённый диагенез» эстонских геологов

Спустя много лет, первоклассные эстонские геологи, очевидно, не знавшие трудов Чалышева, обнаружили нечто весьма похожее в изучавшихся ими отложениях палеозоя Прибалтики. Здесь широким распространением пользуются стратифицированные проявления явно эпигенетической ми-

нерализации, приуроченные к контактам разнофациальных толщ – **особенно при налегании трансгрессивных слоев на подстилающие породы после континентального перерыва**. Эти процессы настолько характерны, что эстонские геологи сочли возможным выделить их в качестве некой самостоятельной стадии литогенеза, промежуточной между диагенезом и катагенезом, названной ими **«наложенным диагенезом»**.

Такая стадия [8. С. 8] «часто улавливается в верхней части глинистых пород, перекрываемых толщей пиритизации или алевролитов и выражается в сильной пиритизации глинистого подстила, в образовании в ней<sup>1</sup> агрегатов галенита и марказита, иногда и шамозита. Естественно, что для нижележащих пород это процесс катагенетический, связанный с инфильтрацией в них минералообразующих растворов извне. Однако происходит этот процесс по законам диагенеза и генерируется его<sup>2</sup> энергией в вышележащих породах – словом, является проникновением агентов диагенеза вышележащих отложений в нижележащие осадочные образования. Поэтому ввиду особенностей данного процесса минералопроявлений мы выделили его и назвали «наложенным диагенезом».

Так, в разрезе вендских отложений на некоторых стратиграфических уровнях отмечен процесс эпигенетической шамозитизации первично каолиновых глин котлинской и гдовской свит. В результате восстановления Fe, в красноцветах появляются прослой сероцветов [8. С. 11–12]: «в останцах гдовской свиты в западных районах шамозитизация глин происходила, по-видимому, под воздействием инфильтрующихся вод сверху из бассейна накопления перекрывающих лонтовасских отложений, т. е. по схеме наложенного диагенеза».

Эпигенетическая шамозитизация особенно четко проявлена там, где на каолинитсодержащие продукты коры выветривания кристаллического фундамента с несогласием ложатся морские отложения лонтовасской свиты нижнего кембрия.

Кроме того, в платформенном чехле Прибалтики существует крупный преддевонский перерыв. Всего было изучено 22 таких разреза, где терригенная толща девона ложится на карбонатные отложения ордовика или силура. Как отмечает А.Э. Клесмент [9. С. 107], «во всех изученных случаях пограничные слои доломитизированы или имеют доломитовый цемент. Этот процесс охватывает подконтактные породы мощностью от нескольких до 50 м ..., надконтактные – мощностью 0,2–5 м, иногда до 10 м».

Наряду с доломитизацией для зоны перерыва характерна эпигенетическая сульфидная минерализация [9. С. 107] «в виде линзовидно-комковатого слоя пирита мощностью 3–5 см. Обычно пиритом обогащены породы ... на 2–4 м ниже и на 0,2–2 м вы-

<sup>1</sup> Следует учесть, что русский язык для эстонских геологов не является родным.

<sup>2</sup> См. предыдущее примечание

ше контакта. В вышележащих слоях вместе с пиритом обнаружен марказит. В случаях, когда в надконтактовой части залегают глины или карбонатные породы, в подконтактовых карбонатных отложениях встречается сфалерит».

Здесь же нередко отмечается эпигенетический барит, особенно в подконтактовом слое мощностью 0,1...1 м [9. С. 107]: «Барит характерен для контактов «карбонаты на карбонатах, реже «глины на карбонатах».

#### **Палеоструктурный фактор инфильтрационного эпигенеза**

По свидетельству А.А. Махнача, обобщившего значительную литературу, эпигенетическая доломитизация карбонатных подсолевых (франских) и межсолевых (фаменских) отложений Припятского прогиба довольно отчетливо подчиняется палеоструктурному контролю [4. С. 120]:

*«Он заключается в приуроченности тел доломитов замещения к приразломным, часто развивавшимся конседиментационно поднятиям или их сводам ... Многие из этих структурных элементов в позднедевонское время были ареной замедления седиментации и перерывов в осадконакоплении, часто сопровождавшихся выводом карбонатных образований в субаэральные условия».*

Эта идея подкрепляется изотопными данными, свидетельствующими о значительном облегчении  $S_{\text{карб}}$  известняков и доломитов, что связывают «с вкладом легкой почвенной и атмосферной углекислоты» [4. С. 120]. Аналогичное облегчение установлено и для карбонатного углерода вторичного кальция в среднедевонских (подсолевых) терригенных отложениях [4. С. 132].

#### **Трансгрессирующий бассейн может быть солеродным**

В северо-западной Белоруссии на содержащей богатую морскую фауну доломит-мергельно-известняковой ордовикской толще, мощностью 150...200 м, со значительным стратиграфическим перерывом залегают эйфельская эвапоритовая толща с гипсами. Особенностью ордовикской толщи является широкое развитие включений гипса разнообразной формы, размером от 1 до 60 мм. Как доказали белорусские геологи, этот гипс является эпигенетическим, связанным с вышележащими эйфельскими эвапоритами [10. С. 72–73]:

*«Ордовикские отложения к предэйфельскому времени были сильно изменены гипергенными процессами (образования силура и нижнего девона на рассматриваемой территории почти полностью отсутствуют) и, по-видимому, были значительно более проницаемы, чем в настоящее время. Образование эйфельского бассейна галогенеза, где шло осаждение сульфата кальция, привело к миграции рассолов, насыщенных по гипсу, в подстилающие породы ордовика».*

Помимо новообразований гипса в проницаемых зонах карбонатных пород (заполнение трещин и каверн), гипсовые желваки наблюдались и в глинистых гнездах и карманах в толще карбонатов. Допускают, что это может быть результатом т. н. ультрафильтрации растворов через глинистые мембраны, поскольку экспериментально доказано, что сульфат-ион задерживается на иллитовой мембране сильнее других анионов. Считают, что гипсовый агрегат может расти в пластичной глине выветрелых пород по механизму конкрецииобразования [10. С. 73].

Итак, общая схема инфильтрационного эпигенеза остается той же самой (перекрытие толщи, некогда выведенной на поверхность, водами трансгрессирующего бассейна), но в частном случае бассейн мог иметь повышенную соленость, т. е. быть солеродным.

Помимо отмеченных выше, А.А. Махнач собрал и обобщил большое количество случаев эпигенетической сульфатной, галитовой и доломитовой минерализации межсолевых и подсолевых толщ и пришел к следующему выводу:

*«... продукты взаимодействия маточных рассолов соленосных формаций с подстилающими породами, представленные катагенетическими минералами: ангидритом, гипсом, галитом, а также метасоматическим доломитом, имеют глобальное распространение. Они встречаются под соленосными формациями любого геологического возраста. Постдиагенетическая галогенная минерализация развивается в подсолевых породах независимо от их литологического состава и фацциально-палеогеографической принадлежности. Эвапоритовые рассолы в той или иной мере вызывают формирование наложенной галогенной минерализации в породах всей подсолевой части осадочного чехла, а также проницаемой зоны кристаллического фундамента» [11. С. 64].*

#### **Библиография инфильтрационного эпигенеза практически необозрима**

Проявления инфильтрационного эпигенеза отнюдь не исчерпываются несколькими приведенными выше примерами. На самом деле, имеется множество работ, в которых описано изменение минерализации и солевого состава поглощенного комплекса глин под влиянием инфильтрационного «распреснения»; еще больше сочинений, в которых описана ресилификация бокситов; есть немало работ (помимо упомянутых эстонских), где указано на тяготение эпигенетической минерализации к границам несогласий — и очень часто эти случаи оказываются не чем иным, как «аллодиагенезом». Наконец, ярким примером инфильтрационного эпигенеза, наложенного на карстовую кору выветривания верхнемеловых карбонатов, является детально изученная воронежскими литологами минерализация знаменитого «хоперского горизонта» в основании палеогена центральных районов Русской платформы [12].

Назовем еще свыше дюжины геохимических и минералогических примеров, совершенно условно расположив материал в стратиграфической последовательности.

1. Вымывание хлора из кембрийских глин [13] центральной части Русской платформы [14. С. 167], с привлечением сравнительных данных [13].
2. Алюмосульфатная минерализация на межформационном контакте кембрий/юра в Восточной Сибири [15. С. 104].
4. Геохимические аномалии Sr [16] и Zr [17] в фаненских межсоловых карбонатах Белоруссии, с привлечением материалов из карбонатной геохимии стронция [18].
5. Шамозитизация и каолинизация визейских бокситов Русской платформы [19].
6. Изотопная аномалия Sr в визейских брахиоподах Канады – отклонение величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от «эталонной» кривой [20].
7. Карбонатизация железных руд КМА [21. С. 85].
8. Эпигенетическое окремнение подбокситовых карбонатных толщ Южного Тянь-Шаня [22. С. 230].
9. Эпигенез подугольных слоев в карбоне Донбасса – «афациальное» повышение железистости конкреций [23. С. 95–96; С. 189–192].
10. Изотопные аномалии карбонатных цементов в пенсильванской толще Западного Техаса [24].
11. Эпигенез фосфора в пермских Купфершифер Польши – появление вторичного франколита [25], с привлечением аналогии из геохимии углей [26. С. 236].
12. Эпигенез верхнемеловых глауконитов Литвы [27] – их оглеение или окисление.
13. Эпигенез палеогеновых фосфоритов Египта – их аномальное обогащение P3Э [28].
14. Эпигенез неогеновых кремнистых доломитов Марокко: замещение их стевенситовой глиной – «рассулом» [29].

Объем статьи не позволяет нам подробно рассмотреть эти примеры. Отметим лишь, что анализ приведенных в них геологических данных позволяет выделить два варианта инфильтрационного эпигенеза: происходившего при воздымании толщ [15, 21, 27 (окисление), 14, 28–30] и при их опускании [16, 17, 19, 23, 27 (оглеение), 20, 24].

#### Инфильтрационный катагенез и рециклизация

Осадочные процессы отнюдь не случайно называют **осадочным циклом**: в подвижных поясах прошедшие катагенез осадочно-породные толщ не только подвергаются инфильтрационному эпигенезу вследствие воздымания-орогенеза, но и, оказавшись на поверхности Земли, – вновь подвергаются эрозии. Поэтому вслед за инфильтрационным эпигенезом может произойти повторение цепочки ли-

тогенетических процессов – это хорошо известное явление рециклизации: *начальный гипергенез (эрозия-мобилизация-1 вещества на водосборах) ⇒ транспортровка-1 ⇒ седиментация-1 ⇒ диагенез-1 ⇒ термальный катагенез погружения-1 ⇒ гипергенез-1 (инфильтрационный эпигенез воздымания) ⇒ новая эрозия-мобилизация-2 ⇒ транспортровка-2 ⇒ седиментация-2 ⇒ диагенез-2 ⇒ катагенез погружения-2 ... и т. д.*

Считают [31. С. 21], что осадочные толщ в стратиферу фанероза претерпели не менее 3–4 циклов литогенеза.

Так, палеогеографические реконструкции показывают, что в периоды существования палеозойских и мезозойских морских бассейнов на территории Республики Коми (Северо-Восток Русской платформы и Север Урала) – на соседней суше уже почти не обнажались «первозданные» источники сноса терригенного материала, сложенные кристаллическими породами; поэтому бассейны седиментации питались главным образом рециклизованным, переотложенным осадочным материалом. Например, в пермских граувакках, заполняющих Предуральский краевой прогиб, присутствие обломков черных сланцев и фтанитов выдается геохимическими аномалиями *бария* – характернейшего элемента черносланцевых толщ Лемвинской зоны [32].

Изучение состава глинистых минералов в отложениях венда-кембрия-ордовика в южном обрамлении Балтийского щита также привело эстонских геологов к идее рециклизации осадочного материала [33. С. 75]:

*«...Главными поставщиками глинистого вещества ... являлись не эпизодически развивающиеся коры выветривания на областях сноса, а – в первую очередь – малоизмененные и слаболигифицированные глинистые породы предыдущих этапов осадкообразования, которые выходили на окружающей суше. Этот очень важный фактор требует особого учета в нашем регионе, который из-за жесткости структуры Балтийского щита никогда не погружался на большие глубины и по этой причине более древние глинистые толщ в нем оставались слаболигифицированными или даже пластичными».*

Вообще же, мощное влияние явлений рециклизации на состав стратиферы стало привлекать особое внимание геохимиков примерно с 1970-х гг. – с помощью этого механизма стали объяснять загадочные «стратиграфические» тренды в химическом составе осадочных толщ – т. е. изменения его в функции геологического возраста толщ [34]. Например, был замечен долговременный тренд отношения Th/U в осадочных породах – постепенное нарастание от архея до современной эпохи, и это нарастание было истолковано в терминах рециклизации осадочного материала [25], при котором такой типичный элемент-гидролизат как торий постепенно накапливается, отделяясь от более по-

движного урана. В последние годы фанаты рециклизации [35] заходят столь далеко, что делают радикальный вывод о том, что даже соленость океана создается главным образом за счет рециклизации былых эвапоритов!

### Заключение

Несмотря на кажущуюся хаотичность, приведенные материалы складываются в довольно стройную картину.

1. Как известно, за диагенезом (литификацией) следует катагенез. Но «ката» – это на греческом языке «вниз». Поэтому этот термин А.Е. Ферсмана полностью адекватен только стадийному термальному катагенезу погружения, когда осадочная толща опускается в зоны повышенных температур и давлений, где уплотняется и отдает воду, а её минеральные и органические компоненты претерпевают хорошо изученные трансформации (включая нефте- и газогенерацию).
2. Однако в истории большинства осадочных бассейнов наступает момент тектонической инверсии, когда погружение сменяется воздыманием. И тогда толщи, испытавшие катагенез, вновь поднимаются в зону гипергенеза (см. рисунок), где их химический состав оказывается термодинамически резко неравновесным с окружающей средой, что было особо подчеркнуто в книге Б.А. Лебедева [6].

В воздымающиеся осадочные толщи устремляются метеорные воды и растекаются по поровым и трещинным коллекторам, что ведет к интенсивным процессам мобилизации (выщелачивания) и переотложения вещества. Эти процессы могут иметь признаки как макроскопические (низкотемпературная эпигенетическая минерализация, наложенная на более ранние генерации минералов), так и скрытые, например, устанавливаемые анализом резко пониженные содержания таких талассогенных элементов, как Сl – в заведомо морских толщах, а также изотопные аномалии карбонатных С, О или Sr.

Особенно резкие изменения осадочных пород происходят тогда, когда они выходят на дневную поверхность и претерпевают палеогипергенез, по В.И. Чалышеву [7]. В таких условиях развивается карст, коры выветривания или их полные генетические аналоги – гумидные (сероцветные) и аридные (красноцветные) почвы [7].

3. Вслед за инфильтрационным эпигенезом воздымания может происходить эрозия осадочных толщ, что ведет к рециклизации осадочного материала, т. е. к повторению цепочки процессов «мобилизация ⇒ транспортировка ⇒ седиментация ⇒ диагенез ⇒ термальный катагенез погружения ⇒ тектоническая инверсия, инфильтрационный катагенез воздымания».

4. Однако, **повторный седиментогенез-диагенез оказывает побочное влияние на подстилающие породы предыдущего цикла литогенеза!** Это обстоятельство оказалось упущенным в теории литогенеза – и в этом как раз и состояла суть новаций В.И. Чалышева [7] и Э.И. Пирруса [8]. Как уже говорилось, эти геологи впервые обратили внимание на необычность «аллодиагенеза» или «наложенного диагенеза»: будучи по сути диагенезом, он осуществляет интервенцию в подстилающие слои, диагенез которых давно закончился.

Процесс заключается в том, что территория (чаще всего – платформенная), сложенная осадочными породами, испытывает тектоническое опускание; осадочные породы покрываются водами трансгрессирующего бассейна, в котором формируются новые влагонасыщенные осадки, а в последних своим чередом начинается диагенез. При этом в погребенные под свежими осадками слои просачиваются сверху как воды бассейна, так и *поровые воды* молодых осадков с растворенными в них газами – что ведет к диагенетическому «по форме» и эпигенетическому «по содержанию» минералообразованию.

Таким образом, **это тоже инфильтрационный эпигенез**, но в отличие от гипергенного эпигенеза воздымания, здесь осадочная толща погружается, и в нее инфильтруются не «дистиллированные» метеорные воды, а воды бассейна + поровые воды. Это – весьма существенная разница! Ибо такие воды могут быть, например, болотными (и будет происходить ресилификация бокситов – замещение их шамотитом и каолинитом) или морскими (и будут формироваться вполне «диагенетические» карбонатные и пиритовые конкреции). Более того, новый цикл литогенеза может начаться даже с солевого накопления – когда погружающаяся толща заливается рассолами солеродного бассейна. В этом случае в ней могут появиться такие, совершенно ей несвойственные минералы, как гипс или галит. Очевидно, что такой «гравитационно-рассольный катагенез» [3, 11] является частным случаем инфильтрационного эпигенеза погружения.

5. Мы предлагаем называть инфильтрационный эпигенез воздымания (он же – гипергенез) – **регрессивным эпигенезом** (потому что при этом происходит регрессия водных бассейнов), а инфильтрационный эпигенез опускания – **трансгрессивным эпигенезом**.

При этом очень важно, что широким понятием «трансгрессивный эпигенез» охватываются разнообразные процессы минералообразования в зонах стратиграфических несогласий – в том случае, когда накопление бассейновых осадков над несогласием предварялось континентальным выветриванием. Такой «трансгрессивный эпигенез» имеет очевидный рудообразующий потенциал.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Симанович И.М., Япаскурт О.В. Осадочные бассейны и постседиментационный литогенез терригенных толщ // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2005. – № 4. – С. 24–31.
2. Berner R.A. Early Diagenesis: A Theoretical Approach. – Princeton: Princeton University Press, 1980. – 241 p.
3. Холодов В.Н. Типы катагенеза и осадочно-гидротермальное рудообразование // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 1. – М.: Наука, 1985. – С. 226–253.
4. Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. – Минск: Наука и техника, 1989. – 335 с.
5. Бордон В.Е. Геохимия и металлоносность осадочного чехла Белоруссии. – Минск: Наука и техника, 1977. – 216 с.
6. Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. – Л.: Недра, 1992. – 239 с.
7. Чалышев В.И. Ритмичность флиша и моласс. – Л.: Наука, 1976. – 276 с.
8. Пиррус Э.А. Основные процессы аутигенного минералообразования в терригенных отложениях венда и кембрия Северной Прибалтики // Аутигенные минералы терригенных отложений Прибалтики. – Таллин: Ин-т геол. АН ЭССР, 1981. – С. 5–21.
9. Клесмент А.Э. Минеральные проявления больших седиментационных перерывов // Минеральные и геохимические индикаторы процессов литогенеза в осадочных толщах Прибалтики и Белоруссии: Тез. семинара. – Таллин: Ин-т геол. ЭССР, 1984. – С. 106–108.
10. Махнач А.А., Ропот В.Ф., Пушкин В.И. Влияние среднедевонского галогенеза на катагенез ордовикских отложений Белоруссии // Геохимические закономерности формирования галогенных отложений: Сб. науч. тр. – Новосибирск: ИГиГ, 1983. – С. 72–73.
11. Махнач А.А. О глобальном развитии галогенной катагенетической минерализации осадочных пород под эвапоритовыми формациями // Литология и полезные ископаемые – 1982. – № 3. – С. 59–65.
12. Аскоченский Б.В., Семенов В.П. Кора выветривания карбонатных пород верхнего мела Воронежской антеклизы. – Воронеж, 1973. – 176 с.
13. Гуляева Л.А., Иткина Е.С. О миграции галогенов в осадочных породах // Химия земной коры. Т. II. – М.: Наука, 1964. – С. 443–455.
14. Родионова К.Ф., Новикова К.А. Хлор в нижнепалеозойских и девонских отложениях центральной части Русской платформы // Вопросы геологии и геохимии нефти и газа. – М., 1953. – С. 166–179.
15. Кужельный Н.М. Аллюминиты и аллофан-гипсбитовые породы Сибири и их генезис // Литогенез и рудообразование: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Ч. I. Роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании стратиформных руд и околорудных изменений. – М.: ГИН АН СССР, 1986. – С. 94–195.
16. Гуркова Л.С. Влияние топо- и биофаций на распределение стронция в известняках девона Припятского прогиба // Доклады АН БССР. – 1984. – Т. 28. – № 4. – С. 357–359.
17. Абуталыбова Р.М., Лысенко А.Н. Геохимические особенности различных типов карбонатных пород отложений Припятского прогиба // Доклады АН БССР. – 1984. – Т. 28. – № 10. – С. 921–924.
18. Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И. Геохимия стронция в карбонатных отложениях. (В связи с проблемой геохимической диагностики рифов). – Л.: Наука, 1980. – 152 с.
19. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. геол. – 2001. – Т. 76. – № 1. – С. 45–53.
20. Brand U. Strontium isotope diagenesis of biogenic aragonite and low-Mg calcite // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1991. – V. 55. – № 2. – P. 505–513.
21. Григорьев В.М. Закономерности распределения германия в железорудных месторождениях. – М.: Недра, 1971. – 152 с.
22. Запрометов В.Ю., Шевченко С.Д. Геохимический профиль среднекарбонатового бокситонакопления Южного Тянь-Шаня // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста: Тезисы докл. – М.: ГЕОХИ, 1980. – С. 230–232.
23. Зарицкий П.В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений (на материалах Донецкого бассейна). Ч. 1. – Харьков: Харьковск. ун-т, 1970. – 224 с.
24. Dickson J.A.D., Montanez I.P., Saller A.H. Hypersaline burial diagenesis delineated by component isotopic analysis, Late Paleozoic limestones, West Texas // J. Sedim. Res. A. – 2001. – V. 71. – № 3. – P. 372–379.
25. McLennan S.M., Taylor S.R. Th and U in sedimentary rocks: crustal evolution and sedimentary recycling // Nature. – 1980. – V. 285. – № 5767. – P. 621–624.
26. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Неорганическое вещество углей. – Екатеринбург: УрО РАН, 2002. – 422 с.
27. Радзевичус А.С. Кристаллохимические особенности глауконита – геохимический индикатор литогенеза юго-восточной Прибалтики // Минеральные и геохимические индикаторы процессов литогенеза в осадочных толщах Прибалтики и Белоруссии: Тезисы семинара. – Таллин: Ин-т геол. ЭССР, 1984. – С. 100–103.
28. Fakhry A.A., Eid K.A., Mahdy A.A. Distribution of REE in shales overlying the Abu Tartur phosphorite deposit, Western Desert, Egypt // Pap. 3<sup>rd</sup> Intern. Conf. Elem. (ICFE-3) (Paris, Sept. 14–19, 1997). J. Alloys Compounds. – 1998. – V. 275–277. – P. 929–933.
29. Chahi A., Durringer P., Ais M., Bouabdelli M., Gauthier-Lafaye F., Fritz B. Diagenetic transformation of dolomite into stevensite in lacustrine sediments from Jbel Rhassoul, Morocco // J. Sedim. Petrol. – 1999. – V. 69. – № 5. – P. 1123–1135.
30. Gao G., Land L.S. Early Ordovician Cool Creek dolomite, Middle Arbuckle Group, Slick Hills, SW Oklahoma, USA: Origin and modification // J. Sedim. Petrol. – 1991. – V. 61. – № 2. – P. 161–173.
31. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. – СПб.: Наука, 2000. – 479 с.
32. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. – Л.: Наука, 1981. – 276 с.
33. Вийдинг Х.А., Клесмент А.Э., Конса М.И., Менс К.А., Пиррус Э.А., Юргенсон Э.А. Опыт изучения минеральных индикаторов литогенеза в палеобассейнах южного обрамления Балтийского щита // Минеральные и геохимические индикаторы процессов литогенеза в осадочных толщах Прибалтики и Белоруссии: Тезисы семинара. – Таллин: Ин-т геол. ЭССР, 1984. – С. 72–76.
34. Mayer W., Piestrzynski A. Francolite from the Lower Zechstein sediments, Rudna Mine, Fore-Sudetic monocline // Mineral. Pol. – 1986. – V. 17. – № 1. – P. 77–86.
35. Floegel S., Hay W.W. Modeling evolution of Phanerozoic sedimentary rocks and ocean salinity // Intern. Geological Congress. 31<sup>st</sup> Session, Rio de Janeiro, Brazil (6–17 Aug., 2000). Congress Program. – Rio de Janeiro: Geol. Surv. Braz., 2000. – P. 1712.
36. Veizer J. Secular variations in chemical composition of sediments: a review // Origin and Distrib. Elem. Proc. 2<sup>nd</sup> Symp. (Paris, 1977). – Oxford e. a., 1979. – P. 269–278.

Поступила 19.04.2007 г.