



ХОРОШО ЗАБЫТОЕ СТАРОЕ: РАЗМЫШЛЕНИЯ ОБ ИНФИЛЬТРАЦИОННОМ ЭПИГЕНЕЗЕ

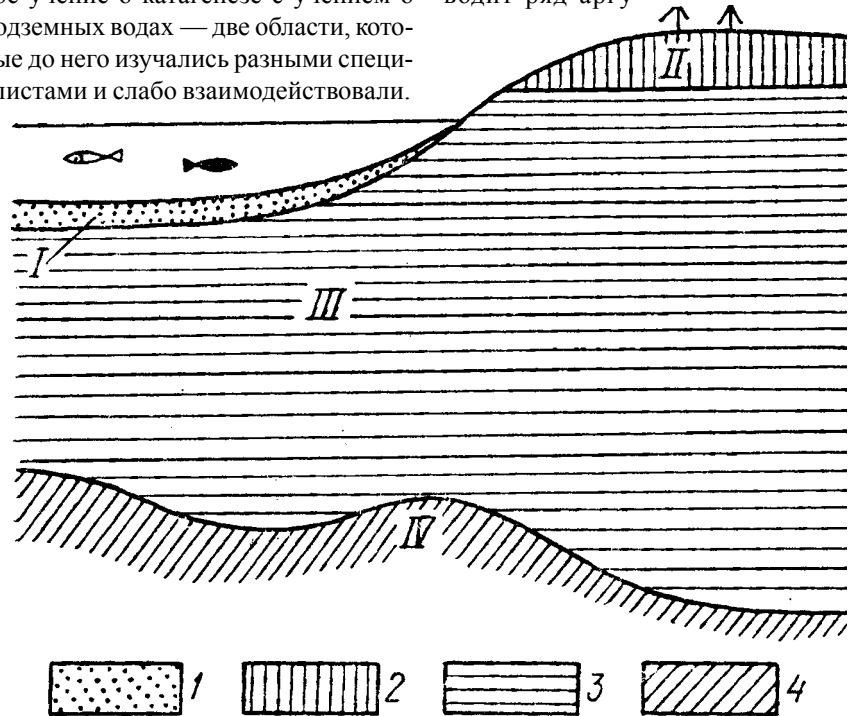
Учение о стадиях литогенеза, созданное и развитое такими знаменитыми геологами, литологами и геохимиками, как Й. Вальтер, А. Е. Ферсман, Л. В. Пустовалов, А. В. Копелиович, Н. М. Страхов, Н. В. Логвиненко, И. И. Волков, О. В. Шишкина, А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, В. Н. Холодков, В. Т. Фролов, Н. Б. 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 [20], принадлежит к тем немногим областям геологии, которые могут претендовать на гордое звание «теории». Но если в этом учении очень продвинута часть, посвященная *диагенезу* (процессу, поддающемуся термодинамическому моделированию, что и было сделано Р. Бернером в 1980 г. [27]), то в концепции *катагенеза* осталось еще немало противоречивого. В частности, есть проблемы с пониманием объема и содержания понятия *инфильтрационного катагенеза* [21], которые мы постараемся рассмотреть.

Белоруссия — любовь моя

Имея белорусские корни (мамина фамилия!), автор всегда был неравнодушен к исследованиям белорусских геологов и геохимиков. Помимо генетической симпатии для этого есть и объективная причина: *на территории СССР не было толщи, изученной с такой детальностью, как осадочный чехол Белоруссии!* Получив от Бога скудную территорию, почти нацело покрытую ледниковыми отложениями, лесами 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 — белорусский Геохимик № 1 — написал столько книг, что их хватило бы на целый солидный Институт геохимии. А среди его книг есть и такая: *Геохимия и металлоносность осадочного чехла Белоруссии* [3]. Ни в одной республике СССР аналогичной книги написать не смогли!

Имея на своей территории уникальную рифтогенную структуру в теле Русской платформы, а именно Припятский прогиб, а в этом прогибе — замечательную фаменскую соленосную толщу (где есть также 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 — *А. А. 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.



Границы зон литогенеза, проведенные по гидрогеологическому принципу.

Взято у А. А. Махнача, 1989 г. [15, 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

Замечательная картинка Анатолия Махнача

На рисунке показаны границы зон литогенеза, именно так их предложил проводить Анатолий Махнач в своей

чудесной книжке «Катагенез и подземные воды» [15].

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* [15, 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 аргу-

ментов, 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 ли-*



тогенетическую зону вряд ли оправданно [15, с. 10].

В результате зона инфильтрации окисляется в составе зоны катагенеза. Но это требует (как это в разной форме предлагалось рядом исследователей, например Б. А. Лебедевым [14]) обязательно выделять две разновидности катагенеза: собственно термальный катагенез *s. str.* (стадиальный катагенез погружения) и «катагенез воздымания» (наложенный катагенез по Б. А. Лебедеву), который приходится называть, вслед за В. Н. Холодовым [21], «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 [14]. 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 (как в хорошем детективе) обратимся в заключительных строках этих заметок. А пока рассмотрим хорошо забытое старое...

Василий Чалышев: аллодиагенез

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 [22, 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 перекры-

вались 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 верхах многих ископаемых почв красноцветных отложений уфимского яруса севера Предуралья прогиба. В конкрециях и конкреционных линзах здесь содержатся остатки фауны и мелкие известковые шарики, идентичные таковым же известняков, 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 ресилификация, 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) и 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» [22, с. 149].

По мнению Чалышева, это — особая стадия литогенеза [22, с. 149]:

По времени этот процесс отвечает раннему диагенезу перекрывающих осадков, но совершенно ясно, что он не является диагенезом вмещающих новообразований 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 (Чалышев, 1970а) 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.

Горячие эстонские парни: «наложенный диагенез»

Спустя много лет, первоклассные эстонские геологи, очевидно не читавшие трудов Чалышева, обнаружили нечто весьма похожее в изучавшихся ими отложениях палеозоя Прибалтики. Здесь широким распространением пользуются стратифицированные проявления явно эпигенетической минерализации, приуроченные к контактам разнофациальных толщ — особенно при налегании трансгрессивных слоев на подстилающие породы после континентального перерыва. Эти процессы настолько своеобразны, что эстонские геологи сочли возможным выделить их в качестве некой самостоятельной стадии литогенеза, промежуточной между диагенезом и катагенезом, названной ими «наложенным диагенезом».

Такая стадия [17, с. 8] часто улавливается в верхней части глинистых пород, перекрытых толщей песчаников или алевролитов и выражается в сильной пиритизации глинистого подстила, в образовании в ней агрегатов галенита и марказита, иногда и шамозита. Естественно, что для ниже лежащих пород это процесс катагенетический, связанный с инфильтрацией в них минералообразующих растворов извне. Однако происходит



этот процесс по законам диагенеза и генерируется ее 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 каолинитовых глин котлинской и гдовской свит. В результате восстановления Fe в красноватых прослоях появляются прослои сероцветов [17, 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 проявилась там, где на каолинитсодержащих продуктах коры выветривания кристаллического фундамента с несогласием лежат 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 залегает на карбонатных отложениях ордовика или силура. Как отмечает А. Э. Клесмент [11, 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 [11, 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 выше контакта. В вышележащих слоях вместе с пиритом обнаружен марказит. В случаях, когда в надконтактной части залегают глины или карбонатные породы, в подконтактных карбонатных отложениях встречается сфалерит.

Здесь же нередко отмечается эпи-

генетический барит, особенно в подконтактном слое мощностью 0.1—1 м [11, с. 107]: Барит характерен для контактов «карбонаты на карбонатах», реже «глины на карбонатах».

Палеоструктурный фактор инфильтрационного эпигенеза

По свидетельству А. А. Махнача эпигенетическая доломитизация карбонатных подсолевых (франских) и межсолевых (фаменских) отложений Припятского прогиба довольно отчетливо подчиняется палеоструктурному контролю [15, 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 выведением карбонатных образований в субаэральные условия.

Эта идея подкрепляется изотопными данными, свидетельствующими о значительном облегчении $C_{карб}$ известняков и доломитов, что связывают «с вкладом легкой почвенной и атмосферной углекислоты» [15, с. 120]. Аналогичное облегчение установлено и для карбонатного углерода во вторичном кальците среднедевонских (подсолевых) терригенных отложениях [15, с. 132].

Трансгрессирующий бассейн мог быть и солеродным...

В Северо-Западной Белоруссии на содержащей богатую морскую фауну доломитово-мергельно-известняковой ордовикской толще мощностью 150—200 м со значительным стратиграфическим перерывом залегает 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 [16, 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 в глинистых гнездах и карманах в толще карбонатов. Допускают, что это может быть результатом так называемой ультрафильтрации растворов через глинистые мембраны, поскольку экспериментально доказано, что сульфат-ионы задерживаются на иллитовой мембране сильнее других анионов. Считают, что гипсовый агрегат может расти в пластичной глине выветрелых пород по механизму конкрециеобразования [16, с. 73].

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

Библиография инфильтрационного эпигенеза «неисчерпаема, как атом»

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 [2].



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

1. Вымывание хлора из кембрийских глин. Полвека назад у геологов-нефтяников были в большой моде блестящие работы Л. А. Гуляевой по хлору в глинах (например, [7]), показавшие значение хлора как индикатора солености древних бассейнов. В частности, она нашла, что фоновые содержания хлора в морских кембрийских глинах центральной части Русской платформы составляли 0.27—0.32 %. Однако в аргиллитах и глинах Калужского района были обнаружены сильно пониженные содержания Cl — от 0.029 до 0.009 %. Обсуждая эту аномалию, К. Ф. Родионова и К. А. Новикова [19, с. 167] пришли к выводу, что кембрийские отложения в Калужском районе подвергались весьма длительному воздействию поверхностных вод, которое привело к почти полному вымыванию хлора.

2. Минерализация на межформационном контакте кембрий/юра в Сибири. В Восточной Сибири на карбонатах кембрия с огромным стратиграфическими перерывом залегает терригенная толща юры. На этом межформационном контакте, как известно, располагаются карстовые золоторудные месторождения «курунахского типа». К этому же контакту приурочены многочисленные проявления алюмофосфатов (чаще всего алюминита) в ассоциации с гиббситом и аллофаном. Н. М. Кужельный считает, что такая минерализация является инфильтрационной [13, с. 104]:

Воды, циркулируя через алюмосиликатные породы, вызывают окисление пирита... становятся кислыми, обогащаются алюминием... На контакте с карбонатными породами (геохимический барьер) происходит их нейтрализация и осаждение алюминия. Образование их (вод? — Я. Ю.) происходит по любым породам, содержащим в своем составе алюминий.

Определенную роль в формировании их играют, очевидно, органические кислоты, о чем свидетельствует почти постоянная их ассоциация... с породами, обогащенными углеродистым веществом.

Впрочем, Н. М. Кужельный допускает участие в сернокислотном процессе и напорных вод [13, с. 104]:

Частично проявления алюминита, вероятно, образуются при воздействии сероводородных источников на алюмосиликатные породы в зоне аэрации. В этом случае происходит образование серной кислоты, как и при окислении пирита.

3. Изотопные аномалии в эвапоритовом нижнем ордовике Оклахомы. В «себхоподобной» нижнеордовикской толще Cool Creek в ЮЗ Оклахоме залегают доломиты, показатель $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ которых значительно понижен против «эталонных» для морской воды того времени. В сочетании с сильной облегчением кислорода ($^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ в диапазоне от -9.9 до -7.6 ‰, PDB) этот признак позволил заключить, что первоначально седиментационные доломиты подверглись длительному эпигенетическому воздействию метеорных вод в период палеозойской тектонической инверсии [33]. Очевидно, это пример инфильтрационного эпигенеза воздымания.

4. Пограничный S_2/D_1 пиритовый горизонт Брестской впадины в Белоруссии. На указанной территории развит региональный сульфидизированный горизонт на контакте борщевского горизонта жединского яруса D_1 с залегающими ниже карбонатами S_2 . Пирит, слагающий почти сплошную прослой толщиной около 0.1 м образует округлые желваковые агрегаты и приурочен к глинисто-карбонатным прослойкам [4, с. 62]. Предполагают, что горизонт сформировался в позднем диагенезе или начальном катагенезе.

5. Карбонатно-сульфидная минерализация в наровских слоях D_2 Белоруссии. В средней части наровского горизонта D_2 Северной и Центральной Белоруссии, на территории Оршанской впадины, Латвийской седловины и склонов Белорусской антеклизы описана карбонатно-сульфидная минерализация (пирит, марказит, сфалерит, галенит в парагенезисе с кварцем, кальцитом и баритом), приуроченная в основном к городокским доломитовым слоям. Минерализацию считают эпигенетической: *Текстурно-структурные особенности сульфидсодержащей минерализации и тип локализации (в трещинах и кавернах карбонатных пород) свидетельствует о ее катагенетическом происхождении* [4, с. 62].

6. Геохимические аномалии Sr и Zr в межсолевых карбонатах Белоруссии. В фаменских межсолевых органических известняках Припятского

прогиба обнаружены высокие содержания Sr: в среднем 1200 г/т, вплоть до значений 4300 г/т. Там же, где эти породы оказались в сводах конседиментационных поднятий, они подверглись метасоматической доломитизации с выносом стронция (среднее содержание в доломитах 300 г/т). Р. М. Абуталыбова и А. Н. Лысенко [1] полагают, что стронций в органических известняках первично-биогенный и никак с процессом доломитизации не связанный.

Этот вывод сомнителен, поскольку содержание глинистой примеси в известняках в среднем невысокое, на уровне 6 %, так что сохранение первичного Sr в закрытой системе диагенеза (по схеме, описанной в нашей книжке [26] представляется здесь маловероятным. Можно думать, что богатые Mg и Sr рассолы лебедянского солеродного бассейна, проникая в межсолевые отложения, производили на сводах доломитизацию известняков, а в депрессионных зонах (уже израсходовав свой ресурс магния) обогащали известняки стронцием. Несколько иначе трактует это же явление Л. С. Гуркова [8], определившая в биоморфных известняках на сводах поднятий содержание Sr в среднем 356 г/т при колебаниях от 80 до 1000 г/т. Она связывает понижение концентрации Sr с инфильтрацией метеорных и поверхностных вод, т. е. с процессами не рассольного, а пресноводного инфильтрационного эпигенеза. Удивительно, что в этих же чистых рифогенных известняках отмечается и странное накопление Zr — в среднем 100 г/т с аномалиями (судя по приведенным графикам) до 160 г/т. Поскольку связать цирконий с терригенной примесью здесь никак невозможно (ибо пересчет на н. о. дает цифры, в восемь раз превышающие кларк глинистых пород), допустили, что относительная обогащенность органических известняков цирконием связана с его концентрированием в карбонатной части породы [1, с. 924].

Однако предполагаемая причина такой концентрации (биогенное поглощение в виде иона HZrO_3^-) выглядит сомнительной: если бы это было реальным, мы имели бы накопления Zr во всех нормальных морских известняках (в которых на самом деле кларковые содержания циркония не превышают 15—20 г/т, причем большая часть циркония силикатная). Гораздо вероятнее эпигенетическое накопление циркония



из щелочного рассола, проникавшего в межсолевую толщу из вышележащих лебедянских солей. Известно, что в щелочных растворах цирконий хорошо растворим.

7. Шамозитизация и каолинизация визейских бокситов Русской платформы. Недавно Д. Д. Котельников и Н. Н. Зинчук [12] на основе обобщения многолетних тонких исследований глинистых минералов отметили, что при подтоплении и заболачивании визейских латеритных бокситов на Русской платформе, связанных с ингрессией моря, развивается процесс шамозитизации каолинита [12, с. 47]:

Он заключается в редукции железа и образовании тетраэдрического слоистого минерала из двухэтажных слоев — бертьерина... В структуре бертьерина тетраэдрические сетки содержат Si, замещенный от 1/4 до 1 на Al, а октаэдрические сетки заселены преимущественно Fe²⁺, а также частично Al, Fe³⁺ и Mg. Это придает бокситам зеленый или зеленовато-серый цвет.

В латеритах вслед за шамозитизацией часто развивается сидеритизация, происходящая под воздействием болотных вод, обогащенных углекислотой.

Согласно этим же авторам, появление в визейских бокситах генерации каолинита-2 указывает на процесс катагенетической трансформации минералов глинозема [12, с. 49]: *в результате взаимодействия растворенной в грунтовых водах кремнекислоты, поступающей из перекрывающих, чаще всего терригенных отложений, с первичным гиббситом и вторичным бемитом бокситоносной толщ. Вновь образующийся каолинит заполняет промежутки между агрегатами этих минералов, сечет их прожилками и псевдоморфно замещает минералы свободного глинозема, вплоть до превращения бокситов в каолины.*

8. Изотопная аномалия Sr в визейских брахиоподах Канады. Все 30 арагонитовых и кальцитовых раковин моллюсков и брахиопод из карбоновых разрезов в США вели себя при диагенетическом изменении (перекристаллизации) одинаково — показывали *возрастание* величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, что естественно объяснялось «пресноводным диагенезом» вмещающих шельфовых толщ. Однако в четырех раковинах канадских брахиопод-гигантопродуктов из свиты Codroy (Нов. Шотландия)

произошло обратное — в них величина ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr *уменьшилась* от 0.70770—0.70771 до 0.70760. *Единственным возможным объяснением этой аномалии считают эпигенетическое воздействие на фоссилии морских вод из более молодых толщ.* Опираясь на эталонную кривую величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для морской воды фанерозоя, подходящими «кандидатами» можно считать толщи от средней перми до палеогена(!) [28]. К сожалению, отсутствие в цитированной статье геологических данных не позволяет нам судить о том, есть ли в Нов. Шотландии стратиграфическое несогласие между визе и какой-либо из «толщ-кандидатов». Тем не менее риском предположить, что здесь мы имеем пример инфильтрационного эпигенеза погрузения.

9. Карбонатизация железных руд КМА. Одним из самых известных примеров мощного инфильтрационного эпигенеза является формирование богатых железных руд по субстрату докембрийских железистых кварцитов. Такой процесс может сопровождаться наложенным карбонатообразованием. По свидетельству В. М. Григорьева, на Яковлевском месторождении КМА в верхних частях рудных залежей наблюдается зона карбонатизированных остаточных руд. Здесь сидерит вместе с другими карбонатами (кальцитом, арагонитом и реже — анкеритом) встречается в виде вкраплений, гнездообразных и прожилковых выделений, а также заполняет поры, которые сформировались при выщелачивании кварцевых прослоев из железистых кварцитов. Считают [6, с. 85], что образование сидерита происходило в зоне замедленной циркуляции грунтовых вод, в восстановительной обстановке, при взаимодействии углекислоты, приносимой водами из вышележащих карбонатных пород, с железом рудных залежей.

10. Эпигенетическое окремнение карбоновых толщ Юж. Тянь-Шаня. На древних островных поднятиях в карбонатной толще С₂ Юж. Тянь-Шаня развивалось карстование и формировались бокситы. При этом часть кремнезема, вынесенного из профиля выветривания, проникала в нижележащие отложения, где происходило эпигенетическое окремнение. Как отмечают ташкентские геологи [9, с. 230], *появление в разрезе подобного окремнения зачастую может служить своего рода поисковым признаком.*

Очевидно, это — пример инфильтрационного эпигенеза воздымания.

11. Эпигенез подугольных слоев в карбоне Донбасса. Породы подпочвы угольных пластов Донбасса могут быть представлены отложениями аллювиальных, переходных от континентальных к морским и собственно морских фаций — и в принципе эти фации можно было бы диагностировать по характерному составу конкреций. Однако нередко такая диагностика искажается в связи с влиянием вышележащего угольного пласта, что приводит к появлению в составе конкреций высоких содержаний железа в составе Fe-доломита и анкерита (17.5 % нормативного FeCO₃ [см. 10, с. 95—96; с. 189—192]), тогда как ниже по разрезу, вне такого влияния, развиты нормальные для морских отложений низкожелезистые, существенно Са- и Са-Мg-карбонатные конкреции. Это пример инфильтрационного эпигенеза погрузения, поскольку формированию угольного пласта должно было предшествовать опускание и заболачивание местности.

12. Изотопные аномалии в пенсильванской толще Зап. Техаса. В этой нефтеносной циклично строенной мелководно-шельфовой карбонатной толще мощностью около 250 м, перекрытой нижнепермскими эвапоритами и погрузившейся на глубину более 3 км, выделяют четыре генотипа кальцитовых цемента: 1 и 2-й диагенетические, возникшие в субаэральные стадии седиментационных циклов, 3 и 4-й катагенетические [30].

Катагенетический цемент-3 представлен Fe-кальцитом. Он образовался там, где отсутствие диагенетических цемента не препятствовало уплотнению в результате растворения и переотложения карбоната. Это главный генотип, на него (в сумме с цементом-4) приходится до 25 % объема пород.

Катагенетический цемент-4 встречается спорадически: он заполняет вторичные поры, образовавшиеся в результате растворения кальцитовых биокластов, причем неполностью. Состав его меняется от нормального кальцита до высокожелезистого.

Неожиданным оказался изотопный состав кислорода этих цемента. Казалось бы, повышение температуры с глубиной погрузения толщи (современная ее температура составляет около 55 °С) должно было привести к су-



щественному изотопному облегчению кислорода. Однако значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ как ни странно, оказались примерно такими же, как и в диагенетических цементах: от -5.5 до -3.5 ‰. Это явление объясняют воздействием на толщу пермских рассолов с величиной $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ около $+5$ ‰. Дополнительным подтверждением этого считают и аномальное облегчение величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кальцитовых цементах 3 и 4 (а также во вторичном «седловидном» доломите) — ниже эталонных значений для морской воды пенсильвания (около 0.70830). Это явление также связывают с воздействием пермских рассолов с низкой величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (в интервале от 0.70682 до 0.70672) [30]. Таким образом, можно думать, что это — пример инфильтрационного рассольного эпигенеза погружения.

13. Эпигенез фосфора в пермских медистых сланцах Польши. На шахте Rudna в Предсудетской моноклинали, где добывают медистые сланцы (Купфершифер), описан явно вторичный франколит, обнаруженный как в самом пласте черных медистых сланцев, содержащих в среднем по 80 пробам всего лишь 0.033 % P, так и в доломитах кровли (0.027 % P по 30 пробам) и в обеленных песчаниках почвы (Weissliegende — 0.017 % P по 79 пробам). Франколит наблюдается в виде трещиноватых линзовидных выделений обычно в ассоциации с сульфидами Zn, Cu и Pb, нередко замещает остатки брахиопод и водорослей [34], что свидетельствует о фиксации фосфора на Са-барьере.

По нашему мнению, едва ли можно сомневаться в том, что источником фосфора послужил сам пласт Купфершифер, из которого фосфор мигрировал в осадки почвы и кровли в диагенезе. Такое заключение напрашивается по аналогии с поведением фосфора в угленосных толщах, где он уходит в диагенезе из захороненного торфяного пласта во вмещающие породы [24, с. 236]. Таким образом, по крайней мере в песчаниках почвы польских медистых сланцев мы видим проявления «аллодиагенеза», поскольку в нихто диагенез к моменту накопления пласта углеродистых мергелей должен был давно завершиться.

14. Эпигенез верхнемеловых глауконитов Литвы. Особенности структурных замещений в сеноманских глауконитах Литвы могут служить индикаторами двух противоположных ви-

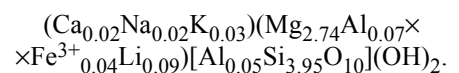
дов эпигенетических процессов — восстановительного и окислительного. Первым был процесс оглеения, приводивший к выносу из глауконита Fe^{3+} , место которого в структуре занял $\text{Al}^{3+}_{\text{VI}}$. Вместе с Fe^{3+} из структуры глауконита выносились Si и K, и поэтому дефицит этих элементов в глауконитах (наряду с повышенной долей октаэдрического Al) может указывать на большой процесс эпигенетического оглеения. Вторым процессом было окисление глауконита, связанное с поднятием территории. Оно приводило к гетеровалентному замещению октаэдрических катионов на Fe^{3+} по схемам: $\text{Mg}^{2+} \leftarrow \text{Fe}^{3+}$, $\text{Mn}^{2+} \leftarrow \text{Fe}^{3+}$, $\text{Ti}^{4+} \leftarrow \text{Fe}^{3+}$, а также к изовалентному замещению октаэдрического алюминия ($\text{Al}^{3+}_{\text{VI}} \leftarrow \text{Fe}^{3+}$) [18]. Таким образом, первый процесс был инфильтрационным эпигенезом погружения, а второй — воздымания.

15. Эпигенез палеогеновых фосфоритов Египта. В крупнейшем фосфоритовом месторождении Абу-Тартур (Западная пустыня) отмечается аномально-высокое содержание РЗЭ (до 2000 г/т), но спектр РЗЭ отвечает континентальным (а не морским) образованиям. Аналогичным спектром РЗЭ обладают и сланцы, перекрывающие эти фосфориты, причем содержания РЗЭ в сланцах также повышены против кларкового для таких пород. Все это наводит на мысль, что фосфориты обогатились РЗЭ из сланцев в эпигенезе. Косвенным подтверждением этой идеи является необычная форма нахождения РЗЭ в сланцах — силикатная [31]. Эти любопытные данные позволяют думать, что «сланцы» представляют собой переотложенную кору выветривания, где РЗЭ находятся преимущественно в лабильной (сорбированной) форме. Хотя никакой дополнительной информацией мы не располагаем, рискнем предположить, здесь случай инфильтрационного эпигенеза воздымания. Обогащенные РЗЭ растворы из переотложенной коры выветривания по редкоземельным сланцам проникали в нижележащие фосфориты (в которых, конечно, диагенез давно завершился).

16. Глинизация неогеновых доломитов Марокко. В межгорной впадине Миссур в Марокко, обрамленной с юга Высоким, а с запада и северо-запада Средним Атласом, залегают миоцен-плиоценовые озерные отложения формации Jbel Rassoul, получившей свое

название от добываемой здесь (для использования в качестве фуллеровой земли) коричневой мылящейся глины с местным французским названием «рассул» (от арабского «рассала» — мыль) [29].

Рассул залегает в форме линз в зеленых и белых доломитах и представляет собой Li-содержащий смектит стевенсит с линзовидными обособлениями кремня и реликтами доломита, по которому он и образовался. В числе других примесей рассул содержит иллит (обеденный Al и Fe в октаэдрических позициях), хлорит и явно вторичный палыгорскит. Средняя кристаллохимическая формула данного стевенсита выглядит как



Считают, что после образования озерной эвапоритовой толщи кремнистых доломитов климат стал более влажным и толща стала дренироваться водами с высокими содержаниями кремнезема. Это привело к растворению доломита с насыщением раствора ионами Mg^{2+} . В этой высокомагnezальной среде обломочные иллит, хлорит и даже вторичный палыгорскит становились неустойчивыми и растворялись с освобождением в раствор Al^{3+} , Fe^{3+} , Li^+ и некоторых других элементов-примесей, которые вошли в состав новообразованного стевенсита [29].

Заметим, что зоны «кремнистый рассул => кремнисто-доломитистый рассул => кремнисто-глинистый доломит => исходный кремнистый доломит» следуют в разрезах **сверху вниз**, что весьма напоминает зональность коры выветривания с наиболее «зрелой» верхней (тыловой) зоной. Следовательно, рассул формировался при инфильтрации вод сверху. Поскольку исходные кремнистые доломиты уже заведомо прошли диагенез, можно думать, что мы имеем здесь пример инфильтрационного эпигенеза (гипергенеза) воздымания.

Инфильтрационный катагенез и рециклизация

Осадочные процессы отнюдь не случайно называют *осадочным циклом*: в подвижных поясах прошедшие катагенез осадочно-породные толщи не только подвергались инфильтрацион-



ному эпигенезу вследствие воздымания-орогенеза, но и, оказавшись на поверхности Земли, вновь претерпевали эрозию. Поэтому вслед за инфильтрационным эпигенезом может произойти повторение цепочки литогенетических процессов — это хорошо известное явление рециклизации:

начальный гипергенез (эрозия-мобилизация-1 вещества на водосборах) => транспортировка-1 => седиментация-1 => диагенез-1 => термальный катагенез погружения-1 => гипергенез-1 (инфильтрационный эпигенез воздымания) => новая эрозия-мобилизация-2 => транспортировка-2 => седиментация-2 => диагенез-2 => катагенез погружения-2 ... и т. д.

Считают [25, с. 21], что осадочные толщи в стратифере фанерозоя претерпели не менее трех-четырех циклов литогенеза!

Например, возможно, что на нашей территории кварцевое зернышко в песчаной толще сысольской свиты J₂ могло рециклизоваться (переоткладываться) до пяти (!) раз:

исходные магматические и метаморфические породы Балтийского щита => полевошпат-кварцевые кварциты рифея (хобейнская свита) => олигомиктовые кварцитопесчаники нижнего ордовика (тельпосская свита) => монокварцевые песчаники среднего девона (такатинская свита) => монокварцевые песчаники верхнего девона (пашийская свита) => монокварцевые песчаники визе (угленосная свита) => монокварцевые песчаники средней юры (сысольская свита).

Палеогеографические реконструкции показывают, что в периоды существования палеозойских и мезозойских морских бассейнов на нашей территории 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 [23].

Изучение состава глинистых минералов в отложениях венда-кембрия-ордовика в южном обрамлении Бал-

тийского щита также привело эстонских геологов к идее рециклизации осадочного материала [5, с. 75]:

... Главными поставщиками глинистого вещества ... являлись не эпизодически развивающиеся коры выветривания на областях сноса, а — в первую очередь — малоизмененные и слабоитифицированные глинистые породы предыдущих этапов осадкообразования, которые выходили на окружающую сушу. 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 толщи в нем оставались слабоитифицированными 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 [36]. Например, был замечен долговременный тренд величины Th/U в осадочных породах — постепенное нарастание от архея до современной эпохи, и это нарастание было истолковано в терминах рециклизации осадочного материала [35], при которой такой типичный элемент-гидролизат, как торий, постепенно накапливался, отделяясь от более подвижного урана. В последние годы фанаты рециклизации [32] заходят столь далеко, что делают радикальный вывод о том, что даже соленость океана создается главным образом за счет рециклизации былых эвапоритов!

Несколько заключительных штрихов

Несмотря на кажущуюся хаотичность, приведенные материалы легко складываются в довольно стройную картину, для создания которой нам понадобится нанести лишь несколько завершающих штрихов.

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 ее 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, испытывавшие 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 [14].

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 как макроскопические признаки (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 тогда, когда они выходят на дневную поверхность — и претерпевают палеогипергенез (по В. И. Чалышеву [22]). В таких условиях развиваются карст, коры выветривания или их полные генетические аналоги — гумидные (сероцветные) и аридные (красноцветные) почвы [22].

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 оказывал 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 [22] и Э. И. Пирруса [17]. 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 шамозитом и каолинитом) или морскими (и будут формироваться вполне «диагенетические» карбонатные и пиритовые конкреции). Более того, новый цикл литогенеза может начаться даже с соленакопления, когда погружающаяся толща будет заливаться рассолами солеродного бассейна. В этом случае в ней могут появиться такие совершенно ей несвойственные минералы, как гипс или галит. Очевидно, что данный «гравитационно-рассольный катагенез» [21] является частным случаем инфильтрационного эпигенеза погружения.

5. Нам теперь остается назвать две описанные выше разновидности инфильтрационного эпигенеза, т. е. придумать термины, которые, по возможности, не оскорбили бы нежного слуха литологов.

Мы предлагаем называть инфильтрационный эпигенез воздымания (он же — гипергенез) **регрессивным эпигенезом** (потому что при этом происходит регрессия водных бассейнов), а инфильтрационный эпигенез опуска-

ния — **трансгрессивным эпигенезом**.

При этом очень важно, что широким понятием «трансгрессивный эпигенез» охватываются разнообразные процессы минералообразования в зонах стратиграфических несогласий, — т. е. в том случае, когда накопление бассейновых осадков над несогласием предварялось континентальным выветриванием. Такой «трансгрессивный эпигенез» имеет очевидный рудообразующий потенциал. Очень возможно, что формирование таких руд, как полиметаллические, флюоритовые и баритовые (например, в Долине Миссисипи), и урановых (типа Несогласия) — удастся удовлетворительно описать в терминах трансгрессивного эпигенеза; такие попытки, и небезуспешные, уже предпринимались. Однако это — материя слишком серьезная и требует специального рассмотрения. Тем более что в опасных «джунглях рудогенеза» обитают свирепые профессионалы, которые очень не любят чужаков-дилетантов, которые случайно туда забредают. Через некоторое время от этих легкомысленных пришельцев вполне могут остаться только рожки да ножки...

Литература

1. Абуталыбова Р. М., Лысенко А. Н. Геохимические особенности различных типов карбонатных пород отложений Припятского прогиба // Докл. АН БССР, 1984. Т. XXVIII. № 10. С. 921—924. 2. Аскоченский Б. В., Семенов В. П. Кора выветривания карбонатных пород верхнего мела Воронежской антеклизы. Воронеж, 1973. 176 с. 3. Бордон В. Е. Геохимия и металлогенность осадочного чехла Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1977. 216 с. 4. Бордон В. Е., Михайлов Н. Д., Ольховик Е. Т. и др. Новые данные по геохимии девонских отложений Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1991. 98 с. 5. Вийдинг Х. А., Клеммент А. Э., Конса М. И. и др. Опыт изучения минеральных индикаторов литогенеза в палеобассейнах южного обрамления Балтийского щита // Минеральные и геохимические индикаторы процессов литогенеза в осадочных толщах Прибалтики и Белоруссии: Тез. семина. Таллин: Ин-т геол. ЭССР, 1984. С. 72—76. 6. Григорьев В. М. Закономерности распределения германия в железорудных месторождениях. М.: Недра, 1971. 152 с. 7. Гуляева Л. А., Иткина Е. С. О миграции галогенов в осадочных породах // Химия земной коры. Т. II. М.: Наука, 1964. С. 443—455. 8. Гуркова Л. С. Влияние топо- и биофаций на распределение стронция в известняках девона Припятского прогиба // Докл. АН

БССР, 1984. Т. 28. № 4. С. 357—359. 9. Запорожцев В. Ю., Шевченко С. Д. Геохимический профиль среднекарбонатового бокситонакопления Южного Тянь-Шаня / Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1980. С. 230—232. 10. Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений (на материалах Донецкого бассейна). Ч. 1. Харьков: ХГУ, 1970, 224 с. 11. Клеммент А. Э. Минеральные проявления больших седиментационных перерывов // Минеральные и геохимические индикаторы процессов литогенеза в осадочных толщах Прибалтики и Белоруссии: Тез. семина. Таллин: Ин-т геол. ЭССР, 1984. С. 106—108. 12. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2001. Т. 76. № 1. С. 45—53. 13. Кужельный Н. М. Алюминиты и аллофан-гиббситовые породы Сибири и их генезис // Роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании стратиформных руд и околорудных изменений: Тез. докл. Всесоюз. совещ. «Литогенез и рудообразование». Ч. I. М.: ГИН АН СССР, 1986. С. 94—195. 14. Лебедев Б. А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с. 15. Махнач А. А. Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с. 16. 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. 17. 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. 18. Радзевичус А. С. Кристаллохимические особенности глауконита — геохимический индикатор литогенеза Юго-Восточной Прибалтики // Минеральные и геохимические индикаторы процессов литогенеза в осадочных толщах Прибалтики и Белоруссии: Тез. семинара. Таллин: Ин-т геол. ЭССР, 1984. С. 100—103. 19. 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. 20. Симанович И. М., Янакурт О. В. Осадочные бассейны и постседиментационный литогенез терригенных толщ // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 2005. № 4. С. 24—31. 21. Холодов В. Н. Типы катагенеза и осадочно-гидротермальное рудообразование // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 1. М.: Наука, 1985. С. 226—253.



22. Чалышев В. И. Ритмичность флиша и моласс. Л.: Наука, 1976. 276 с. 23. Юдович Я. Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с. 24. Юдович Я. Э., Кемпус М. П. Неорганическое вещество углей. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 422 с. 25. Юдович Я. Э., Кемпус М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с. 26. 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. 27. Berner R. A. Early Diagenesis: A Theoretical Approach. Princeton University Press, 1980. 241 pp. 28. Brand U. Strontium isotope diagenesis of biogenic aragonite and low-Mg calcite // Geochim. Cosmochim. Acta, 1991. Vol. 55. № 2. P. 505—513. 29. Chahi A., Düringer P.,

Ais M. et al. Diagenetic transformation of dolomite into stevensite in lacustrine sediments from Jbel Rhassoul, Morocco // J. Sed. Petrol., 1999. Vol. 69. No. 5. P. 1123—1135. 30. 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. Vol. 71. № 3. P. 372—379. 31. Fakhry A. A., Eid K. A., Mahdy A. A. Distribution of REE in shales overlying the Abu Tartur phosphorite deposit, Western Desert, Egypt // Pap. 3rd Int. Conf. Elem. (ICFE-3) (Paris). J. Alloys Compounds, 1998, 275—277. P. 929—933. 32. Floegel S., Hay W. W. Modeling evolution of Phanerozoic sedimentary rocks and ocean salinity // International Geological Congress. 31st Session, Rio de Janeiro. Congress Program.

Rio de Janeiro: Geol. Surv. Braz., 2000. P. 1712. 33. 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. Vol. 61. № 2. P. 161—173. 34. Mayer W., Piestrzynski A. Francolite from the Lower Zechstein sediments, Rudna Mine, Fore-Sudetic monocline // Mineral. Pol., 1986. Vol. 17. No. 1. P. 77—86. 35. McLennan S. M., Taylor S. R. Th and U in sedimentary rocks: crustal evolution and sedimentary recycling // Nature, 1980. Vol. 285. № 5767. P. 621—624. 36. Veizer J. Secular variations in chemical composition of sediments: a review // Origin and Distrib. Elem. Proc. 2nd Symp. (Paris, 1977). Oxford e.a., 1979. P. 269—278.

Д. г.-м. н. Я. Юдович



МИНИ-ФУТБОЛЬНЫЙ КЛУБ «НАУКА»

На первенстве г. Сыктывкара

Вот уже второй год команда «Наука» Коми НЦ УрО РАН участвует в первенстве г. Сыктывкара по мини-футболу. В предыдущем сезоне (2005—2006 гг.) наша команда заняла 5-е место из 22 возможных. Это был достаточно высокий результат для первого года выступления, позволивший ставить уже более высокие задачи. Однако перед нами встали и проблемы. Безусловно, коммерческая основа проведения соревнований, приобретение соответствующей спортивной амуниции сильно осложняли наши намерения. Мы отдаем должное директорам Института геологии Н. П. Юшкину, Института биологии А. И. Таскаеву и Института физиологии Ю. С. Оводову, которые смогли найти средства для оплаты формы, взносов и аренды зала, приемлемого для трениро-

вок по мини-футболу. Огромное спасибо им за это! Одной из самых сложных задач, стоящих перед командой, было укомплектование ее состава. Принцип, по которому подбираются игроки, основывается на работающих в центре сотрудников. Поэтому мы провели открытое первенство Коми НЦ УрО РАН с привлечением команд студентов для отбора лучших игроков. К сожалению, обновить состав нам практически не удалось, а вот потери у нас есть. В составе команды этого года — В. Удуртин (капитан), И. Пунегов, А. Лысюк, А. Носков, А. Сухарев (Институт геологии), С. Попов, С. Чапкин (Институт физиологии), О. Шевченко, Г. Шкодник (Институт химии), И. Захожий, А. Черепанов (Институт биологии), Д. Суворов, О. Борисов (легионеры).

Формула турнира не отличается от прошлогодней: на первом этапе все команды играют в своих подгруппах по круговой системе. После этого лучшие шесть команд из каждой подгруппы выходят в финальный этап (с очками, набранными в играх с клубами, также вышедшими в финальный этап, — с «золотыми очками»). В финальном этапе команды тоже играют по круговой системе, но только с соперниками из другой подгруппы. По результатам финального этапа три лучшие команды выходят в первую лигу. Команды, занявшие на первом этапе места в подгруппах ниже шестого, играют по тому же принципу и разыгры-

вают итоговые места с 13 по 24. В этом году в первенстве по мини-футболу участвуют:

✦ группа «А»: Наука, Студент, Аэронавигация, Честер, РСДЮСШ-91, КРАГСИУ, ТЦ Давпон, Градус, Вита, Вид, Лема, ДМВи;

✦ группа «В»: ФМЛ-Олимп-2, Горизонт, Кристалл, Комитекс, Севертранс СПб, КРО ВОГ, Фемида, Втормет-Д, РСШЮСШ-92, П.РК, Пайер, Олимпик.

Коротко постараюсь рассказать о ходе соревнований этого сезона. Первая игра была с новичком второй лиги — командой «Студент». К сожалению, нам не удалось выставить оптимальный состав, поскольку часть игроков находилась в служебных командировках. Необходимо отметить,