A geological cross-section diagram showing various sedimentary layers. The layers are depicted with different patterns: some have small circles, some have horizontal dashes, and some have wavy lines. A prominent feature is a large, dark, angular block on the right side, which appears to be a faulted or tilted section of rock. The overall background is a textured, brownish-gold color.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ  
И МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ  
ВОПРОСЫ  
СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ  
ЦИКЛИЧНОСТИ  
И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ  
ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ НЕФТИ И ГАЗА  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

# ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Ответственные редакторы  
акад. *А. А. Трофимук*,  
д-р геол.-мин. наук *Ю. Н. Карогодин*



НОВОСИБИРСК  
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1988



**Теоретические и методологические вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности.**— Новосибирск: Наука, 1988.

В сборнике рассматриваются актуальные теоретические и методологические вопросы геологической цикличности. Предприняты попытки установить причинные связи между различными глобальными циклически развивающимися явлениями и цикличностью седиментационных процессов, с которыми связаны накопление и преобразование органического вещества и формирование залежей нефти и газа. Рассматриваются закономерности пространственного размещения скоплений углеводородов.

Для геологов и геофизиков, интересующихся теоретическими и методологическими вопросами науки.

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:**

акад. **А. А. Трофимук**, д-р геол.-мин. наук **Ю. Н. Кародин**, канд. геол.-мин. наук **Г. Ф. Букреева**, канд. геол.-мин. наук **Е. А. Гайдебурова**, д-р геол.-мин. наук **Ю. П. Казанский**, **Л. П. Изарова** (секретарь)

Рецензенты *В. А. Каштанов, А. Э. Конторович*

Геологическая история нашей планеты есть не что иное, как история следующих друг за другом циклов.

Э. Ог



А. А. ТРОФИМУК

## ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ И ЗАДАЧИ НАПРАВЛЕНИЯ

Со времени первой Всесоюзной конференции (апрель 1975 г.) по цикличности осадконакопления и закономерностям размещения горючих полезных ископаемых прошло более 10 лет. За этот период секцией, созданной на данной конференции, проделана значительная организационная, координационная и научная работа. Достаточно сказать, что за истекшие годы проведено 12 форумов различного ранга, в том числе совещания и конференции, семинары, школы и целый ряд неофициальных рабочих семинаров. Ранее [5] уже обращалось внимание на весьма широкую географию проводимых секцией мероприятий, свидетельствующую о большом интересе геологов к проблеме цикличности. За это же время под эгидой секции вышли из печати 5 монографий, 13 сборников и брошюр\*, 2 методические разработки по количественным подходам в исследовании цикличности.

С самого начала работы секции на вооружение была принята системная методология, в частности системно-структурный анализ породно-слоевых ассоциаций. Последний в комплексе с традиционными подходами (генетическим, вещественным) позволил, на наш взгляд, существенно продвинуть решение целого ряда важнейших теоретических и прикладных вопросов. К их числу относятся разработка принципов и правил единообразного (унифицированного) выделения слоевых ассоциаций как целостных систем, их структурная классификация [6, 2], выявление иерархической организации слоевых ассоциаций (циклитов) литосферы, установление прямой связи перерывов с рангом седиментационных циклов, определенной («обратной») связи крупной биологической этапности (цикличности) с седиментационной цикличностью [8], закономерной приуроченности региональных коллекторов и экранирующих толщ к определенным частям региональных циклитов. Последнее позволило увидеть достаточно четкую пространственную закономерность в размещении скоплений углеводородов. Это, в свою очередь, открывает перспективы дифференцированного подсчета потенциальных ресурсов нефти и газа объемно-генетическим методом (с высокой степенью обоснованности и надежности).

Если сравнить полученные к настоящему времени теоретические и практические результаты с теми задачами, которые были поставлены и сформулированы на первой Всесоюзной конференции [7, 4], то с удовлетворением можно отметить, что большинство из них получило конкретное решение. Целесообразно назвать и перечислить общие недостаточно разработанные вопросы из тех, что ставились ранее и возникли с позиций (и высот) достижений сегодняшнего дня.

К настоящему времени вполне зримо просматриваются системная модель иерархической организации осадочной оболочки Земли (литмо-

\* Информацию о работе секции см. в конце сборника.

сферы) и связь крупных слоевых систем (циклитов) с другими системами (биологическими, климатическими, палеомагнитных вариаций и т. д.). Для завершения формирования этой модели и выявления связей с другими системами необходимы планомерные исследования слоевых ассоциаций **по всем геологическим системам** всех седиментационных бассейнов СССР, а в дальнейшем — и зарубежных. Эта задача ставилась и ранее, но, видимо, только сейчас мы, имея достаточно разработанную методическую базу, готовы на основе создания формально-неформальных коллективов приступить к ее реализации.

Осуществление этой программы имеет прямое отношение к проблеме унификации региональных (местных, бассейновых) стратиграфических схем нефтегазоносных территорий. Ясно, что стратиграфия является основой, базой, краеугольным камнем всех геолого-геофизических исследований нефтегазоносных бассейнов. Научный совет будет способствовать скорейшему опубликованию систематизированных материалов по цикличности и нефтегазоносности различных бассейнов по всем геологическим системам.

Со времен Э. Ога нерешенной остается проблема соотношения седиментационной цикличности геосинклинальных и прилегающих к ним платформенных бассейнов, непосредственно относящаяся к поставленной задаче. В этой связи следовало бы обсудить идею создания единой (общесоюзной) программы «Циклит» (название условное), согласовав ее с родственными программами «Седимент» и «Литосфера»\* и международной программой по корреляции. Ясно одно, что необходима координация исследований в области изучения слоевых ассоциаций и цикличности.

Как известно, на базе седиментационной цикличности стремительно развивается новое направление, получившее название «сейсмостратиграфия», или «сейсмолитмология»\*\*. После выхода «Сейсмической стратиграфии» (1983 г.), вероятно, уже никто не сомневается в теоретической и практической значимости изучения седиментационной цикличности. Сейсмостратиграфия способствует решению весьма важных практических задач нефтяной геологии: прогнозирование разреза, фаций, выделение формаций, поиски различного рода неструктурных ловушек, «прямое» обнаружение залежей углеводородов и др.

В течение последних пяти лет в стране ежегодно на разных уровнях проходит обсуждения тех или иных вопросов сейсмостратиграфии. Однако исследования в этом весьма важном направлении недостаточно организованы и скоординированы. Поэтому неотложными задачами ближайшего времени являются их организация и координация, концентрация коллективных усилий на ключевых теоретических, методологических и методических вопросах.

В этом научном направлении намечились две тенденции. Одна — строго следовать зарубежным методическим и терминологическим разработкам, изложенным в «Сейсмической стратиграфии», вторая — критически осмыслить достигнутое и разрабатывать проблему, в том числе методическую и понятийно-терминологическую базы, дальше, глубже, с использованием достижений отечественных геологов. Вторая тенденция представляется более конструктивной и перспективной.

Необходимым условием интенсивного развития направления является гармоничное объединение усилий академических и отраслевых производственных коллективов, четкая координация исследований. Поэтому так важно обсуждение **программы** коллективных скоординированных исследований по сейсмолитмологии, в которой могли бы принять участие исследователи организаций любых ведомств. В теоретической ос-

---

\* В этой связи, может быть, целесообразней предлагаемую программу назвать «Литосфера» и считать ее составной частью уже действующей программы «Литосфера».

\*\* Последнее представляется более точным.

нове сейсмолитмологии (сеймостратиграфии) не лежит ничто другое, кроме представлений и теоретических разработок седиментационной цикличности. Именно поэтому успех развития направления будет зависеть от союза сейсморазведчиков с геологами, занимающимися разработкой теоретических, методических и прикладных вопросов седиментационной цикличности.

Вряд ли стоит специально обосновывать важность развития прямых геофизических методов поиска залежей углеводородов для нашей страны.

Недостаточно разработанными остаются вопросы количественных подходов и, особенно, автоматизированных методов выделения слоевых ассоциаций определенного ранга по промыслово-геофизическим, а тем более сейсморазведочным данным. Это очень важная задача, требующая объединения усилий геологов, геофизиков и математиков. При все возрастающем потоке геолого-геофизических данных без банка данных и автоматизированной и целенаправленной их обработки невозможно эффективное ведение поисково-разведочных и эксплуатационных работ.

По-прежнему остается нерешенной поставленная ранее [5] задача количественного выражения степени сложности структурной организации слоевых ассоциаций как целостных систем. С ней тесно связана задача количественного выражения и степени дискретности границ слоевых систем. Есть определенные удачные разработки в виде введения коэффициента делитности [3] и различных его модификаций [1], но нет достаточно законченного решения. Здесь также нужна достаточно четко продуманная коллективная, скоординированная программа исследований.

И наконец, еще один круг немаловажных задач, связанных с проблемой цикличности и инженерно-геологического освоения нефтегазоносных регионов.

Огромные капиталовложения в обустройство нефтегазоносных районов, невиданные ранее масштабы строительства нефте- и газопроводов, коммуникаций между месторождениями и районами, бурный рост городов в новых местах освоения недр требуют продуманных, планомерных инженерно-геологических исследований.

Без глубоких системных знаний циклического строения и формирования субаэральных толщ, выявления закономерностей изменения инженерных свойств в структуре слоевых ассоциаций немыслимо эффективное проектирование и строительство сооружений. При инженерных изысканиях, как ни в каких других исследованиях, с очень густой сетью берутся пробы и в массовом количестве делаются различные анализы. Это, безусловно, способствует проверке гипотез седиментационной цикличности, достоверности и обоснованности ряда общих выводов и выявленных закономерностей.

Установление инженерно-геологических закономерностей позволяет прогнозировать их на участки, еще не изученные или мало изученные.

Знание структуры слоевых ассоциаций покровных отложений позволяет прогнозировать влияние тех или иных инженерных сооружений и предупредить, избежать возможных неблагоприятных последствий как в плане надежности функционирования и долговечности самих сооружений, так и в плане экологических нарушений в единой системе: человек — техногенные процессы — окружающая среда — человек.

Вот тот круг лишь главных проблем и задач, которые поставлены жизнью, развитием науки и техники. Безусловно, в процессе углубленного обсуждения этот круг расширится.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Букреева Г. Ф., Карогодин Ю. Н., Левчук М. А. Математические методы исследования седиментационной цикличности: Методические рекомендации. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. — 99 с.
2. Карогодин Ю. Н. Принципы выделения, основания классификации циклитов и основные понятия // Цикличность формирования субаэральных пород. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. — С. 4—25.

3. Карогодин Ю. Н. Коэффициенты прогрессивности и алитности (делитности) в системном анализе слоевых ассоциаций нефтегазоносных толщ // Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд.-ние, 1983.— С. 166—169.
4. Трофимук А. А. Значение седиментационной цикличности и основные задачи конференции // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза.— М.: Наука, 1977.— С. 5—8.
5. Трофимук А. А. Некоторые итоги и значение системно-структурных исследований слоевых ассоциаций в нефтяной геологии // Системные исследования в геологии каустобиолитов.— М.: Наука, 1984.— С. 3—5.
6. Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Принципы районирования нефтегазоносных бассейнов в аспекте цикличности седиментогенеза // Геология и геофизика.— 1974.— № 3.— С. 12—19.
7. Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975.— 255 с.
8. Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. О соотношении биологической этапности и седиментационной цикличности // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1985.— № 2.— С. 128—131.

Ю. Н. КАРОГОДИН

## СОСТОЯНИЕ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ БАЗЫ И АКТУАЛЬНЫЕ ЗАДАЧИ СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ И НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ

Прошло более 10 лет со времени проведения первой Всесоюзной конференции по цикличности осадконакопления и закономерностям размещения горючих полезных ископаемых (апрель 1975 г., Новосибирск). Геологическая цикличность, в том числе седиментационная, была признана важным научным направлением, развитие которого призвано помочь решению актуальных проблем как теоретической, так и прикладной геологии. Усилия большого коллектива энтузиастов необходимо было объединить и скоординировать. С этой целью при Научном совете по проблемам геологии и геохимии нефти и газа АН СССР по решению конференции была создана специальная секция.

На конференции выявилось определенное отставание развития теоретических и методологических исследований. Поэтому с самого начала деятельности секции взят курс на разработку именно теоретических, методологических и методических вопросов.

В качестве ведущей была принята методология системных исследований слоевых ассоциаций. Многие семинары, школы (более 10) и совещание в Москве (1983 г.) прошли под флагом системных исследований\*. Изданы тезисы («Системные исследования в геологии», 1983), десять сборников, пять монографий и ряд брошюр. География членов секции и участников семинаров чрезвычайно широка: Москва, Ленинград, Киев, Львов, Новосибирск, Таллин, Вильнюс, Грозный, Ростов, Пермь, Ашхабад, Душанбе, Алма-Ата, Фрунзе, Свердловск, Тюмень, Красноярск, Иркутск, Якутск, Оха, Южно-Сахалинск и др.

Как известно, основой теории любой науки, любого научного направления является понятийно-терминологическая база (ПТБ). Ее не было. Наиболее острая полемика на первой конференции шла вокруг

\* Необходимо с благодарностью отметить имена энтузиастов — организаторов школ и семинаров, сопровождавшихся, как правило, экскурсиями и работой на объектах: Ю. П. Смирнов (Грозный), Т. А. Ягубяц (Ростов-на-Дону), В. И. Седлецкий, Н. И. Бойко (Ростов-на-Дону, Новороссийск), Я. Е. Шаевич (Новосибирск, Полтава, Москва), Г. Э. Эйнасто (Таллин), И. И. Хведчук (Южно-Сахалинск), А. Н. Терещенко (Иркутск) и др. Проведение этих мероприятий стало возможным благодаря поддержке председателя Научного совета академиком А. А. Трофимуком, бывшего заместителя директора СНИИГиМСа В. Савицкого (бывший председатель секции «Цикличность и стратиграфия»), члена-корреспондента АН СССР В. Н. Сакса (бывший председатель подсекции «Цикличность субаэральных отложений») и др.

понятий и терминов. Актуальной задачей была разработка принципов создания ПТБ и ее основы.

На конференции были приняты терминологические рекомендации, а позже в г. Новосибирске состоялся специальный семинар, посвященный ПТБ седиментационной цикличности. К его открытию были выпущены несколько специальных работ [17, 21, 6, 7]. На семинаре обсуждались принципы создания ПТБ и словарь более чем на 100 терминов. Большинство геологов признали необходимость различать понятия *цикл* (процесс), *циклит* (его вещественное отражение, тело), *ритм* (характеристика процесса, его свойство) и *период*\* (мера процесса и его вещественные отражения).

Бурное развитие идей сеймостратиграфии (сейсмолитмологии), теоретической базой которой является седиментационная цикличность (и ничто другое!) потребовало увязки, согласования языка цикличности, литмологии и сейсмолитмологии. Именно этой необходимостью были обусловлены разработка принципов создания ПТБ сейсмолитмологии (СЛЛ) и некая основа понятий и терминов. Мы не останавливаемся здесь ни на принципах ПТБ СЛЛ, ни на ее словаре. Отметим лишь, что в брошюре рассматривается система геологических терминов и понятий. На повестке дня остается задача создания системы геофизических терминов, согласованных с геологическими, составляющих с ними единое целое. И литмология, и сейсмолитмология по-прежнему нуждаются в дальнейшем развитии понятийной базы. Сделанное — лишь основа, фундамент, а здание еще предстоит воздвигнуть. Без единства языка не может быть успешной коммуникации исследователей, обмена результатами и опытом, а следовательно, и активного развития направления. В понятиях и терминах сконцентрированы знания, достижения науки. Как известно, наука — в понятиях, понятия — в терминах. Поэтому увеличение числа терминов, расширение ПТБ — процесс вполне естественный для любого научного направления.

Приняв на вооружение системную методологию, необходимо отобрать, принять с учетом специфики объекта исследования основные методологические принципы. В качестве таковых приняты следующие принципы: субординации (и координации) системности, целостности и изоморфизма, структурности и элементарности, связи и отношений, взаимоотношения и пересечения и другие общеметодологические [11, 15, 19]. Выведены некоторые следствия [15] из этих принципов.

Далее важно было принять рабочее определение целостной слоевой системы и понять место этого класса систем в их общей классификации.

Из признаков (атрибутов), которые наиболее часто употребляются в общих определениях системы, выделяются следующие: 1) элементы, 2) множество (не менее двух элементов), или совокупность, 3) отношения (между элементами), 4) связь (элементов).

Эти четыре признака — атрибуты системы — составляют ее основу, стержень. Однако, исходя из представлений об объектах, с которыми работает геолог, в частности литмолог и стратиграф, можно допустить существование системы и из одного элемента (крайний, вырожденный случай). Это происходит тогда, когда значение величины одного элемента настолько мало (бесконечно мало), что практически его можно принять за нуль. А. И. Уемов весьма тонко подметил, что именно вырождение одновременно указывает на переход одной вещи в другую, на их связь и на их различие. Он характеризовал это как крайний случай явления, не означающий, по его мнению, ухудшения, или регресса [21]. Имея в виду принятый объект — слоевые ассоциации, нам трудно полностью согласиться с этим представлением. Появление «вырожденных систем» в трансляции слоевых ассоциаций означает либо финал

\* Лишь немногие исследователи (В. И. Попов и др.) продолжают придерживаться мнения, что ритм, цикл, ритмичность и цикличность — термины-синонимы, применяемые для обозначения периодичности геологических процессов.

прогресса, либо финал регресса. Это очень важный признак в расшифровке структуры более крупной и более сложной (выше рангом) системы. Применительно к рассматриваемому объекту исследования система может быть и одноэлементной, но в таком случае она является «вырожденной» и означает переломный момент в системе следующего ранга.

Приведем пример, поясняющий эту мысль. Очень часто при литологических описаниях и характеристиках встречаются выражения типа «толща сплошных известняков», «толща сплошных песчаников» и т. д. Такие толщи, как известно, достигают десятков и сотен метров. Именно в разрезах такого типа вероятнее всего встретить одноэлементные, вырожденные элементарные слоевые системы.

Это одно, на наш взгляд, важное дополнение к понятию системы, которое должно найти отражение в дефиниции. Она ни в коей мере не ломает, не меняет принципиально понятие системы, а лишь дополняет, допуская во множестве наличие элемента, близкого или равного по значению нулю.

В. И. Василевич обращал внимание еще на один важный признак, который позволил бы различить системы и несистемы в конкретных исследованиях. Это ограничение системы какой-то степенью интенсивности отношений внутри них. Адаптируя данное ограничение к нашему объекту как системе, следует говорить не об интенсивности отношений, а интенсивности связей.

Однако признак интенсивности связей скорее будет не критерием деления на системы и несистемы, а разграничительным признаком между системами одного типа (класса, группы). Это еще одно важное дополнение (признак) к понятию «система» применительно к рассматриваемому объекту исследования.

Как известно, временной, ретроспективный аспект в геологии вообще и в стратиграфии в частности является важнейшим. Поэтому он должен найти отражение и в понятии «система». На необходимость введения в это понятие данного признака в виде метапонятия «динамическое множество» указывал Б. Я. Брусиловский в своей книге «Теория систем и система теорий», справедливо считая, что мы имеем дело только со множествами, состав (и свойства) которых меняется во времени и со временем, т. е. с динамическими множествами.

И наконец, еще одно важное свойство, которым должна обладать система, — устойчивость тех или иных отношений и связей (взаимосвязей и взаимодействий). Для системного анализа важно выбрать не просто единичный объект с системными свойствами, а тот, который в природе встречается часто в «массовом производстве» с устойчивыми связями и отношениями.

Исходя из перечисленных (выбранных из множества) свойств (атрибутов) системы, можно попытаться дать рабочее определение системы применительно к объекту исследования. Система — это не пустое динамическое множество (состоящее из двух элементов, значение одного из которых может быть близким или равным нулю), находящееся в определенных устойчивых отношениях, отличающихся интенсивностью внутренних связей.

Понятие «система» неразрывно связано с понятием «структура». Нет системы без структуры. Видимо, это порождает у многих исследователей представление о структуре как о самой системе, т. е. идентичность этих понятий. Это происходит и при слишком широком понимании структуры, например у М. Ф. Веденова, В. И. Краменского, А. Т. Шаталова и некоторых других исследователей, определяющих ее как развернутое выражение сущности объекта познания. В подобных случаях неправомерно сводится полностью одно понятие к другому, а следовательно, понятие структуры становится излишним.

Весьма распространено представление о соподчиненности этих понятий. Лишь немногие исследователи считают понятие «структура» бо-

лее общим и широким, чем «система». Подавляющее большинство считает структуру подчиненной системе, что хорошо видно из уже приводимого выше выражения «структура системы», а не наоборот.

Структура — важнейшее, неотъемлемое свойство (атрибут) любой системы. В дальнейшем под структурой будем понимать отношение и связь элементов динамического множества по определенным свойствам.

В геологии распространено понятие структуры как формы поверхности геологических тел. Широко известны такие понятия, как «структура» (синоним «поднятия» у геологов-нефтяников), «структурная поверхность», «структурная карта» и другие, подобные им. В то же время в минералогии важнейшим является понятие внутренней структуры кристалла. Это приводит к мысли о важности и необходимости различать внутреннюю и внешнюю структуры системы. В первом случае имелась в виду внешняя структура (морфология) системы (или даже, скорее, не системы, а просто тела), а во втором — внутренняя структура целостной системы (кристалла).

В системном анализе различают эти понятия. Рассматривая понятие «структура», обычно имеют в виду внутреннюю структуру, а под внешней понимают отношения, связь системы с «внешним миром», с другими внешними системами и их элементами.

Поскольку более или менее разработанной и общепринятой классификации систем не существует, предпринята попытка ее создания по самым общим основаниям. Так выделены системы живой и неживой природы, естественные и искусственные, реальные и концептуальные, целостные и суммативные [19, 21]. Слоевые ассоциации можно отнести к подклассу цепных систем, т. е. каждый элемент (звено) системы связан с двумя другими элементами (звеньями). Это немаловажное уточнение при определении границ системы.

В системном анализе проблема отделения одной системы от другой, родственной (аналогичной), да еще в классе скрытодискретных систем, стоит очень остро. Отнеся слоевые системы к подклассу цепных, можно вполне определенно указать, что граница между системами будет там, где разрыв «цепи», т. е. элемент (звено), связан не с двумя элементами («звеньями»), а с одним, или эта связь с одним (внутренним «своим») элементом более прочная, чем с другим. Последний и будет уже элементом другой системы. Эти связи можно оценивать как качественно, так и количественно.

С целью количественного выражения и оценки степени дискретности границ системы введены такие понятия и коэффициенты, как прогрессивность и коэффициент прогрессивности (отношение прогрессивной части цикла к общей его мощности в процентах), делит и коэффициент делитности [1, 11, 14, 12].

Рассматривая слоевые ассоциации как системы, весьма важно (прежде всего в методологическом плане) различать понятия **целостной и номинальной, суммативной, систем.**

В качестве интегративного, системообразующего свойства целостной слоевой системы принята связь элементов во времени. При этом допускается, что наличие или отсутствие связи элементов системы во времени находит отражение в постепенном или дискретном изменении существенных вещественно-структурных свойств от элемента к элементу в разрезе слоевой ассоциации, ибо время не наблюдаемо в геологическом разрезе.

Время формирования слоев (и слоевых ассоциаций) в нормальном (ненарушенном) залегании устанавливается относительно: раньше — позже.

Целостные слоевые системы, элементы которых связаны во времени, т. е. *парахронолиты*, являющиеся вещественными эквивалентами седиментационных циклов, имеют сейчас практически общепринятое название — *циклиты* (Ц). Множество терминов в этом значении, существовавшее 10—15 лет назад (ритм, цикл, этап, ритмопачка, циклопач-

ка, комплекс-цикл, циклокомплекс, циклотема, седиментационный комплекс, осадочный комплекс и др.), объясняется важностью данного понятия и поиском удачного (краткого, благозвучного, достаточно точно ориентирующего на содержание) термина\*.

Номинальные слоевые системы, выделяемые по любым другим признакам (основаниям), т. е. те, для которых связь во времени элементов не является существенным интегративным свойством, названы *номиналитами*. По своей сути это **концептуальные** системы — объекты исследования любой разрез седиментационного бассейна можно расчленить множеством (практически бесчисленным) способов: морские — неморские, проницаемые — непроницаемые, с фауной — без фауны, краснопцветы — некраснопцветы, угленосные — безугольные, терригенные — хемогенные (органогенные), грубозернистые — тонкозернистые и т. д., и т. п.

И те и другие, целостные во времени (циклиты) и номинальные концептуальные (номиналиты), важны в геологии. Следует лишь различать их, так как они служат разным целям и выполняют различительные познавательные функции. Циклиты выполняют теоретико-познавательную функцию в расшифровке структуры осадочной оболочки Земли и условий (законов) ее формирования, выявления связи с ними полезных ископаемых (нефти, газа, угля, солей, россыпей и т. д.). Номиналиты служат решению задач геотехники, прикладных вопросов геологии. Возникла необходимость в общем термине для любых слоевых ассоциаций, выделенных по любым признакам и свойствам. В качестве таких терминов предложены два: литмит [5, 10] и литома [2, 3]. Отсюда и два названия научного направления, объектом исследования которого являются слоевые ассоциации, — **литмология и литомология**.

Системное видение и исследование объектов природы — этап довольно высокого уровня развития науки, которому предшествует длительный период выделения нужных и ценных объектов, наиболее очевидных и кажущихся (а нередко и являющихся) целостными природными телами. Выделение номинальных концептуальных объектов — вероятно, необходимый этап в развитии естествознания, предшествующий осознанному и организованному системным исследованиям. Поэтому выделение концептуальных объектов исследования можно рассматривать и как интуитивный поиск целостных систем; их исследование ни в коей мере не означает полный отказ от концептуальных номинальных систем. Часть из них «перейдет» в системные целостные системы как их элементы или даже целое, а часть будет выполнять важные прикладные функции геотехники. Примерами номиналитов являются серии, свиты, стратиграфические слои и горизонты, формации, коллекторские и экраняющие горизонты, резервуары и ловушки (в большинстве случаев) нефти, газа и др.

Определив циклиты как целостные во времени формирования породно-слоевые системы, сформируем четыре правила их выделения в седиментационном разрезе: 1) направленность и 2) непрерывность изменения существенных вещественно-структурных свойств слоев (от слоя к слою в вертикальном разрезе), 3) характер границ между слоями, 4) двуединое строение системы [4, 9].

Используя эти правила, в любом слоистом разрезе можно однозначно (в одних и тех же границах) выделять элементарные циклиты (элециклиты).

Это методическое решение имело и важное методологическое значение. Появилась возможность однотипного выделения целостных систем в любых разрезах и бассейнах, разработки их классификации и сравнения.

\* Из множества тезисов, присланных на Всесоюзную конференцию 1985 г. только в одном (В. И. Попова с соавторами) в значении циклита используется термин «ритм».

У циклитов не может быть нескольких вариантов выделения и проведения границ в одном и том же разрезе. У номиналитов их множество. Сколько целей, задач, принципов, столько и вариантов выделения. Например, в Донбассе хорошо картируются слои известняков и песчаников. Немаловажным является и признак положения полезного ископаемого (угля) в слоевой ассоциации, и тогда граница ее обычно принимается от подошвы (или кровли) одного слоя, слоя угля, до подошвы или кровли следующего такого же слоя. Это может быть и концепция трансгрессивно-регрессивной или регрессивно-трансгрессивной структуры слоевой ассоциации. При этом, как показывает анализ, одни и те же слои у одних исследователей принимаются за трансгрессивные, у других — за регрессивные. Так, в разрезе каменноугольных отложений Донбасса сосуществуют не менее пяти вариантов выделения «циклов» (ритмов) [16]: от подошвы одного слоя известняка до подошвы вышележащего или от кровли того же слоя известняка до кровли следующего; от подошвы (или кровли) слоя песчаника до подошвы (или кровли) вышележащего и т. д.

Следующим важным теоретическим моментом является разработка структурной классификации циклитов по **направленности** изменения существенного структурного свойства [40, 18]. По данному основанию выделены две группы — **одно- и разнонаправленные циклиты**. В каждой из них по два типа: 1) прогрессивно и регрессивно направленные, 2) прогрессивно-регрессивно и регрессивно-прогрессивно направленные. Соответственно сокращенные названия про-, ре-, про-ре- и ре-проциклиты [4, 8, 9].

Основное значение этой классификации в возможности сжатия, свертывания информации: бесчисленное множество сочетаний породных слоев сводится всего к четырем типам\*. Классификацию можно использовать и как ключ в выявлении структурной иерархии циклитов.

Установлено, что определенные структурные типы и их сочетания присущи разрезам определенного одного типа, отражают тектонический и фациальный режимы, а также климатические условия седиментации. Известны тысячметровые толщи (например, флиш, молассы), представленные циклитами преимущественно одного типа. На основе этих наблюдений было выведено **правило рядов** структурных типов циклитов [9].

Таким образом, установив связь типов циклитов с типом и режимом седиментационного бассейна, можно решать обратную задачу — по типу рядов циклитов определять тип и режим бассейна.

Структурная классификация и выбранное интегративное свойство целостной системы позволяют наметить иерархию циклитов от элементарных к более сложным, вплоть до литмосферы.

При этом используются количественные подходы: коэффициент прогрессивности, приращения мощностей, коэффициент делитности и др. [13].

На избранном системном пути модель иерархической организации литмосферы представляется в следующем виде: элементарные (локальные) циклиты — зональные — региональные (и субрегиональные) — нексоциклиты — галциклиты и трагалциклиты [13, 20].

Создание иерархической модели (пусть даже несовершенной) организации литмосферы представляется важной теоретической разработкой литмологического направления.

Актуальные задачи изучения седиментационной цикличности, исходя из достигнутого, видятся в следующем. Необходимы скоординиро-

\* Природное разнообразие и многообразие очень часто сводится к ограниченному множеству. Так, в последние годы стало очевидным, что разнообразие живого мира — следствие рекомбинаций всего четырех основных генетических типов. Более того, весь живой и неживой мир — это четыре типа взаимодействия элементарных частиц, все цветное и звуковое разнообразие — рекомбинация (полиномия) семи цветов и семи звуков и т. д.

важные комплексные литмологические исследования всех седиментационных бассейнов страны. Немаловажно не только скоординировать и объединить усилия энтузиастов, но узаконить и вести их по единой, унифицированной программе. В составлении и официальном признании и принятии такой программы видится залог успеха в развитии направления, путь ускорения развития осадочной геологии.

Очевидно, что региональные (бассейновые) схемы стратиграфии должны составляться не только с учетом цикличности (литмичности) строения осадочных толщ, но на литмологической основе. Опыт составления литмостратиграфических схем по Западной, Восточной Сибири и другим регионам свидетельствует о принципиальной несхожести их с существующими традиционными схемами, составление которых регламентировано действующим Стратиграфическим кодексом СССР. Из этого следует, что одной из важнейших задач в изучении любого седиментационного бассейна является составление литмостратиграфических схем с необходимой (и возможной) степенью детальности. Следовательно, цикло-(литмо-)стратиграфические подразделения необходимо узаконить СК СССР и включить в качестве обязательных в региональные схемы стратиграфии. Использование таких схем, безусловно, будет способствовать ускорению поисково-разведочных работ на различные виды полезных ископаемых, прежде всего на нефть и газ.

Литмостратиграфические схемы должны быть основой структурных построений, палеоструктурных и литолого-фациальных реконструкций любого седиментационного бассейна.

Нерешенной остается задача количественного выражения степени структурно-вещественной организации слоевых ассоциаций — одного из важных путей выявления иерархической организации литмосферы на строго количественной основе. (Отметим, что проблема иерархии циклитов еще не решена.)

Важно также количественно оценить интенсивность связи элементов внутри слоевой системы и разрыв на границе систем. Последнее позволит выявить иерархическую организацию перерывов (пауз) в седиментационном процессе.

Поскольку геофизические материалы являются важнейшими, а нередко и единственными (современные моря и океаны), данными, по которым можно судить о строении бассейна, они должны максимально использоваться в литмологическом анализе. Сейчас практически нет проблемы качественного выделения зональных и региональных циклитов по комплексу промыслово-геофизических данных. На повестке дня стоит задача разработки автоматизированных способов выделения и площадного прослеживания циклитов того или иного ранга.

Наиболее актуальной задачей является разработка методов и подходов выделения в разрезах и прослеживания по площади циклитов по данным сейсморазведки. Это направление в последние годы широко развито во всех странах и названо сейсмостратиграфией, или сейсмолитмологией. В его развитии весьма важна разработка автоматизированных способов выделения и прослеживания в первую очередь зональных и региональных циклитов, качественного прогнозирования разреза и проведения литмофациального анализа, усовершенствования «прямых» сейсмолитмологических методов поиска скоплений углеводородов в ловушках любого типа.

Вот тот далеко не полный круг основных задач литмологии, который видится сегодня. По мере решения одних задач и проблем, как известно, возникают новые. Важно их выявить, правильно сформулировать и найти конструктивные решения.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Букреева Г. Ф., Карогодин Ю. Н., Левчук М. А. Математические методы исследования седиментационной цикличности: Методические рекомендации. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. — 99 с.

2. Вассоевич Н. Б. Об основных понятиях и терминах стратоциклономии // Цикличность осадконакопления нефтегазоносных бассейнов и закономерности размещения залежей.— Новосибирск, 1978.— С. 5—34.
3. Вассоевич Н. Б., Меннер В. В. Системные уровни организации сообщества осадочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1978.— № 11.— С. 5—14.
4. Карогодин Ю. Н. Методологические и методические вопросы седиментационной цикличности // Теоретические и методические вопросы седиментационной цикличности.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977.— С. 48—71.
5. Карогодин Ю. Н. Место геодикличности и литмологии среди других наук геологии и взаимосвязь с ними // Теоретические и методические вопросы седиментационной цикличности.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977.— С. 96—105.
6. Карогодин Ю. Н. Понятийно-терминологическая база седиментационной цикличности.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978.— 43 с.
7. Карогодин Ю. Н. Понятия и термины седиментационной цикличности.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978.— 48 с.
8. Карогодин Ю. Н. Принципы выделения основания классификации циклитов и основные понятия // Цикличность формирования субаэральных пород.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 4—24.
9. Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность.— М.: Недра, 1980.— 242 с.
10. Карогодин Ю. Н. Принцип цикличности (литмичности) в стратиграфии // Проблемные вопросы литостратиграфии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— С. 79—91.
11. Карогодин Ю. Н. Коэффициенты прогрессивности и алитности (делитности) в системном анализе слоевых ассоциаций нефтегазоносных толщ // Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 166—169.
12. Карогодин Ю. Н. Основа понятийно-терминологической базы сейсмолитмологии (методический аспект).— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985.— 34 с.
13. Карогодин Ю. Н. Региональная стратиграфия (системный аспект).— М.: Недра, 1985.— 153 с.
14. Карогодин Ю. Н., Прокопенко А. И. Методы исследования структуры нефтегазоносных бассейнов.— М.: Недра, 1984.— 200 с.
15. Карогодин Ю. Н., Четвериков Л. И. Методологические вопросы системно-структурного анализа породно-слоевых ассоциаций нефтегазоносных бассейнов // Теоретические и методологические вопросы геологии нефти и газа.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— С. 11—23.
16. Макаров И. А. Соотношение циклитов и номиналитов в разрезе угленосной толщи Доббасса // Системные исследования в геологии каустобиолитов.— М.: Наука, 1984.— С. 90—93.
17. Теоретические исследования по терминологии седиментационной цикличности.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978.— 140 с.
18. Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Основные типы циклокомплексов нефтегазоносных бассейнов Сибири // Докл. АН СССР.— 1974.— Т. 214, № 5.— С. 1156—1159.
19. Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н., Мовшович Э. Б. Методологические вопросы геологии нефти и газа.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983.— 123 с.
20. Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. О соотношении биологической этапности и седиментационной цикличности // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1985.— № 2.— С. 128—131.
21. Уемов А. И. Вещи, свойства и отношения.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 121 с.
22. Цикличность осадконакопления нефтегазоносных бассейнов и закономерности размещения залежей.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978.— 140 с.

В. Д. НАЛИВКИН, В. И. КУЗЬМИН, В. Г. ЛУКЬЯНОВА

## К ИССЛЕДОВАНИЮ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ПРОЯВЛЕНИЯ ДИСКРЕТНОСТИ В СВОЙСТВАХ ПРИРОДНЫХ СИСТЕМ

В настоящее время многие исследования направлены на изучение закономерностей, определяющих взаимосвязи между характеристиками природных систем, принадлежащих к различным иерархическим уровням. В частности, содержательные результаты изложены в работах М. А. Садовского [7, 8]. Им выявлена шкала естественной кусковатости, с помощью которой выделяются преимущественные размеры природных твердых тел — от микрометров до десятков тысяч километров. Это

своеобразная последовательность, в которой отношение соседних наиболее часто встречающихся значений составляет 2—5.

В работе А. В. Жирмунского с соавторами [3] показано, что в развитии природных систем реализуются ячейки, образующиеся за счет синхронизации равномерных циклов длительностью  $T^k$ , где  $k$  — номер уровня иерархии равномерного цикла, и критических рубежей развития, представленных геометрической прогрессией с модулем, примерно равным числу Эйлера ( $e$ ). Равномерные циклы и неравномерные рубежи в этом случае связаны на интервале от 1 до  $e^3$ , внутри которого один равномерный цикл располагается от 1 до  $e^2$  и два таких же цикла от  $e^2$  до  $e^3$ . Показано, что промежуток от  $e^2$  до  $e^3$  соответствует фазе перестройки системы.

Из условий синхронизации следует, что длительность основного синхронизированного рубежа равна

$$X^k = \frac{2e}{e-1} T^k = 3,16T^k.$$

Отсюда, зная длительность равномерного цикла  $T^k$ , можно оценить последовательность критических рубежей и их значимость [3].

Идентификация модуля геометрической прогрессии ( $e$ ) и ячейки развития была проведена путем анализа ее результатов и рубежей геологической истории Земли (геохронологической шкалы) [3], данных о запасах месторождений нефти и газа [5], данных о размерах геологических структур [6]. На основе анализа данных о проявлениях последовательностей дискретных значений времени, линейных размеров и масс было показано, что все они подчиняются единой закономерности, представленной ячейкой развития [3].

Взаимное влияние множества взаимодействующих в природе систем искажает четкость проявления каждой из них. Поэтому интервалы между рубежами строго не выдержаны. Приведенные выше соотношения в действительности проявляются лишь как тенденции, а не как строгие математические зависимости.

Возникает круг проблем, связанных с необходимостью определить, каким образом отмеченные для времени, линейных размеров и масс закономерности проявляются в других физических свойствах и характеристиках природных систем. В целом исследования проявления дискретности в характеристиках природных систем требуют рассмотрения общих закономерностей формирования иерархии характеристик сложных систем, количества независимых переменных, определяющих свойства природных систем, способов взаимодействия между дискретными свойствами разных независимых переменных, влияния дискретности характеристик систем на их внутреннюю и внешнюю структуры.

Выявленные в [3, 5—8] геометрические прогрессии с модулем 2—4 соответствуют сравнительно низкому иерархическому уровню в механизмах формирования систем, который определяется пределами устойчивого экспоненциального развития [3]. Показано, что для процессов, описываемых степенными зависимостями (аллометрия), модуль геометрической прогрессии равен  $e^2$  [3]. Такие соотношения характерны для формирования структур более высокого уровня иерархии по сравнению с процессами экспоненциального типа. В свою очередь, следующие за аллометрическими уровни иерархии формируются существенно большими, чем  $e^2$ , соотношениями. Нахождение полного набора таких структурообразующих соотношений, определение их взаимосвязи, взаимных влияний, их проявлений в структурах и свойствах природных систем — проблема, решение которой позволит упорядочить информацию об общих механизмах формирования этих систем.

В настоящее время первые успехи в выявлении дискретных характеристик типа геометрических прогрессий, полученные при анализе физических свойств объектов, привели к тому, что начинает расширяться их число. Возникает настоятельная необходимость выяснения минимального набора базовых физических характеристик, определяю-

Т а б л и ц а 1. Периоды обращения планет Солнечной системы

k	Планета	Период обращения (X <sup>k</sup> ), сут		e <sup>k-1</sup>	ln X <sub>Ф</sub> <sup>k</sup>	ln X <sub>Ф</sub> <sup>k</sup> / X <sub>Ф</sub> <sup>k-1</sup>
		фактический	X <sup>k</sup> = X <sup>k-1</sup> e = = X <sup>-1</sup> e <sup>k-1</sup>			
1	Меркурий	88	80,1	1	4,48	0,94
2	Венера	224,7	217,8	e	5,42	1,11
3	Марс	687	592,1	e <sup>2</sup>	6,53	—
4	Астероиды	—	1 609	e <sup>e</sup>	—	—
5	Юпитер	4 332	4 375	e <sup>3</sup> ■	8,4	2×0,94
6	Сатурн	10 759	11 893	e <sup>4</sup>	9,28	0,88
				e <sup>5</sup>		
				e <sup>3+e</sup>		
7	Уран	30 685	32 330	e <sup>6</sup> ■	10,33	1,05
8	Плутон	90 485	87 882	e <sup>7</sup>	11,41	1,08

■ — фазы перестройки ячейки развития [3], которые соответствуют поясам астероидов (главному поясу и поясу астероидов перед Ураном).

щих свойства природных систем. При этом такие базовые характеристики и их дискретные значения, соответствующие «естественной кусковатости», можно будет использовать как основу для получения расчетом рядов критических значений других физических величин с использованием фундаментальных констант. Отметим, что между базовыми переменными также существуют взаимосвязи, т. е., зная последовательный ряд дискретных критических значений одной переменной, можно найти его проявления в характеристиках другой базовой переменной. Но основное отличие базовой переменной состоит в том, что кроме критических значений, пересчитанных из характеристик других рядов, она имеет свои самостоятельные критические значения.

В качестве примера рассмотрим механизм формирования Солнечной системы. Будем считать, что Солнце задает равномерный ритм, определяемый его собственным периодом вращения на экваторе, —  $T^k = 25,36$  сут. Тогда в соответствии с соотношением (1) ближайший синхронизированный период обращения  $X^k = 3,16$ ,  $T^k = 80,1$  сут, что близко к периоду обращения Меркурия относительно Солнца. Далее, формируя последовательность критических периодов в соответствии с ячейкой развития [3], получим последовательность, приведенную в табл. 1.

Эти данные показывают, что периоды обращения планет Солнечной системы близки и к геометрической прогрессии с модулем  $e$  (среднее фактическое значение составляет 2,69). Земля и Нептун выпадают из указанного ряда, что характеризует их особые свойства по сравнению с остальными планетами в процессе формирования Солнечной системы. Полученные в результате расчета по ячейке развития перестройки (между  $e$  и  $e^3$  и между  $e^{3+e}$  и  $e^6$ ) соответствуют в структуре Солнечной системы поясам астероидов, один из которых находится между Марсом и Юпитером, а второй — перед Ураном (открыт совсем недавно).

В соответствии с законом Кеплера кубы расстояний планет от Солнца соотносятся как квадраты их периодов обращения, т. е.  $T^k : T^{k-12} = a^k : a^{k-13}$ , где  $a^k$  — расстояние  $k$ -й планеты от Солнца. В связи с тем, что  $T^k : T^{k-1} = e$ ,  $a^k : a^{k-1} = e^{2/3} = 1,9477$ .

Таким образом, расстояния планет Солнечной системы от Солнца, определенные геометрической прогрессией с модулем  $e$ , задают геометрическую прогрессию,  $1, e^{2/3}, e^{4/3}, e^{6/3} = e^2, e^{8/3}, e^e, e^{10/3}, e^{12/3} = e^4, e^{14/3}$ .

В случае, если расстояния планет от Солнца являются базовой переменной, то и по расстояниям должны фиксироваться основные рубежи ячейки развития, так же, как это наблюдается и для периодов обращения вокруг Солнца. Тогда, приняв за единицу расстояние

Т а б л и ц а 2.

Средние расстояния планет от Солнца

k	Планета	Период	Расстояние	Среднее расстояние от Солнца, млн км	
		$a^k : a^1$		фактическое	расчетное
1	Меркурий	1	1	57,85	57,85
2	Венера	$e^{2/3}$	—	108,11	112,67
3	Земля	—	$e$	149,6	157,35
4	Марс	$e^{4/3}$	—	227,7	219,46
5	Астероиды	$e^{5/3}$	$e^2$	—	427,45
6	Юпитер	$e^{8/3}$	$e^e$	777,6	832,5
7	Сатурн	$e^{10/3}$	—	1426	1622
8	Уран	$e^{12/3}$	$e^4$	2868	3159
9	Плутон	$e^{14/3}$	—	5590	6152

Меркурия от Солнца, получим ряд: 1 (Меркурий) —  $e$  (Земля) —  $e^2$  (главный пояс астероидов) —  $e^e$  (Юпитер) —  $e^4$  (Уран). Здесь в структуру попадает Земля, которая отсутствует в ряду, определяемом периодами обращения, но вместе с тем отсутствуют Венера, Марс и др. На критическом соотношении  $e^3$  ни планет, ни астероидов не обнаружено. Объяснений этому пока нет.

Сводные данные относительно расстояний планет от Солнца, определяемые двумя базовыми переменными — периодами обращения и расстояниями от Солнца, приведены в табл. 2.

Загадкой остается способ встраивания Нептуна в систему планет, так как параметры его орбиты не соответствуют критическим рубежам как периодов обращения, так и расстояний от Солнца. Это может свидетельствовать о наличии еще одной базовой переменной.

Таким образом, ряд основных рубежей ячейки развития определяет последовательность положения планет Солнечной системы по периодам их обращения относительно Солнца. С другой стороны, та же ячейка развития на уровне расстояний планет от Солнца определяет новые критические рубежи, часть из которых обусловлена периодами обращения планет, а Земля формирует самостоятельный критический рубеж. Значит, при формировании Солнечной системы периоды обращения планет, а также их расстояния от Солнца являются двумя базовыми переменными, которые вместе, дополняя друг друга, позволяют более полно охарактеризовать структуру Солнечной системы.

Подобного рода взаимодействия между основными рядами критических значений базовых переменных могут при анализе отдельных свойств, связанных с одной базовой переменной, приводить к кажущейся нерегулярности, нарушению закономерностей в характеристиках систем, ритмичности. В действительности при появлении сбоев подобного рода надо искать закономерности, происхождение которых связано со свойствами, не подвергнутыми анализу, т. е. искать другую базовую переменную.

Другой содержательной причиной нарушения единого ритма могут быть критические уровни более высоких ступеней иерархии. Таким образом, одной из основных проблем в исследовании закономерностей формирования систем дискретности является классификация иерархий критических явлений как по формальным признакам — модулям геометрических прогрессий, так и по механизмам формирования критических рубежей, соответствующих этим модулям. Дискретные значения высших иерархических степеней в реальной действительности, вероятно, будут соответствовать последовательности точек фазовых переходов.

Примерами фазовых переходов в процессах седиментации являются критические размеры частиц: 0,0002 мм — граница между истинными коллоидными растворами и микрозернистыми структурами; 0,01 мм —

4906

граница изменения гранулометрического состава проб, в основном при размерах, меньших этой величины,— чисто глинистые, медленно оседающие в суспензии частицы; 0,003 мм — граница между глинами и алевролитами; 0,06 мм — граница частиц, которые переносятся только во взвешенном виде и не окатываются; 0,5 мм — минимум скорости эрозии ранее отложенных частиц; 1—2 мм — граница между песками и гравием; 1 см — граница гравия и галек; 4 м — минимальная длина песчаных участков для образования устойчивых барханов и т. д. [1, 10, 4]. Примечательно, что все эти значения являются рубежами шкалы критических линейных размеров [6].

В ряде случаев последовательные критические значения одной базовой переменной в структуре сложной системы предъясняются непосредственными значениями другой базовой переменной. Например, близкие между собой массы планет Солнечной системы имеются у Меркурия, Марса и Плутона, Венеры и Земли, Юпитера и Сатурна (имеющих максимальную массу), Урана и Нептуна. Массы планет в указанных группах близки к основным рубежам развития, т. е. различаются в  $e$  раз. Структурообразующие свойства при этом расставляют планеты по их массам по мере удаления от Солнца не монотонно. Таким образом, выявление дискретных рубежей, которые реализуются в характеристиках природных систем, ставит перед необходимостью изучения закономерностей структурирования природных систем со свойствами, предъясненными шкалами критических значений базовых переменных.

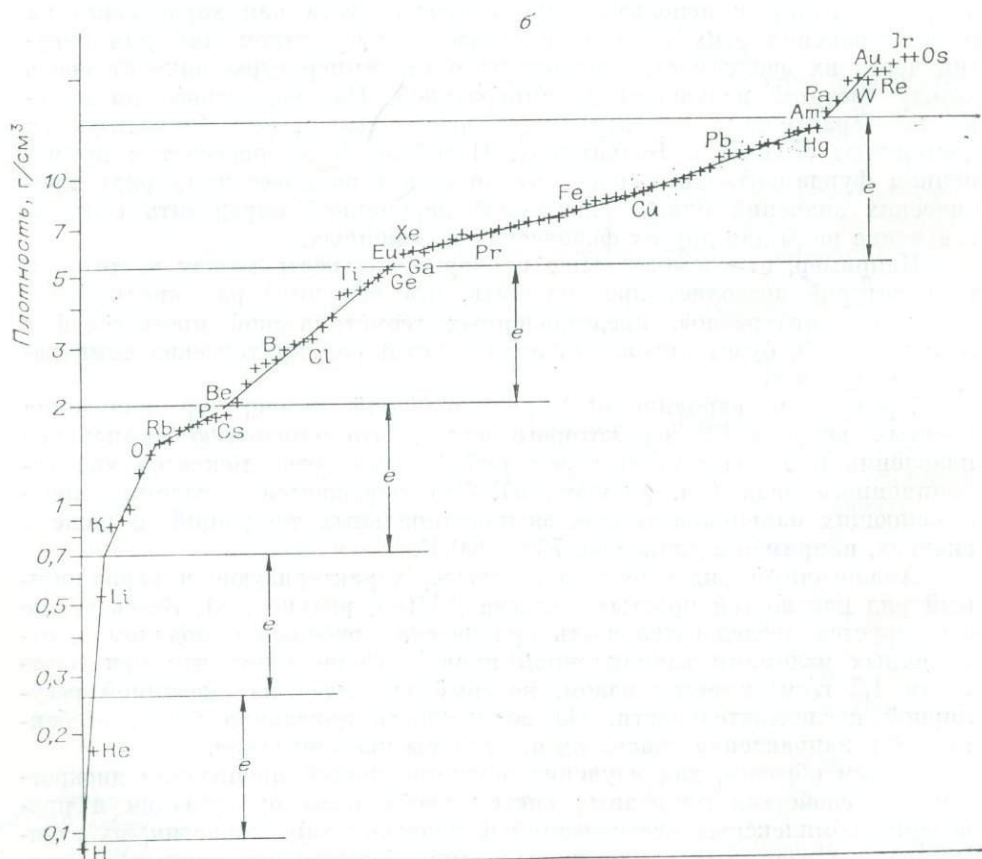
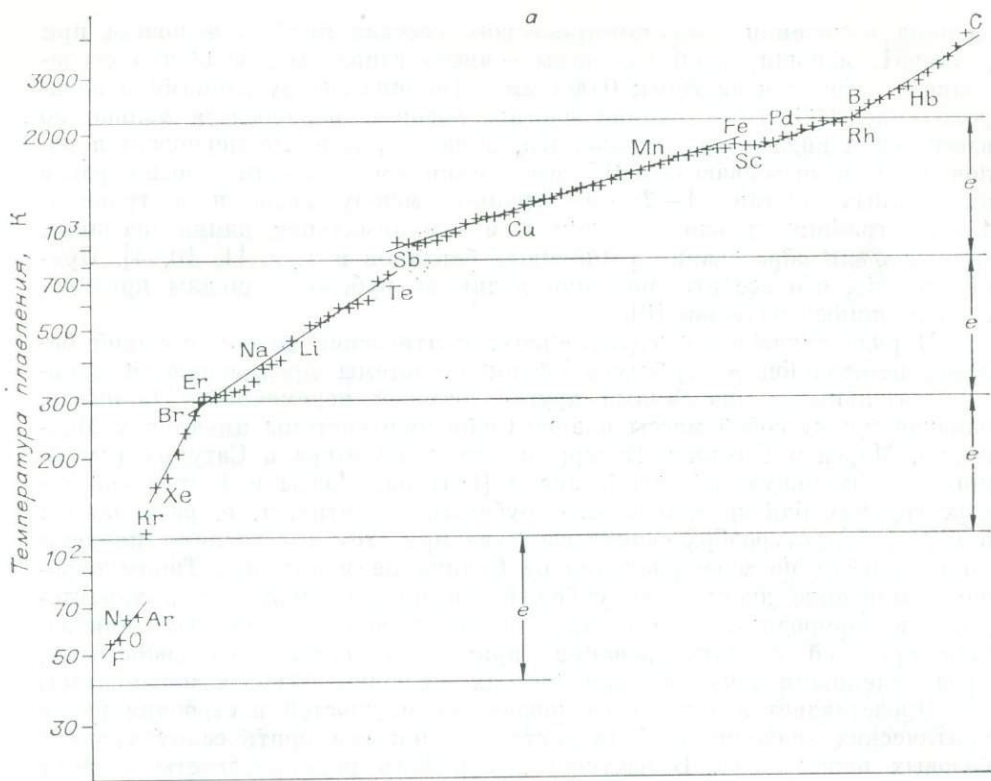
Представляет интерес исследование возможностей построения рядов критических значений свойств систем по шкалам критических уровней базовых переменных. В частности, подобного рода пересчеты обычны при переводе частотных характеристик электромагнитных сигналов в их длину волны с использованием скорости света как характеристики распространения этих волн. С использованием соотношений для энергий через их зависимость от частоты и от температуры находят связь между частотой излучения и температурой. На этой основе по изменению характеристик спектра определяют температуру (используются постоянные Планка и Больцмана). Подобного рода пересчет с применением фундаментальных констант позволяет по известному ряду критических значений одной физической переменной определить соответствующие ряды для других физических переменных.

Например, отмеченная выше пропорциональность между частотой и температурой позволяет предположить, что исходный ряд критических временных интервалов, представленных геометрической прогрессией с модулем  $e$  [3], будет порождать аналогичный ряд критических температур с модулем  $e$ .

Представим вариационный ряд значений температур плавления простых веществ [2], из которого видно, что изменению температур плавления в  $e$  раз соответствуют рубежи, где резко меняется ход вариационного ряда (см. рисунок, а). Это выражается в изломах, представляющих изменение темпов экспоненциальных тенденций, и даже в скачках, например в диапазоне 720—900 К.

Аналогичный вид имеет зависимость, характеризующая вариационный ряд плотностей простых веществ [9] (см. рисунок, б). Здесь также фиксируется последовательность критических рубежей с модулем  $e$ , отмеченных изломами вариационной кривой. Подчеркнем, что при плотности 1,5 г/см<sup>3</sup> имеется излом, который выпадает из указанной регулярной последовательности. На возможность появления таких особенностей и направление поиска их причин мы указали выше.

Таким образом, для изучения закономерностей проявления дискретности в свойствах природных систем необходимы организация и проведение комплексных исследований физических характеристик, их взаимосвязей и взаимных влияний, выявление базовых переменных и взаимодействия критических соотношений различных уровней иерархии.



Вариационные ряды температур плавления простых веществ (а) и плотностей простых веществ (б).

По оси ординат — логарифмы температуры плавления (а) и плотности (б).

Сбор, обработка и анализ такого материала для всего диапазона доступных измерению физических величин требуют совместных координированных усилий широкого круга специалистов самых различных направлений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вассоевич Н. Б., Либрович В. Л., Логвиненко Н. В., Марченко В. И. Справочник по литологии.— М.: Недра, 1983.— 509 с.
2. Глазов В. М., Лазарев В. Б., Жаров В. В. Фазовые диаграммы простых веществ.— М.: Наука, 1980.— 272 с.
3. Жирмунский А. В., Кузьмин В. И., Наливкин В. Д., Соколов Б. С. Моделирование критических рубежей в развитии систем и периодизация истории Земли.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.— 68 с.
4. Леви И. И. Моделирование гидравлических явлений.— М.; Л.: Госэнергоиздат, 1960.— 305 с.
5. Наливкин В. Д., Кузьмин В. И., Лукьянова В. Г. Естественные границы в ряду распределения месторождений нефти и газа по запасам // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 266, № 4.— С. 947—951.
6. Наливкин В. Д., Кузьмин В. И., Лукьянова В. Г. Дискретность в распределении и развитии природных объектов // Тектоника и нефтегазоносность складчатых поясов.— Фрунзе: Кыргызстан, 1984.— С. 27—35.
7. Садовский М. А. Распределение размеров твердых отдельностей // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 247, № 4.— С. 288—331.
8. Садовский М. А., Болховитинов Л. Г., Писаренко В. Ф. О свойствах дискретности горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1982.— № 12.— С. 3—8.
9. Сайто К. Химия и периодическая таблица.— М.: Мир, 1982.— 314 с.
10. Седиментология/Под ред. Р. Унруга.— М.: Недра, 1980.— 354 с.

Г. П. ТАМРАЗЯН

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ — ОТРАЖЕНИЕ КОСМИЧЕСКОГО БЫТИЯ ЗЕМЛИ

Осадкообразование зависит в конечном счете от тектонических движений в пределах источников сноса и накопления в погружающихся областях (бассейнах осадконакопления и т. д.). Соотношения темпов тектонических движений (в частности, вертикальных) в этих областях обуславливают возможность самого осадконакопления, связанного именно с тектоническими движениями. Сами же тектонические процессы, и особенно геотектонические, определяются взаимодействием Земли с явлениями в космосе (близком, дальнем, сверхдальнем). Климатическая обусловленность некоторых ритмов осадконакопления также связана с внешними влияниями.

Земля в своем развитии была бы полностью лишена периодичности (а осадконакопление — какой-либо цикличности), если бы она не находилась в сложном взаимодействии с окружающим космосом. Никакие внутренние процессы (в том числе накопление эндогенной энергии в Земле) не могут обладать цикличностью. Процессы в ней имели бы односторонний характер (в сторону ослабления или усиления их), но они отнюдь не отличались бы периодичностью, которая была бы им противопоказана. Только инфильтрация периодичности космических процессов и явлений в процессы на Земле и в ней самой может обусловить появление у нее цикличности. Разного ранга цикличность космического генезиса обуславливает всю иерархию циклического строения осадочных толщ, тектонических и вообще геологических процессов, перерывы и размывы на поверхности Земли, усиление и ослабление темпов перемещения ее блоков по поверхности планеты (дрейф континентов). Успех развития учения о цикличности зависит от выявления связей цикличности с космосом.

В геологии давно установлено, что основными являются тектономагматические циклы, продолжительность которых в фанерозое примерно

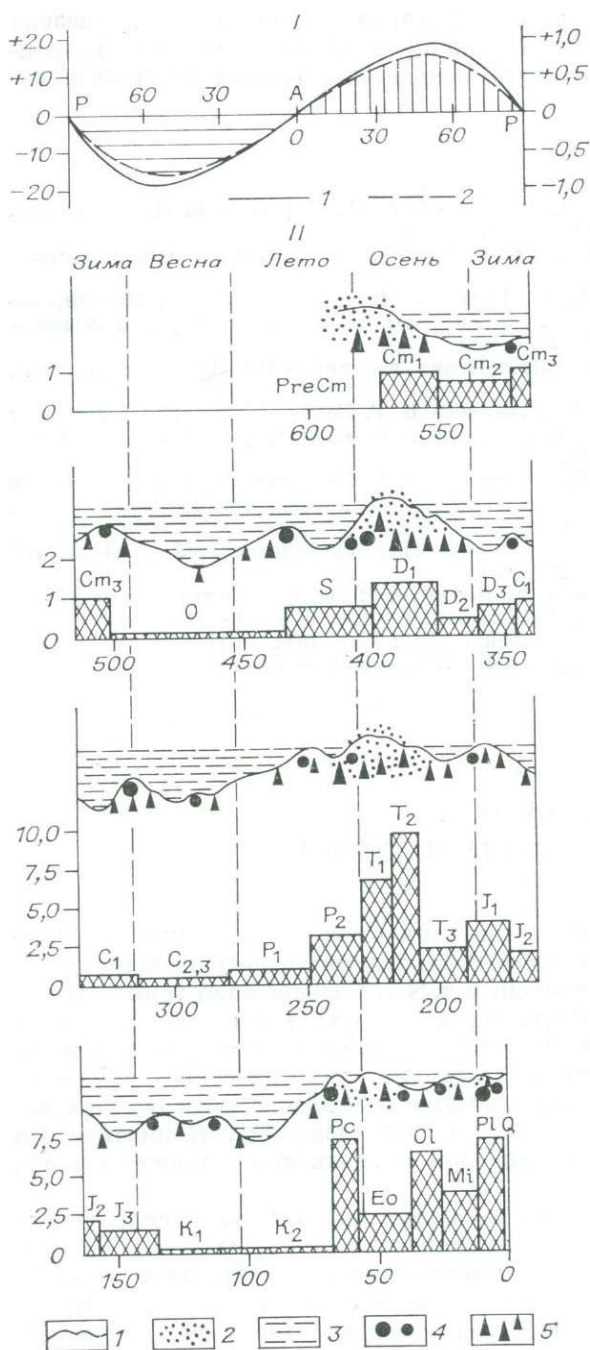


Рис. 1. Движение Солнечной системы (Земли) в Галактике, ее ускорение, приращение гравитационного потенциала Галактики и основные этапы геологического (геотектонического) развития Земли.

I — приращение гравитационного потенциала Галактики вдоль орбиты Солнечной системы (1),  $10^{11}$  см<sup>2</sup>/с<sup>2</sup> в 1 млн лет (шкала слева) и ускорение в движении Земли в ее галактической орбите (2), км/с в 1 млн лет (шкала справа); II — основной геологический и геотектонический фон развития Земли. По горизонтали — время (млн лет, геологические эпохи), по вертикали — разница площадей размыта и накопления в единицу времени (км<sup>2</sup>/год) (шкала слева), в целом эта разница соответствует кривой изменения ускорения движения Земли в Галактике. 1 — схема движения земной коры в фанерозое; 2 — геократические эпохи; 3 — гидрократические эпохи; 4 — тектонические фазы; 5 — вулканизм Земли (подъем магмы к земной поверхности).

175—180 млн лет. Есть циклы и крупнее — космогеотектонические, продолжительностью 900—1060 млн лет [13]. В фанерозое наиболее известными являются геотектонические этапы (каледонский, герцинский, альпийский).

Нами кратко рассмотрен вопрос о связанных с космогеотектоническими этапами развития Земли [6, 7, 12, 13, 1 и др.]. Однако более полный анализ проблемы приведен в работе [21], где подробно рассмотрены взаимодействие Земли с явлениями в Галактике, основные движущие силы галактического развития Земли. Для познания исходной галактической цикличности, инфильтрующей из космоса, необходимо кратко, хотя бы фрагментарно, рассмотреть движение Земли в Галактике.

Солнечная система, включая Землю, проходит по своей эллиптической орбите вокруг центра Галактики за 242 млн лет. Аномалистический период обращения Солнечной системы составляет 176 млн лет (это время между повторным прохождением Солнечной системы через перигалактий (P) или апогалактий (A) своей орбиты\*). Солнечная система прошла в последний раз через апогалактий 76 млн лет назад (в верхнемеловое время) и через 12 млн лет в очередной раз пройдет через перигалактий. При обращении Солнечной системы вокруг центра Галактики (за 176 млн

Солнечная система, включая Землю, проходит по своей эллиптической орбите вокруг центра Галактики за 242 млн лет. Аномалистический период обращения Солнечной системы составляет 176 млн лет (это время между повторным прохождением Солнечной системы через перигалактий (P) или апогалактий (A) своей орбиты\*). Солнечная система прошла в последний раз через апогалактий 76 млн лет назад (в верхнемеловое время) и через 12 млн лет в очередной раз пройдет через перигалактий. При обращении Солнечной системы вокруг центра Галактики (за 176 млн

\* Перигалактий — точка орбиты Земли, ближайшая к центру Галактики, апогалактий — точка орбиты, наиболее удаленная от центра Галактики.

лет) в течение десятков миллионов лет монотонно действуют однотипные явления, которые в длительное геологическое время имеют решающее значение в регулировании долгопериодических геологических явлений.

Важное значение для развития Земли имеет ускорение ее движения в Галактике (рис. 1), с которым связаны инерционные эффекты и важнейшие геологические (геотектонические) процессы в течение галактического года.

Заметим, что особенности развития Земли связаны с наличием у нее спутника (Луны), позволившего успешно реализовать перераспределение момента количества движения в связанной двойной планетной системе Земля — Луна. Эта привилегия Земли и объясняет интересный и парадоксальный факт — почему такие столь схожие между собой планеты, как Земля и Венера, имеющие почти одинаковые массы, размеры, плотность и находящиеся близко друг от друга (Венера лишь на 28% ближе к Солнцу, чем Земля), столь различаются между собой по совокупности своих поверхностных (геологических, венерологических) показателей.

Анализ фактического материала по геологическому развитию Земли и динамических особенностей движения Солнечной системы в Галактике позволяет сформулировать следующие положения, касающиеся геологического развития Земли.

1. Минимальная галактическая скорость движения Земли вокруг центра Галактики в течение галактического года (176 млн лет) приходится на апогалактический участок орбиты Солнечной системы в Галактике. Максимальная скорость вращения из-за релятивистского эффекта приходится примерно на апогалактический участок орбиты Солнечной системы (Земли) в Галактике.

2. Инерционный эффект, связанный с различным ускорением движения Земли в Галактике, приходится на эпохи, часто отстоящие от момента прохождения Землей перигалактия на 20—60 и 120 млн лет и более.

3. В процессе движения Солнечной системы (Земли) в Галактике изменяется гравитационный потенциал Галактики на единицу массы. Приращение гравитационного потенциала вдоль орбиты Солнечной системы (Земли) имеет в течение года два четких максимума, приходящихся на интервалы 11—55 млн лет (отрицательное приращение) и 121—165 млн лет (положительное приращение) (см. рис. 1). Кстати, с этими максимумами четко координируется ускорение движения Земли в Галактике и посредством этого — влияние инерционных эффектов на развитие Земли.

4. На основе вышеизложенного естественно подразделить галактический год, по аналогии с земным годом, на галактические сезоны: зиму (вблизи перигалактия), весну (где-то на полпути после перигалактия и до апогалактия), лето (вблизи апогалактия) и осень (где-то на полпути от апогалактия и до перигалактия). Эти галактические сезоны характеризуются соответствующим комплексом релятивистских, инерционных и иных эффектов. Именно учет всего этого обусловил выделение нами галактических сезонов еще в прежних работах [12, 13, 16 и др.].

Все вышеперечисленное лежит в основе теории развития Земли как небесного тела, находящегося в полном подчинении основным законам физики, прежде всего механики, где перераспределение момента количества движения является путеводным контролером. Геологическое развитие Земли связано с этим фактом, подчинено ему и определяет закономерности, периодичность которых сообразна периодичности соответствующих эффектов, связанных с движением Земли в Галактике.

В тесной связи с этими положениями находится распределение важнейших полезных ископаемых Земли.

Геологические особенности развития Земли рассмотрим на материалах наиболее полно изученного интервала ее истории — фанерозоя, в течение которого Земля (Солнечная система) сделала два полных оборота в Галактике и уже завершает третий.

Одна из важнейших черт тектонического развития Земли — ее цикличность. Любые внутренние процессы, в том числе и накопление тепло-

вой энергии в недрах, не в состоянии объяснить относительную правильность периодичности тектогенеза и примерную синхронность (несмотря на различные отклонения) в пределах далеко отстоящих друг от друга регионов. Попытки связывать эту цикличность с внутренними процессами равносильны попытке создавать вечный двигатель. Только лишь внешние (космические) силы могут инфильтровать свою периодичность в земные процессы, обуславливая цикличность тектонических процессов разных рангов.

Детальный анализ позволяет конкретизировать следующее.

1. После прохождения перигалактика орбиты вокруг центра Галактики Земля постепенно, по мере приближения к апогалактику, уменьшает скорость движения и для сохранения момента количества движения несколько увеличивает скорость вращения, что частично увеличивает сжатие. Соответственно в приэкваториальном поясе вкладывается дополнительный момент количества движения, возникший из-за замедления движения Земли по галактической орбите. Однако по той же необходимости вкладывания этого возникшего дополнительного момента количества движения Земля несколько удаляет от оси вращения наиболее компактные образования на своей поверхности — материи, которые, приподнимаясь, также способствуют частичной утилизации возникшего излишка момента количества движения. На Земле наступает эпоха высокого стояния сиали, наступает общепланетарный геократический режим, касающийся в первую очередь воздымающихся платформ, а уже затем геосинклинально-складчатых областей, на которых сокращаются морские площади и часто происходит всеобщая регрессия. Геократические эпохи несколько запаздывают, приурочиваясь в основном к галактической осени (аналогично запаздыванию современных приливных эффектов).

Все известные в фанерозое геократические режимы в развитии сиали каждый раз почти точно приурочивались к эпохам после прохождения Землей своего апогалактика — ко второй половине галактического лета и к галактической осени (см. рис. 1). Это было перед кембрием и в раннем кембрии, затем в конце силура — начале девона, позже — в конце перми, главным образом в триасе и, наконец, в палеоген-миоцене. За весь фанерозой не было ни одного случая, чтобы в галактическую осень на Земле не наступал геократический режим. Эта чудесная дисциплина подчинения галактических режимов Земли ее прохождению через одни и те же определенные участки своей галактической орбиты, а именно в эпохи галактической осени, поражает своей стройностью и постоянной выдержанностью (см. рис. 1).

2. По мере приближения к апогалактику и с уменьшением скорости движения Земли набирают темп инерционные силы, которые стимулируют сдвигание и перемещение к этому времени уже высоко приподнявшихся платформ. Поскольку наибольшее количество движения связано с массами в низких широтах, то именно низкоширотные платформы раньше других начинали миграцию (перемещение). Так как в фанерозое Гондвана (тогда как Евразия располагалась в умеренных широтах), то естественно, что экваториальные и приэкваториальные платформы (южные платформы в обычном понимании), а именно гондванские, должны были начать и начали перемещение несколько раньше, чем платформы высоких широт Северного полушария.

Дрейф континентов, обусловленный закономерностями перераспределения момента количества движения Земли в ходе ее движения в Галактике, всегда приходится на галактическую осень, т. е. происходит после того, как материи оказываются высоко приподнятыми. Все известные на Земле эпохи усиления движения платформ также приходятся на галактическую осень. К ним относится усиление перемещения в силуре — нижнем девоне (слабое), в конце перми и главным образом в триасе (интенсивное) и кайнозое. При этом южные платформы, как правило, начинали дрейф раньше, чем северные.

Земля движется вокруг Солнца в прямом направлении (с запада на восток), вращается она вокруг оси в том же направлении. Но сама Солнечная система (с Землей в том числе) движется вокруг центра Галактики уже в обратном направлении. Инерционные эффекты в подобных обстоятельствах при движении от перигалактия к апогалактию обуславливают тенденцию к смещению наименее прочных участков планеты (земной коры и подстилающих участков мантии) на запад, т. е. в направлении, обратном вращению Земли. Максимального размаха это явление достигает тогда, когда ускорение становится максимальным, особенно при нарастании его положительных величин. Это приходится на конец галактического лета и на галактическую осень (время релаксации). Поскольку после прохождения апогалактия инерционный эффект быстро утрачивается, наиболее благоприятные условия для его проявления возникают в конце галактического лета и в начале галактической осени.

Инерционный эффект в естественных условиях отсутствия свободного передвижения по планете земной коры и непосредственно подстилающей мантии приводит к вспучиванию, и наиболее монолитные участки (материки) как бы стремятся встать «на дыбы», приподнимаются. Тем самым вблизи апогалактия основные эффекты космического генезиса — релятивистский и инерционный — приводят (каждый со своей стороны) к одному и тому же явлению — поднятию наиболее выступающих участков планеты, в первую очередь материков. Таким образом, к началу галактической осени материки оказываются приподнятыми, сially находится гипсометрически наиболее высоко. Это и определяет последующий дрейф.

Итак, в истории Земли все геократические эпохи (эпохи высокого стояния сially и общепланетарных регрессий) должны приурочиваться и действительно приурочиваются к интервалам времени прохождения вблизи апогалактия галактической орбиты, и в короткий отрезок времени, непосредственно следующий за этим, они приурочиваются к концу галактического лета и началу (первой половине) галактической осени.

При движении Земли (Солнечной системы) от апогалактия к перигалактию рассмотренные процессы идут в обратном направлении. Инерционный эффект создает тенденцию к перемещению материков в направлении на восток. Однако этот восточный дрейф, приурочиваясь к эпохе прохождения через перигалактий, уже не поддерживается релятивистским эффектом, который, скорее всего, противодействует ему (опускания, а не воздымания сially). Поэтому восточный дрейф является слабым и более всего приурочивается к высоким широтам, обуславливая тем самым некоторые повороты на восток высокоширотных материков (их периферийных участков) по отношению к низкоширотным.

Тектогенез, являющийся в конечном счете функцией ускорения Земли в Галактике, протекает непрерывно, но с активностью, изменяющейся сообразно изменению ускорения.

3. В общем основным является западный дрейф, приуроченный ко второй половине галактического года (к третьему кварталу), к эпохам после прохождения апогалактия, когда ускорение в движении Земли в Галактике нарастает, причем с положительным знаком (см. рис. 1). Западный дрейф приурочивается к интервалу времени, когда ускорение в движении Земли принимает значения от нуля до  $+0,8$  мм/с в год (это соответствует примерно интервалу времени 0—45 млн лет после прохождения Землей апогалактия своей галактической орбиты). В этот период релятивистские эффекты также способствуют дрейфу. Приэкваториальные материки начинают перемещение раньше, нежели средне- и высокоширотные.

4. Важнейший закон природы — постоянство момента количества движения — обуславливает все многообразие геологических и географических процессов. Интенсивный размыв материков и переброска больших количеств денудированных пород в опускающиеся участки (геосинклинальные, платформенные), т. е. перевод их в более низкое гипсометриче-

ское положение, равно как и снос (переброска) их в более высокоширотные области, — все это координируется в принудительном порядке перераспределением момента количества движения. Последнее обуславливает и изменение скорости вращения Земли, и ее ротационную компоненту.

Далее, при подходе к апогалактию, когда уменьшается скорость движения Земли и релятивистский эффект приводит к необходимости «реализовать» возникший «излишек» мгновенного момента количества движения, а инерционный эффект создает неустойчивость, усиливаются орогенетические движения, которые, удаляя от оси вращения Земли значительные массы горных пород геосинклинальных трогов, берут на себя часть возникающего «излишка» момента количества движения. Орогенетические движения, тем самым, должны быть длительным процессом. Однако их пароксизмы приурочиваются к определенным эпохам движения Земли в Галактике, концентрируясь вблизи апогалактия и после этого, нередко охватывая также отрезок времени непосредственно перед всеобщим воздыманием суши и особенно после него, когда начинается западный дрейф материков.

5. В течение фанерозоя контрастность глобального тектогенеза Земли находится в теснейшей связи с ее движением в Галактике (рис. 2). Контрастность вертикальных движений резко возрастала после прохождения апогалактия галактической орбиты Земли\*. Как только Земля начинала увеличивать скорость движения в Галактике и уменьшать скорость вращения, в условиях наступавшего перераспределения момента количества движения контрастность тектонических движений резко возрастала. Это происходило в фанерозое каждый раз, как только Земля, пройдя апогалактий, вступала во второе галактическое полугодие.

Контрастность тектогенеза (разница площадей размыва и накопления

в пределах материков — платформ и геосинклинально-орогенных областей) для трех первых полугодий фанерозоя составляла в среднем  $0,7 \times 10^6$  км<sup>2</sup>/млн лет, тогда

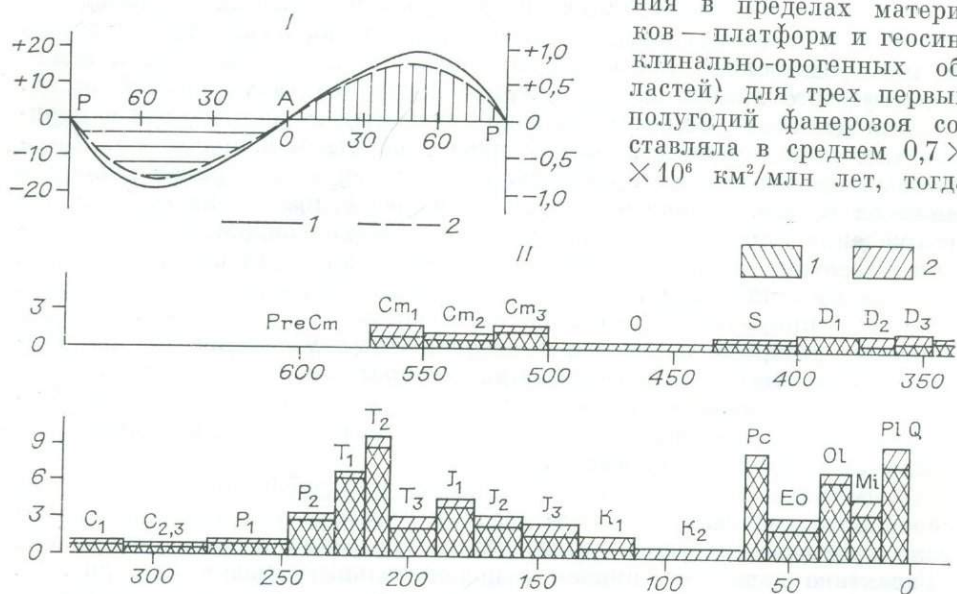


Рис. 2. Движение Земли в Галактике, приращение гравитационного потенциала Галактики и соотношение с ними контрастности глобального тектогенеза Земли в фанерозое.

I — приращение гравитационного потенциала Галактики вдоль орбиты Солнечной системы в Галактике (1) (шкала слева) и ускорение в движении Земли в ее галактической орбите (2) (шкала справа); II — контрастность глобального тектогенеза. По горизонтали — время (млн лет, геологические эпохи), по вертикали — контрастность глобального тектогенеза Земли, представленная изменением площадей размыва и накопления в пределах материков, отражающих интенсивность общепланетарных дифференциальных контрастных движений в ту или иную эпоху,  $10^6$  км<sup>2</sup>/млн лет. Разница площадей размыва и накопления в единицу времени: 1 — материков, 2 — платформ (площади размыва) и геосинклинальных областей (площади накопления).

\*Первичные данные для рис. 2 и 3 заимствованы из работы А. Б. Рогова [5]. На основе их переработки сделаны расчеты, приведенные на этих рисунках.

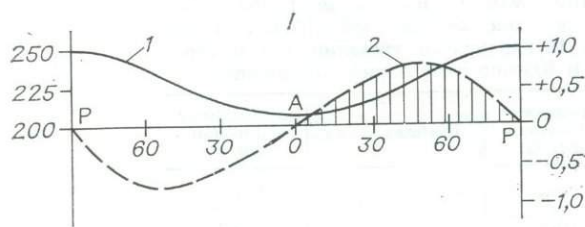
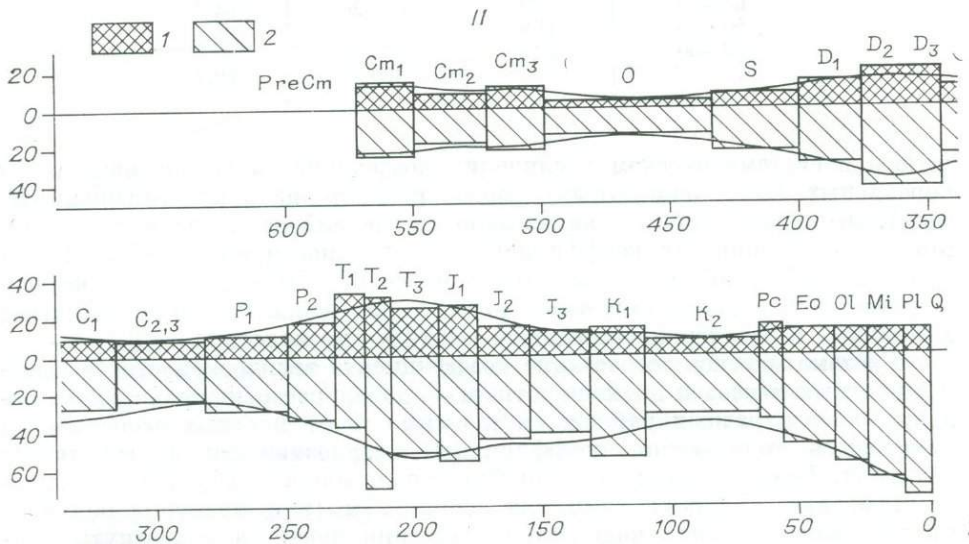


Рис. 3. Движение Земли в Галактике, ее скорость и ускорение и средняя скорость погружения областей накопления в фанерозое. I — скорость (1) и ускорение (2) движения Солнечной системы (Земли) в Галактике, км/с, км/с в 1 млн лет; II — средняя скорость погружения, м/млн лет: платформ (1) и геосинклинальных областей (2). Кривые линии — средние дважды скользящие по трем соседним эпохам.



как для второго галактического полугодия она равнялась в целом  $3,9 \times 10^6$  км<sup>2</sup>/млн лет, т. е. в 5–6 раз больше. Сопоставление трех галактических лет показывает, что в первом галактическом полугодии фанерозоя общая контрастность тектогенеза в общем сохраняется ( $0,57$ ;  $0,77$  и  $0,67 \times 10^6$  км<sup>2</sup>/млн лет соответственно). Однако во втором галактическом полугодии фанерозоя общая контрастность тектогенеза постепенно увеличивается ( $0,8$ ;  $5,1$ ;  $5,5 \times 10^6$  км<sup>2</sup>/млн лет соответственно в первом, втором и третьем галактическом полугодии). Таким образом, примечательно сохранение в фанерозое общей интенсивности тектогенеза в первом полугодии и усиление (в 5–7 раз) — во втором.

6. Средняя скорость погружения областей накопления существенно возрастала во вторую половину галактического года, т. е. на пути Земли от апогалактики к перигалактике (рис. 3). Картина настолько наглядна, что не требует пояснений. Она полностью соответствует вышеизложенному о темпах тектогенеза Земли на разных участках ее галактической орбиты. Примерно соответственно возрастает темп образования осадочных пород. Часто увеличивалась и средняя скорость подъема областей размыва (платформ, орогенных областей).

7. В вулканологии введено [4] понятие о коэффициенте эксплозивности ( $E$ ) (отношение объема рыхлых извергнутых масс ко всему объему извергнутых веществ). Для всей Земли осредненный коэффициент эксплозивности принят равным 84%. Для разных районов он различен. Вычисленные нами осредненные поширотные коэффициенты эксплозивности приведены в табл. 1; для большей надежности вначале исчислялось поширотное изменение объема лавы (отдельно) и рыхлых веществ, извергнутых вулканами, причем по дважды скользящим 10-градусным трехпоясным интервалам; затем взято отношение объемов рыхлых масс к объему извергнутого вещества по всему широтному поясу. Подсчет обобщенных общепланетарных коэффициентов эксплозивности по широтным поясам Земли выявляет интересную и важную особенность, заключающуюся

Т а б л и ц а 1. Поширотное изменение глобальной эксплозивности вулканизма Земли (684—1976 гг.) по дважды скользящим 10-градусным трехполюсным интервалам (Северное и Южное полушария совмещены)

Широта, град	Коэффициент эксплозивности, %	Широта, град	Коэффициент эксплозивности, %
80—90	5,2	30—40	74,2
70—80	16,4	20—30	84,1
60—70	24,3	10—20	84,7
50—60	62,8	0—10	93,2
40—50	65,8	В целом	80,9

щуются в систематическом увеличении коэффициента эксплозивности от бореальных (высокоширотных) поясов к экваториальным (низкоширотным). Это происходит без каких-либо нарушений от пояса к поясу. На приполярных широтах коэффициент эксплозивности низок — 5,2—16,4% для поясов 70—90°, увеличивается в поясе 60—70° — 24,3%, резко возрастает к субтропическому поясу — 84,1% для пояса 20—30° и достигает максимума в экваториальном поясе — 93,2% для поясов 0 ± 10°.

Систематическое возрастание коэффициента эксплозивности от высокоширотных поясов к низкоширотным — глобальное общепланетарное явление, хотя в разных районах, в зависимости от местных особенностей геологического строения, коэффициенты эксплозивности имеют любые значения. Возрастание коэффициента эксплозивности обусловлено законами механики, требующими для сохранения (или пропорционального приращения) момента количества движения переноса извергнутых веществ на разные расстояния в разных широтных поясах.

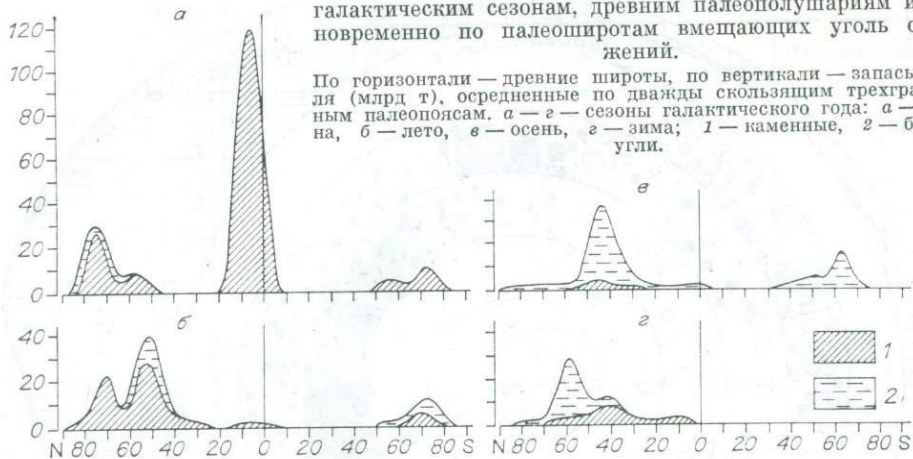
8. Общий анализ тектогенеза показывает, что тектонические движения происходили непрерывно, но их интенсивность возрастала в определенные эпохи, предопределяемые галактическими особенностями движения Земли. Таким образом, намечаются эпохи усиления тектогенеза, которые разобщены более продолжительными эпохами меньшей тектонической активности. Эти эпохи усиления и ослабления тектогенеза совместно очерчивают циклы (геотектонические этапы) продолжительностью в галактический год. Роль и значимость различных типов тектонических движений в целом изменяются в течение галактического года сообразно с их особенностями (движения колебательные, волновые, орогенические, разрывные). Темпы, интенсивность и масштабы этих тектонических движений, отличаясь между собой, в то же время в разные эпохи определяются тем, на каком участке галактической орбиты находится Земля в ту или иную эпоху или, иначе говоря, местонахождением эпохи в галактическом году.

Тектогенез, будучи связанным с движением Земли в Галактике, является циклическим — то усиливающимся, то ослабевающим. Отличительная его черта — пульсационный характер.

Можно рассмотреть распределение различных горючих полезных ископаемых на фоне галактического движения Земли. Нефть и газ характеризуются подвижностью, способностью к миграции (латеральной, межформационной и др.). Поэтому мы остановимся на анализе размещения твердых горючих ископаемых — каменного и бурого угля. Уголь не мигрирует — и отпадают возможные возражения, связанные с его подвижностью.

Образованию мощных пластов угля способствовал ограниченный набор палеотектонических условий. Складкообразующие движения, как и волновые, приводящие к выклиниванию пластов, не благоприятствуют образованию мощных угольных пластов на значительных территориях. Они могут способствовать возникновению не грандиозных угольных бассейнов, а отдельных изолированных месторождений. Наилучшими палео-

Рис. 4. Распределение достоверных запасов угля Земли по галактическим сезонам, древним палеополушариям и одновременно по палеоширотам вмещающих уголь отложений.



тектоническими условиями образования обширных угольных бассейнов с выдержанными угольными пластами на больших расстояниях являются умеренно нисходящие движения больших блоков земной коры вдоль разломов, сопровождающиеся накоплением на дневной поверхности органического (гумусового) вещества в лагунных и бассейновых условиях. Такие условия в фанерозое существовали в отдельные эпохи и в отдельных поясах.

Каждому галактическому сезону соответствуют свои оптимальные палеошироты максимального угленакопления. При этом каменный уголь сосредоточивается в отложениях преимущественно галактической весны и галактического лета (рис. 4), а бурый — в отложениях прежде всего галактической осени.

В отложениях каждого галактического сезона наблюдается резкая концентрация угля в узких палеоширотных поясах. В условиях галактической весны такими палеоширотами являются приэкваториальные ( $0-12^\circ$ ) и бореальные ( $54-78^\circ$ ), где содержание угля на единицу площади древних поясов в  $60-100$  раз больше, чем в остальных палеоширотных поясах Земли ( $12-54^\circ$  и  $78-90^\circ$ ). От галактической весны к лету, далее к осени и зиме в обоих древних полушариях Земли закономерно снижаются высокоугленосные палеошироты:  $54-78^\circ$  (весна) —  $45-75^\circ$  (лето) —  $39-69^\circ$  (осень) —  $36-60^\circ$  (зима). Здесь содержание угля на единицу площади древних поясов в  $10-40$  раз больше, чем в остальных синхронных палеопоясах Земли.

Каменные угли сосредоточиваются главным образом в отложениях галактической весны и галактического лета, их в  $2-5$  раз меньше в отложениях галактической зимы и в  $10-20$  раз меньше в отложениях галактической осени (рис. 5). Бурые угли образовывались преимущественно в галактическую осень — до  $80-90\%$  всех углей Земли.

Итак, интенсивность углеобразования в фанерозое увеличивалась в галактическую весну и затем в галактическое лето.

Выявляются четыре интересные особенности (см. рис. 4). Во-первых, на Земле в фанерозое существовали две группы палеоширотных поясов максимального углеобразования — приэкваториальная и бореальная. Приэкваториальная группа углеобразования ( $0-12^\circ$ ) максимально была выражена в галактическую весну; в галактическое лето эта выраженность существенно ослабевала, и индивидуальность группы сводилась почти на нет в последующие галактические сезоны (осень и зиму). Бореальные палеошироты максимального углеобразования в целом почти симметричны в Северном и Южном палеополушариях Земли, хотя в Южном они имели тенденцию располагаться в несколько более высоких широтах.

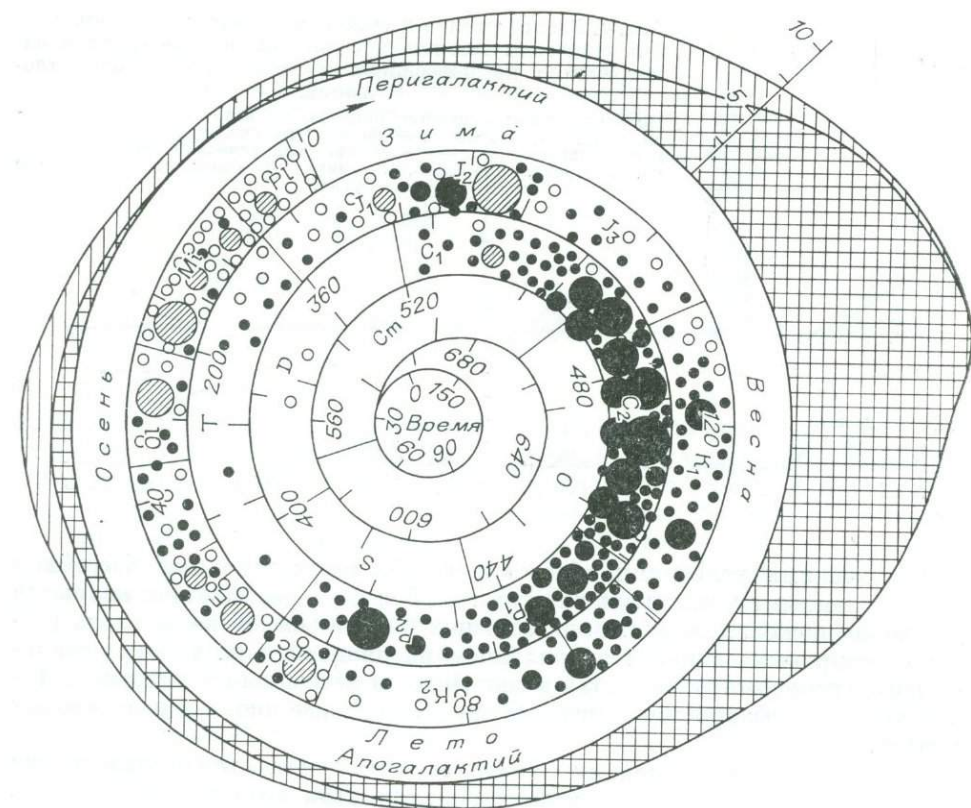


Рис. 5. Спиральная диаграмма распределения на Земле всех запасов угля по отдельным стратиграфическим комплексам и галактическим сезонам космического года. Шкала времени (отсчитывается от ныне в прошлое) отложена для удобства над спиралью или под ней. Каждый оборот спирали соответствует продолжительности галактического года в 176 млн лет. Перигалактий находится сверху диаграммы, апогалактий — внизу. 1—6 — начальные запасы угля (млрд т): 1 — 80—120, 2 — 60—80, 3 — 40—60, 4 — 20—40, 5 — 5—20, 6 — 1—5 и иногда меньше; 7 — каменный, 8 — бурый угли. Интегральная интенсивность углеобразования в фанерозое на разных участках солнечной орбиты (млрд т/млн лет или тыс. т/год) (шкала сверху, перпендикулярно окружности); 9 — каменный, 10 — бурый угли.

Во-вторых, интенсивность углеобразования в фанерозое постоянно была намного выше в бореальных широтах Северных палеополушарий.

В-третьих, максимальное образование каменных углей отмечается в галактическую весну и галактическое лето, минимальное — в галактическую осень. Образование бурых углей происходило постоянно, однако их посезонная роль была обратна таковой для каменного угля, и максимумы почти преимущественного образования бурых углей приходится на галактическую осень (по данным достоверных запасов и геологических запасов и ресурсов).

В-четвертых, высокие (бореальные) палеошироты максимального углеобразования в течение галактического года смещаются от наиболее высоких древних широт в галактическую весну к меньшим широтам в галактическое лето и к еще меньшим в галактическую осень и галактическую зиму. Это смещение от галактической весны к лету и осени хорошо выдерживается, причем смещения более значительны в Северных палеополушариях. Лишь галактическая зима немного уклоняется от отмеченного выше внутригодового (в смысле галактического года) снижения палеоширот со сменой галактических сезонов (см. рис. 4).

Данные распределения геологических ресурсов угля в отдельных галактических сезонах распределяются более избирательно, тогда как по степени концентрации углей в залежи в высокоугленосных палеоширотах

Т а б л и ц а 2. Палеоширотное размещение достоверных запасов угля Земли (%) по дважды скользющим трехградусным древним поясам

Палеоширота, град	Палеополушарие		Палеоширота, град	Палеополушарие		Палеоширота, град	Палеополушарие	
	Северное	Южное		Северное	Южное		Северное	Южное
87—90	0,1	—	54—57	4,8	0,9	24—27	0,2	—
84—87	0,2	—	51—54	4,7	0,5	21—24	0,2	—
						18—21	0,3	—
81—84	0,2	0,0	48—51	4,7	0,5	15—18	1,0	—
78—81	0,7	0,5	45—48	4,7	0,3	12—15	2,3	0,0
75—78	1,9	0,9	42—45	4,4	0,1	9—12	5,5	0,0
72—75	3,3	1,5	39—42	3,6	0,1	6—9	7,8	0,0
69—72	3,7	1,3	36—39	2,3	0,0	3—6	8,7	0,4
66—69	2,6	1,3	33—36	1,4	0,0	0—3	5,8	2,7
63—66	2,1	1,2	30—33	0,6	—			
60—63	2,7	1,6	27—30	0,4	—			
57—60	4,2	1,1				0—90	85,1	14,9

наблюдается четкая цикличность галактического внутригодового изменения интенсивности углеобразования (табл. 2).

Итак, использование галактических показателей позволяет повысить эффективность долгосрочной перспективной оценки грандиозных угольных бассейнов и обуславливает появление нового корректирующего критерия для установления меры достоверности возможных топливных ресурсов отдельных регионов Мира. Наконец, этот фактор позволяет косвенно судить о возможных перспективах угленосности еще неразбуренных глубокопогруженных конкретных свит и горизонтов.

Периодичность движения Земли в Галактике обуславливает цикличность многих геологических процессов и на их фоне цикличность распределения полезных ископаемых (в том числе и горючих). Эта связь — закономерное следствие природных взаимодействий. По мере уменьшения масштабы объектов нередко ослабевает проявление космической цикличности и все более разнообразными становятся уменьшающиеся по рангу мелкие циклы (ритмы), зачастую в скрытой форме также связанные с космической периодичностью (цикличностью).

Эндогенно-тектоническая цикличность отражает космическую цикличность преобразования условий, в которых пребывает Земля. Даже такой глубинный процесс, как дифференциация вещества в Земле (и как следствие — разная направленность уплотнения в ее геосферах), в конечном счете регулируется космическими факторами саморазвития Земли. Периодичность перераспределения момента количества движения Земли в Галактике (около 176 млн лет) прямо и непосредственно обуславливает галактическую цикличность той же продолжительности в ее пульсе, а четыре сезона галактического года, продолжительностью по 40—50 млн лет — геологические периоды с той же продолжительностью [12, 13, 16 и др.].

Важнейший закон природы — постоянство момента количества движения — обуславливает все многообразие геологических процессов. Интенсивный размыв материков и переброска больших количеств денудированных пород в опускающиеся участки (геосинклинальные, платформенные), т. е. перевод их в более низкое гипсометрическое положение, равно как и снос (переброска) их в более высокоширотные области, — все это координируется в конечном счете в принудительном порядке перераспределением момента количества движения. Последнее обуславливает и изменение скорости вращения Земли, и ее ротационную компоненту.

Вся геологическая жизнь Земли, закономерности ее развития, периодичность и цикличность (ритмичность) ее основных геотектонических этапов, — все это регулируется в итоге обычными физическими законами, которые контролируют и направляют это многообразие при движении

Земли в Галактике. Галактическое бытие Земли регулирует ее развитие и, естественно, многие особенности размещения полезных ископаемых в земной коре.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Балуховский Н. Ф. Геологические циклы.— Киев: Наук. думка, 1960.— 168 с.
2. Космос и эволюция организмов/Под ред. Н. П. Крамаренко и А. Л. Чепалыга.— М., 1974.— 365 с.
3. Периодические процессы в геологии/Под ред. Н. В. Логвиненко.— Л.: Недра, 1976.— 264 с.
4. Ритман А. Вулканы и их деятельность.— М.: Мир, 1964.— 440 с.
5. Ронов А. Б. Вулканизм, карбонатакопление, жизнь // Геохимия.— 1976.— № 8.— С. 1252—1277.
6. Тамразян Г. П. Геологические революции и космическая жизнь Земли // Докл. АН АзССР.— 1954.— Т. 10, № 6.— С. 433—438.
7. Тамразян Г. П. Геотектоническая гипотеза // Изв. АН АзССР.— 1957.— № 12.— С. 85—115.
8. Тамразян Г. П. О периодических изменениях климата и некоторых вопросах палеогеографии // Сов. геология.— 1959.— № 7.— С. 143—149.
9. Тамразян Г. П. О наличии пульсаций Земли, сопряженных во времени с солнечной активностью // Докл. АН СССР.— 1962.— Т. 147, № 6.— С. 1361—1364.
10. Тамразян Г. П. О некоторой роли космических факторов в проявлениях грязевого вулканизма // Уч. зап. Азгосуниверситета. Сер. геол.-геогр.— 1962.— № 1.— С. 87—94.
11. Тамразян Г. П. Пространственно-временная сопряженность деятельности вулканов как один из признаков наличия глубинного разлома и некоторые вопросы ее периодичности // Геология и разведка.— 1963.— № 2.— С. 3—19.
12. Тамразян Г. П. Цикличность — отражение развития Земли // Природа.— 1964.— № 1.— С. 107—110.
13. Тамразян Г. П. Некоторые главнейшие планетарные тектонические закономерности и их причинные связи // Геология и разведка.— 1967.— № 11.— С. 3—17.
14. Тамразян Г. П. Движение Земли в Галактике и связанные с ним важнейшие особенности глобального распределения некоторых полезных ископаемых // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле.— 1977.— № 6.— С. 12—17.
15. Тамразян Г. П. Сейсмотектоническая активность Земли в координатах лунного склонения и лунного времени // Докл. АН АрмССР. Науки о Земле.— 1980.— № 2.— С. 98—103.
16. Tamrazyan G. P. The global and geological regularities of the Earth's development as a reflection of its cosmic origin (as a sequence of interaction in the course of Galactic movement of the Solar System) // Trans. Inst. Mining and Metallurgy.— Ostrava, Czechoslovakia.— 1967.— P. 5—24.
17. Tamrazyan G. P. Principal regularities in the distribution of major earthquakes relative to solar and lunar tides and other cosmic forces // Intern. Journal of the Solar System.— U. S. A.— 1968.— V. 9, N 3.— P. 574—592.
18. Tamrazyan G. P. The twisting of the Earth as one of the last global features in its development, connected with the distribution of the moment of momentum // Israel Journal of Earth-Sciences.— Israel.— 1971.— V. 20, N 1.— P. 1—6.
19. Tamrazyan G. P. Mud Volcanoes // Science Today.— India.— 1972.— December.— P. 43—44.
20. Tamrazyan G. P. Peculiarities in the manifestation of gaseous mud volcanoes // Nature.— England.— 1972.— N 240.— P. 406—408.
21. Tamrazyan G. P. Sobre las fuerzas moviles principales del desarrollo de la Tierra (El movimiento del sistema solar en la Galaxia, los efectos relativistas y de inercia que aparecen y los procesos geologicos principales causados por estos efectos) // Boletin de la Academia de Ciencias Fisicas, Matematicas y Naturales.— Venezuela.— 1983.— T. XLIII, N 131—132.— P. 229—279.

Г. П. ТАМРАЗЯН, С. Т. ОВНАТАНОВ

## ОБЩЕПЛАНЕТАРНЫЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ РИТМЫ МИГРАЦИИ АРЕАЛОВ МАКСИМАЛЬНОГО НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ

Одним из важнейших достижений наук о Земле в последнее десятилетие явилось установление поширотной зональности многих природных явлений. Это касается физико-географических процессов, терригенной и биогенной седиментации, а также распределения нефти, газа, каменного

и бурого угля, горючих сланцев. Идеи мобилизма позволяют восстанавливать былые положения материков, их частей и тем самым определять древние широты нефтяных и газовых залежей (месторождений), причем конкретно для эпох образования отложений, вмещающих нефть и газ. Внутри- и межформационная миграция может лишь усложнить общее размещение нефти и газа, исключения из этого редки и имеют локальное значение.

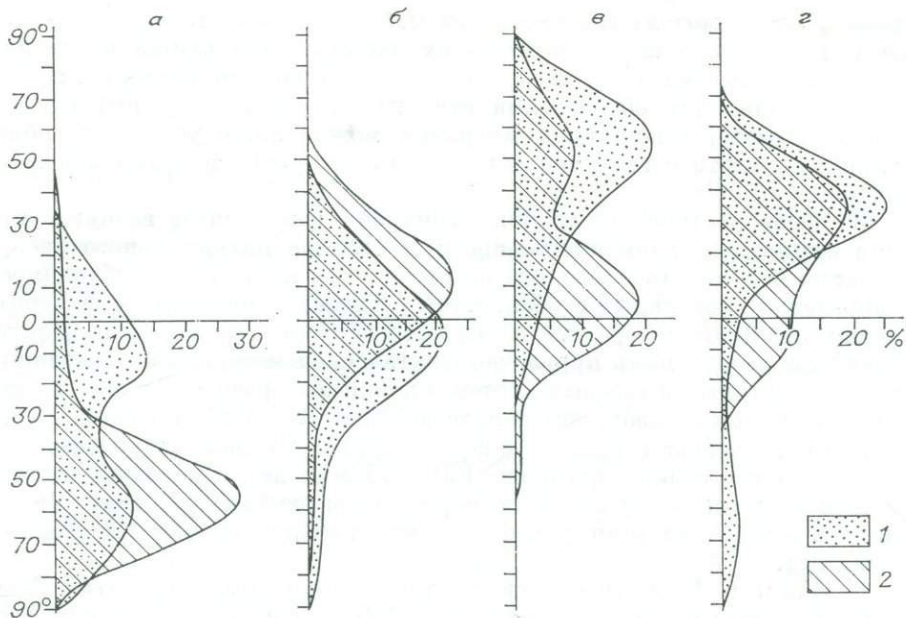
На фоне достижений теории мобилизма континентов возникла проблема возможного наличия поширотных ареалов максимального распространения нефте- и газоносности на Земле. Так появилась необходимость установления глобальных особенностей возможной миграции в фанерозое главных поширотных ареалов и нефтегазообразования на Земле. Для решения этой задачи нами привлечен фактический материал по палеоширотам всех нефтяных и газовых месторождений фанерозоя. Причем рассмотрены два этапа палеозоя: нижнепалеозойский (кембрий, ордовик, силур) и верхнепалеозойский (девон, карбон, пермь). Продолжительность каждого из них составляет примерно 160—175 млн лет. Продолжительность третьего (мезозойского) этапа примерно такая же (173 млн лет). Четвертый (кайнозойский) этап развития Земли начался недавно, возраст его 67 млн лет.

В целом в фанерозое имеются три полных этапа развития Земли (каждый продолжительностью по 160—175 млн лет) и начальная часть (2/5) четвертого (кайнозойского) этапа.

Кратко коснемся методики исчисления осредненных показателей размещения залежей углеводородов. Для осреднения и получения систематической составляющей использован метод скользящих по трехгруппам палеоширот. Для большей надежности применяется метод дважды скользящих по трехгруппам измеряемой величины. Это позволяет выявить систематическую тенденцию в изменении (распределении) нефти и газа по древним широтам. Дважды осредненная величина распределения количества углеводородов по широтным поясам достаточно надежно выявляет систематическую тенденцию в их изменении. Осредненная величина количества углеводородов, приходящегося на каждый 10-градусный пояс, исчисляется как средняя из данных по этому палеопоясу и двух соседних палеопоясов. Дважды произведенным осреднением достигается более надежная величина, которая охватывает данные уже не трех палеопоясов (как при однократном осреднении), а пяти. При этом количество нефти (газа) каждого палеопояса расчленяется на пять частей, на долю самого определяемого палеопояса приходится 1/3 (33,33%) начальных величин реального количества углеводородов этого палеопояса. На соседние (с севера и юга) палеопояса приходится по 2/9 (22,22%) от величины массы углеводородов определяемого палеопояса и еще по 1/9 (11,11%) массы углеводородов — на два других палеопояса, расположенные еще далее (севернее и южнее), через один палеопояс.

Таким образом, величина, характеризующая количество углеводородов палеопояса, при определении по дважды скользящим 10-градусным палеоширотным поясам практически подразделяется на пять 10-градусных палеопоясов (из имеющихся всего в обоих полушариях Земли восемнадцати 10-градусных палеопоясов). При этом суммарная величина широт палеопоясов измеряется в  $50^\circ$  ( $5 \times 10^\circ$ ) и тем самым величины масс углеводородов каждого 10-градусного палеопояса разбрасываются на 5/18 всей широты Земли, от Северного полюса до Южного. Тем самым некоторые возможные неточности в определении палеоширот нефтяных и газовых залежей практически сводятся к минимуму при применении метода дважды скользящего осреднения. Несмотря на широкое рассредоточение фактических данных массы углеводородов каждого палеопояса, утрачиваются лишь второстепенные или случайные детали, не существенные для выявления систематической тенденции, которая и разыскивается.

Размещение начальных масс нефти и газа всех этапов развития Земли по дважды скользящим 10-градусным палеоширотным



Палеоширотное размещение ареалов распространения нефти и газа Земли и их смещение в фанерозое с юга на север.

По горизонтали — начальные массы нефти и газа (%), сглаженные по дважды скользящим трехгруппам 10-градусных палеоширотных поясов, по вертикали — древние широты. *а* — *г* — этапы: *а* — ранний палеозой (кембрий, ордовик, силур), *б* — поздний палеозой (девон, карбон, пермь), *в* — мезозой, *г* — кайнозой; 1 — газ; 2 — нефть.

поясов показано на рисунке. Отчетливо видно, что для всех трех полных этапов развития Земли намечается следующее. Во-первых, происходит закономерное смещение палеопоясов высокого содержания углеводородов со временем к северу: вначале из высоких широт Южного палеополушария в приэкваториальные широты Южного и Северного палеополушарий, а затем и в более высокие палеошироты Северного палеополушария. Рассмотрим этот вопрос подробно, причем отдельно для нефти и отдельно для газа. Во-вторых, наблюдается концентрация максимальных скоплений нефти (газа) на определенных палеоширотных поясах.

Нижнепалеозойские залежи нефти (кембрий, ордовик, силур) расположены практически в Южном палеополушарии (98%), где они выявляют максимальную приуроченность к палеоширотам прежде всего 50—70°Ю (здесь находится 87% всей нефти мира). На эти палеошироты приходится 49,5% нефти по дважды скользящим трехпоясным 10-градусным интервалам палеоширот. В верхнем палеозое (девон, карбон, пермь) происходит резкое смещение на север основных масс нефти и на широтных поясах между 10°Ю и 30°С располагается 92% всей нефти мира; на эту же группу палеоширот приходится 74% нефти по дважды скользящим трехпоясным 10-градусным интервалам палеоширот.

В мезозое в целом наблюдается дальнейшее смещение на север палеоширот максимального нефтеобразования. Здесь отмечается некоторое раздвоение единого ранее ареала распространения нефтеносности. При этом главный максимум примерно сохраняет свое прежнее положение и на палеошироты 0—20°С приходится 60% всей нефти мира (35% по дважды скользящим трехпоясным 10-градусным интервалам палеоширот). Кроме того, в соответствии с общей миграцией ареалов распространения нефти на север, появляется второй максимум концентрации залежей нефти, приходящейся на палеошироты 45—70°С, где сосредоточено около 30% нефти (21% по дважды скользящим трехпоясным 10-градусным интервалам палеоширот). Кстати, этот второй в мезозое максимум по широтной концентрации нефти приурочивается к палеоширотам 45—70° Северного палеополушария, т. е. к той же группе палеоширот, на кото-

рых в раннем палеозое нефтяные залежи впервые были широко распространены только в Южном палеополушарии (палеопояса  $50-70^{\circ}\text{Ю}$ ).

В целом в течение трех полных этапов развития Земли отчетливо проявляется смещение с юга на север основных поширотных ареалов распространения залежей нефти в земной коре. В четвертом этапе, представленном пока еще только его начальным (кайнозойским) интервалом, практически происходит дальнейшее смещение на север основной массы нефтяных залежей, и на палеошироты  $30-50^{\circ}\text{С}$  приходится 60% всех нефтяных залежей этого времени (34,2% по дважды скользящим трехпоясным 10-градусным интервалам палеоширот). Кайнозойский этап продолжает ту же тенденцию смещения на север поширотных поясов (ареалов) максимальной нефтеносности Земли, отчетливую по всем трем полным (завершенным) этапам развития Земли.

Центры поширотного размещения не только нефти, но и газа Земли в течение фанерозоя смещались в общем плане на север. В нижнем палеозое (кембрий, ордовик, силур) основные массы газа сконцентрированы в Южном палеополушарии, причем в двух группах палеопоясов. В одной, наиболее высокоширотной (бореальной), группе палеопоясов ( $50-70^{\circ}\text{Ю}$ ) сосредоточено 42% всех начальных масс газа Земли. В другой, приэкваториальной, группе палеопоясов ( $0-20^{\circ}\text{Ю}$ ) сосредоточено 34% начальных масс газа Земли и еще 24% газа — в приэкваториальном поясе  $0-10^{\circ}$  Северного древнего полушария. В верхнем палеозое (девон, карбон, пермь) происходит смещение на север палеоширот ареалов распространения газа, максимум которого располагается в приэкваториальных поясах обоих древних полушарий; на широтах  $\mp(0-20^{\circ})$  сосредоточено 88% всех начальных масс газа Земли. В мезозое основные массы газа Земли смещены далее к северу, располагаясь в основном (65%) на древних широтах  $50-70^{\circ}\text{С}$ . В кайнозое (отвечающем только началу нового этапа) происходит смещение основных масс газа несколько к югу (максимум располагается на палеоширотах  $30-40^{\circ}\text{С}$ ).

В пространственном палеоширотном размещении углеводородов выявляется четкое чередование поясов концентрации и поясов разрежения, которые совместно вырисовывают поширотно-зональный спектр, отличающийся постоянством своей структуры на протяжении палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Структура поширотно-зонального спектра размещения углеводородов характеризуется двумя максимумами и двумя минимумами в их палеоширотном размещении. Один из максимумов приурочивается к бореальным палеоширотам, а другой — к приэкваториальным. Между ними располагается пояс разрежения, а на полярных палеоширотах — другой (высокоширотный) пояс разрежения в размещении углеводородов Земли.

Рассмотрим подробно поширотно-зональный спектр концентрации и разрежения в пространственной дислокации углеводородов Земли. Палеоширотное распределение всех начальных масс нефти палеозойских и мезозойских отложений представлено в таблице. Как видно, максимальное количество нефти палеозоя (65,5%) приурочено к палеоширотам  $0-18^{\circ}$ . Примерно аналогичное положение отмечается и для нефтей мезозоя, 62,3% которых приходится на те же палеошироты. В целом же 62,9% всей нефти палеозоя и мезозоя планеты находится в пределах узкой группы древних широт  $0-18^{\circ}$ . Несмотря на то, что мезозойские, и особенно палеозойские, отложения подверглись в значительной мере денудации, в них сосредоточено все же 2/3 всей мировой нефти Земли, из которых 2/3 приходится на палеошироты  $0-18^{\circ}$ .

Рассмотрим палеоширотное распределение газа палеозойских и мезозойских отложений (см. таблицу). К палеоширотам  $0-18^{\circ}$  приурочено 83,1% всего газа палеозоя. В мезозое на эту группу древних широт приходится 60% всего газа Земли.

Таким образом, в распределении нефти и газа палеозоя и мезозоя выделяются две группы палеоширотных поясов, где концентрация угле-

Распределение (%) начальных доказанных масс нефти и газа по древним широтам (времени образования вмещающих отложений)

Палеоширота, град	Палеозой		Мезозой		Палеозой+мезозой	
	Нефть	Газ	Нефть	Газ	Нефть	Газ
84—90						
78—84						
72—78	—	0,3	0,1	1,6	0,1	1,1
66—72	0,3	0,1	0,6	1,6	0,4	1,1
60—66	8,1	4,4	6,1	19,6	7,4	14,7
54—60	0,0	0,4	7,8	40,4	6,1	27,5
48—54	3,7	0,8	6,6	5,5	6,0	4,0
42—48	—	0,0	0,8	1,0	0,6	0,7
36—42	0,0	0,2	5,1	7,7	4,0	5,3
30—36	6,2	1,3	0,9	3,7	2,1	2,9
24—30	8,1	3,3	3,1	0,9	4,2	1,7
18—24	8,1	6,1	5,6	6,1	6,2	6,1
12—18	19,0	39,6	5,1	1,2	8,1	13,6
6—12	22,9	16,1	21,4	4,6	21,7	8,3
0—6	23,6	27,4	35,8	6,1	33,1	13,0
Земля в целом	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. Северное и Южное палеополушария Земли совмещены

водородов максимальна. Одна из этих групп приурочена к приэкваториальной зоне (0—18°), в которой дислоцировано суммарно 62,9% всей нефти и 35,9% всего газа палеозоя и мезозоя. Другая группа древних поясов с большой концентрацией углеводородов приходится на высокие палеошироты (54—66°), где дислоцировано 13,5% всей нефти и 42,2% всего газа палеозоя и мезозоя Земли.

В целом на приэкваториальную (0—18°) и бореальную (54—66°) группы палеоширот суммарной шириной всего 30° приходится 76,4% всей нефти и 78,1% всего газа палеозоя и мезозоя Земли. Эти палеоширотные пояса отвечают зонам максимальной концентрации углеводородов планеты.

В группе древних широт 18—54°, расположенной между экваториальной (0—18°) и бореальной (54—66°) группами палеоширот, нефти в 4,5 раза (17,1%), а газа в 3,8 раза (20,7%) меньше. Если немного расширить бореальную группу широт (за счет добавления пояса 51—54°) и сделать одинаковыми (примерно по 33°) группы высоко- и низкоуглеводородсодержащих палеоширот, то обнаруживается, что палеоширотные пояса 0—18° и 51—66° (т. е. пояса максимальной концентрации углеводородов) в 4—5 раз богаче углеводородами, чем расположенные между ними палеопояса 18—51° (пояса разрежения). Это доказывает достоверность выявленной закономерности избирательной палеоширотной концентрации углеводородов палеозоя и мезозоя.

На палеозой и мезозой приходится около 500 млн лет, или 88% всей продолжительности фанерозоя, на кайнозой — всего 67 млн лет, или 12%. В кайнозой явление общепланетарной поширотной избирательности в размещении углеводородов сохранилось, а широтные пояса концентрации в их размещении, сделавшись более узкими, тем не менее сохранили свою выраженность: на палеоширотные пояса 0—12° и 30—42° приходится 65,7% нефти и 78,3% газа кайнозоя Земли.

В целом для углеводородов отчетливо проявляется поширотнo-зональный спектр концентрации и разрежения в их древнем размещении. В палеозой и мезозой в этом спектре зоны максимальной концентрации нефти и газа приурочены прежде всего к палеоширотным поясам 0—18° и 51—66°, а зоны разрежения — к палеоширотам 30(24)—50° и 75—90°. В кайнозой в меридиональном направлении отмечаются смещение и сжатие зон концентрации (0—12° и 30—42°); промежуточная зона раз-

режения подвергается сжатию ( $15-30^\circ$ ), а приполярная — растяжению ( $45-90^\circ$ ).

В фанерозое в меридиональном направлении четко проявляется поширотно-зональный спектр концентрации и разрежения в пространственной дислокации углеводородов Земли, который имеет значение важной закономерности, проявляясь во всех его эрах. Пространственная дислокация углеводородов на Земле представлена поширотно-зональными волнами концентрации и разрежения (спектр дислокации), очерчивающими общепланетарную закономерность, универсальность которой подчеркивается ее реальностью на протяжении всей истории формирования нефти и газа Земли.

В целом в фанерозое наблюдается направленное смещение с юга на север главных поширотных ареалов распространения нефти и газа. При смещении в северном направлении главных ареалов распространения нефтяных и газовых залежей наблюдается одна особенность: отмечается ритмичность в глобальной миграции в северном направлении ареалов максимальной нефтегазоносности. При направленной во времени миграции на север палеопоясов максимальной нефтегазоносности отмечается приуроченность в пространстве наибольших масс углеводородов к вполне определенным палеоширотам (бореальным, приэкваториальным), где максимальное нефтегазообразование сохраняется во времени дольше, тогда как промежуточным палеопоясам отвечают существенно меньшие темпы нефтегазообразования и быстрое прохождение через них зон нефтегазообразования. Создается впечатление, что зоны максимального нефтегазообразования на Земле перемещаются на север не плавно, а скачками, задерживаясь на определенных палеоширотах (бореальных, приэкваториальных) и быстро проходя (почти перескакивая) расположенные между ними зоны меньшего темпа образования углеводородов.

Эта пространственно-временная ритмичность размещения на Земле ареалов максимального и минимального углеводородообразования представляет собой уникальное явление природы.

С. Л. АФАНАСЬЕВ

## КЛАССИФИКАЦИИ ЦИКЛИТОВ

Основателем науки о периодичности (цикличности) является Аристотель (384—322 гг. до н. э.): «Одни и те же места не остаются всегда землею, либо всегда морем. Море приходит туда, где прежде была суша; суша вернется туда, где теперь мы видим море. Нужно притом думать, что эти изменения следуют одно за другим в известном порядке и представляют известную периодичность» (Аристотель, «Метеорология»; здесь и далее разрядка автора). Наблюдавшееся периодическое повторение тех или иных явлений привело к обобщению о трех ступенях развития. «Впервые идея трехступенчатого развития была высказана древнегреческими философами-неоплатониками, в частности Проклом. Она нашла свое выражение в работах немецких философов-идеалистов: Фихте и Шеллинга. Триада получила наиболее всестороннее развитие в идеалистической философии Гегеля, который считал, что всякий процесс развития проходит три ступени: тезис, антитезис, синтез. Вторая ступень означает отрицание первой, и переход к ней является развитием в противоположность; третья ступень является отрицанием второй, т. е. отрицанием отрицания; она по существу означает возврат к исходной форме, только обогащенной новым содержанием и на новой, более высокой основе» (Ленин. Полн. собр. соч., т. 1, с. 582). Сформулированный Гегелем один из основных законов диалектики — закон отрицания отрицания — был развит и дополнен В. И. Лениным в ряде работ.

В статье «Карл Маркс» В. И. Ленин пишет: «Развитие, как бы повторяющее пройденные ступени, но повторяющее их иначе, на более высокой базе («отрицание отрицания»), развитие, так сказать, по спирали... (Ленин. Полн. собр. соч., т. 26, с. 55).

В работе «К вопросу о диалектике» В. И. Ленин утверждает: «Познание человека не есть (respectiv — не идет по) прямая линия, а кривая линия, бесконечно приближающаяся к ряду кругов, к спирали. Любой из отрывков, обломков, кусочек этой кривой линии может быть превращен (односторонне превращен) в самостоятельную, целую, прямую линию, которая (если за деревьями не видеть леса) ведет тогда в болото, в поповщину...» (Ленин. Полн. собр. соч., т. 29, с. 322). Другими словами, закон «отрицания отрицания» Гегеля В. И. Ленин раскрывает как «развитие... по спирали». Поэтому следовало бы заменить термин Гегеля «закон отрицания отрицания» термином, сущность которого предложена В. И. Лениным, — «закон развития по спирали».

Особенность строения оболочек нашей планеты, в первую очередь ее гидросферы (1,46 млрд км<sup>3</sup>), которая в основном (94%) представлена Мировым океаном, предопределяет характер перераспределения материала выветривания земной коры. На Земле в отличие от других планет Солнечной системы (Меркурия, Венеры, Марса и др.) господствуют водная транспортировка материала выветривания и захоронение его в субаквальных условиях, хотя он, как и на других планетах, представлен преимущественно обломками. Таким образом, формирование осадочных пород происходит на Земле в основном в водной среде, прежде всего на дне Мирового океана. Осадочные и метаморфические горные породы составляют основную часть оболочек земной коры, ее стратисферу, которая является уникальной библиотекой, где записаны все события почти пяти-миллиарднолетней истории Земли.

Стратиграфические подразделения, или стороны, отражают закон отрицания Гегеля, или лучше закон В. И. Ленина — развитие по спирали.

Стратон — это геологическое тело, сформировавшееся за определенный отрезок времени и имеющее квазиизохронные границы. Различают четыре категории стратонов: литомы (литмы), циклиты, биомы и магнитные интервалы (магнитомы).

«Литомы — это любого масштаба, состава и возраста ассоциации, комплексы осадочных образований» [5]. Они, как правило, являются стратонами. Циклит — последовательный ряд литом, отражающий тезис и антитезис Гегеля или виток спирали (геологического) развития В. И. Ленина, от пульситов и микрослойков до земной коры в целом. «Геологическая история нашей планеты есть не что иное, как история следующих друг за другом циклов». Биома представляет собой «тело осадков, отложившихся в одинаковых биологических условиях», биостратиграфический эквивалент термина литома (литм). Магнитный интервал — это стратон с определенной палеомагнитной характеристикой, магнитостратиграфический эквивалент термина литома (литм).

Рассмотрим различные классификации циклитов.

**Классификация циклитов по составу отложений.** По новейшим данным [7], в Мировой океан за один год поступает около 27 млрд т осадочного материала, в том числе 22,6 млрд т (84%) терригенного и глинистого, 2—3 млрд т (9%) вулканогенного, около 2 млрд т биогенного (7%) и примерно 0,5 млн т (0,02%) космогенного. Терригенный обломочный и глинистый материал в основном поступает с речным стоком (18,5 млрд т в год — 70%), в виде эоловых (около 1,7 млрд т в год — 6%) и ледниковых отложений (1,5 млрд т в год — 6%), вследствие абразии берегов и дна (около 0,5 млрд т в год — 2%). Биогенный осадочный материал представлен карбонатными (1,4 млрд т в год — 5%) и кремнистыми образованиями (0,5 млрд т в год — 2%).

По сводке [8] суммарный объем осадочных и вулканогенных отложений в пределах современных материков за фанерозой составляет 638 млн км<sup>3</sup>, или  $1,37 \cdot 10^{18}$  т. Обломочные и глинистые формации фане-

розоя материков составляют 65,5%, карбонатные — 17,7, вулканогенные — 15,8, эвапоритовые — 1,0%; те же формации антропогена материков — соответственно 88,5; 2,4; 9,3 и 0,1%.

Из изложенного следует, что фанерозойские осадочные и вулканогенные формации земной коры сложены в основном терригенным обломочным и глинистым материалом (57,3%), а также биогенным (29,2%), вулканогенным (13,0%), хемогенным (0,5%) и космогенным (0,02%). Поэтому предлагается выделять пять категорий циклитов по составу: кластогенные, или кластоциклиты (57,3% всех циклитов); биогенные, или биоциклиты (29,2%); эффузивные, или эффициклиты (13,0%); хемогенные, или хемоциклиты (0,5%); космогенные, или космоциклиты (0,02%).

**Классификация циклитов по структуре** (в основном для кластоциклитов) разработана А. А. Трофимуком и Ю. Н. Карогодиным [9]. Эти исследователи выделили прогрессивные циклиты, или проциклиты (про); регрессивные, или рециклиты (ре); прогрессивно-регрессивные, или про-рециклиты (про-ре) и регрессивно-прогрессивные, или ре-проциклиты (ре-про). Чаще встречаются проциклиты. Во флишевой формации они составляют свыше 99% всех циклитов.

**Классификация циклитов по их мощности** построена в соответствии с системой СИ для единиц длины. Основной единицей является, по старому определению, «десятимиллионная часть четверти парижского географического меридиана, названная М» (метром) (см. БСЭ, 2-е изд., т. 27, с. 318). Выделяются следующие классы циклитов по их мощности: метровый циклит; десятиметровый, или декациклит; стометровый, или гектациклит; километровый, или килоциклит; декакилометровый, или декакилоциклит; дециметровый, или децициклит; сантиметровый, или сантициклит; миллиметровый, или миллициклит; децимиллиметровый, или децимиллициклит; сантимиллиметровый, или сантимиллициклит; и т. д. В каждом из указанных классов циклитов с границами  $1 \cdot 10^n$  —  $1 \cdot 10^{n+1}$  м выделяются три подкласса: мелкие ( $1-2 \cdot 10^n$  м), средние ( $2-5 \cdot 10^n$  м) и крупные ( $5-10 \cdot 10^n$  м) циклиты.

**Классификация циклитов по площади развития.** В соответствии с предложенной классификацией типов и классов структурных элементов земной коры по площади [2] выделяются четыре типа циклитов: а) глобальные, или геоциклиты, соответствующие по площади развития (S) геосегментам ( $S > 40$  млн км<sup>2</sup>); б) субглобальные, или субциклиты, соответствующие по площади развития геоблокам ( $S = 0,38-40$  млн км<sup>2</sup>); в) региональные, или регоциклиты [6], соответствующие по площади развития структурно-формационным элементам земной коры ( $S = 0,2-380$  тыс км<sup>2</sup>); г) локальные, или локациклиты, соответствующие по площади развития локальным структурам ( $S < 200$  км<sup>2</sup>). Каждый тип подразделяется на 2—5 классов (табл. 1): 1) собственно геоциклиты 1-го класса, соответствующие геосегментам ( $S > 120$  млн км<sup>2</sup>); 2) гемигеоциклиты 2-го класса, совпадающие по площади развития с гемигеосегментами ( $S = 40-120$  млн км<sup>2</sup>); 3) субгеоциклиты 3-го класса, равные по площади мегагеоблокам ( $S = 12-40$  млн км<sup>2</sup>); 4) субгеоциклиты 4-го класса, соответствующие по площади развития макрогеоблокам ( $S = 2,3-12$  млн км<sup>2</sup>); 5) субгеоциклиты 5-го класса, совпадающие по площади с мезогеоблоками ( $S = 0,38-2,3$  млн км<sup>2</sup>); 6) регоциклиты 6-го класса, равные по площади развития структурно-формационным областям, или микрогеоблокам ( $S = 80-380$  тыс. км<sup>2</sup>); 7) регоциклиты 7-го класса, соответствующие по площади структурно-формационным регионам ( $S = 17-80$  тыс. км<sup>2</sup>); 8) регоциклиты 8-го класса, совпадающие по площади развития с основными структурными элементами регионов ( $S = 3-17$  тыс. км<sup>2</sup>); 9) регоциклиты 9-го класса, равные по площади структурно-формационным зонам ( $S = 0,75-3$  тыс. км<sup>2</sup>); 10) регоциклиты 10-го класса, соответствующие по площади развития структурно-формационным подзонам ( $S = 200-750$  км<sup>2</sup>); 11) локациклиты 11-го класса, совпадающие по площади со структурно-фациальными участками

Т а б л и ц а 1.

## Классификация циклитов по площади развития

Тип циклитов	Структура классов циклитов	Классы структур земной коры по площади	Средняя площадь, км <sup>2</sup>	Границы классов, км <sup>2</sup>	Примеры	
Геоциклиты	Геоосегменты	1	Геосегменты	170 млн	120 млн	Тихий океан, Индийский + Атлантический океаны Атлантический, Индийский океаны, западная и восточная части Тихого океана
		2	Гемигеосегменты	85 млн		
Субгеоциклиты	Геоблоки	3	Мегагеоблоки	24 млн	40 млн	Северный Ледовитый океан, Южная Атлантика Средиземное, Тасманово моря, Филиппинская котловина Баренцево, Черное, Берингово моря
		4	Макрогеоблоки	6,5 млн	12 млн	
		5	Мезогеоблоки	850 тыс.	2,3 млн	
Регоциклиты	Структурно-формационные элементы	6	Микрогеоблоки, или структурно-формационные области	170 тыс.	380 тыс.	Белое, Каспийское, Эгейское моря Азовское, Аральское моря, оз. Байкал Мраморное море, Ладожское и Онежское озера Озера Ильмень, Белое, Зайсан Озера Псковское, Селигер, Кубенское (Вологодская область)
		7	Структурно-формационные регионы	38	80 тыс.	
		8	Основные структурно-формационные элементы регионов	7500	17 тыс.	
		9	Структурно-формационные зоны	1400	3000	
		10	Структурно-формационные подзоны	400	750	
Локациклиты	Локальные структуры	11	Структурные участки	130	200	Озера Неро (Ярославская обл.), Великое (Калининская обл.) Озера Плещеево (Ярославская обл.), Наволок (Калининская обл.) Озера Сенежское, Тростенское (Московская обл.) Оз. Белое (Рязанская обл.) Оз. Полуяково (Псковская обл.), Московский Кремль
		12	Структурные площади	17	50	
		13		6	10	
		14		1,2	2,6	
		15		0,3	0,6	

( $S = 50-200$  км<sup>2</sup>); 12) локациклиты 12-го класса, соответствующие по площади развития структурным площадям ( $S = 10-50$  км<sup>2</sup>); 13) локациклиты 13-го класса ( $S = 2,6-10$  км<sup>2</sup>); 14) локациклиты 14-го класса ( $S = 0,6-2,6$  км<sup>2</sup>); 15) локациклиты 15-го класса ( $S < 0,6$  км<sup>2</sup>).

**Классификация циклитов по характеру статистики мощности слоев биогенных пород и лютитов.** Наряду с «мгновенно» образующимися простыми слоями обвальных, оползневых брекчий, олистостром, отложенный материала мутьевых потоков (аяксов), прослоями пеплов, киллов и т. д. широко распространены медленно формирующиеся (частица за частицей, точнее пеллетта за пеллеттой) сложные слои преимущественно биогенных пород и остатков от их растворения — лютитов (длительность их формирования нередко составляет 99% времени развития бассейна),

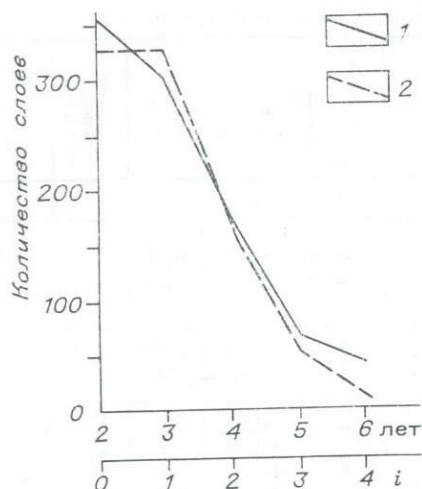


Рис. 1. Статистика преимущественно натуральных пуассон-циклов 16-го класса плейстоценовых ленточных глин Ханты-Мансийского района.

1 — пуассон-циклиты; 2 — распределение Пуассона,  $\lambda=1$ .

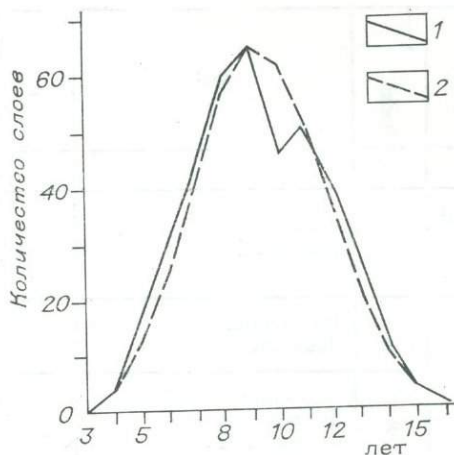


Рис. 2. Статистика гаусс-циклов 15-го класса плейстоценовых ленточных глин Ханты-Мансийского района после генерализации натуральных циклов 16-го класса.

1 — гаусс-циклиты; 2 — распределение Гаусса.

а также медленно формирующиеся слои кластолитов и других образований (продолжительность их формирования редко превышает 1% времени развития бассейна). Таким образом, геологическое время «записано» в основном в сложных слоях, в то время как длительность образования простых слоев не превышает 0,01% геологической истории развития бассейна седиментации. Этим можно пренебречь и «игнорировать» все простые слои как «носители» информации о геологическом времени развития бассейна осадконакопления. В группе сложных слоев основным «хранителем» времени (99%) являются биогенные слои и лютиты.

Статистика мощности слоев биогенных пород и лютитов, отражающая длительность их формирования, бывает простая (мономодальная) и сложная (полимодалная). Простая, мономодальная, статистика не противоречит либо распределению Пуассона (рис. 1), либо распределению Гаусса («нормальному» распределению) (рис. 2). В связи с этим выделяются пуассон-циклиты и гаусс-циклиты. Первые характеризуют случайные циклиты, которые образуются под воздействием случайной флуктуации тех или иных процессов, вторые — неслучайные процессы, имеющие квазидинамовую продолжительность. Последняя оценивается средней мощностью слоев биогенных пород или лютитов.

**Классификация циклитов по количеству квантов седиментации.** В ряде работ [1, 2] показано, что полимодалные частотные кривые мощности гаусс-циклов биогенных пород и лютитов, равно как частотные кривые длительности образования циклитов, состоят из ряда максимумов, средние значения которых пропорциональны числам натурального ряда. Другими словами, они отражают кванты седиментации. Это позволяет выделять простые, единичные, или элементарные циклиты, а также сложные — двоянные (дициклиты), строенные (трициклиты), четверенные (тетрациклиты), пятеренные (пентациклиты), шестеренные (гексациклиты), семеренные (септациклиты) и т. д. рассматриваемого класса.

Рассмотрим простейший пример. В табл. 2 показано начало веков и фаз фанерозоя, а также их длительность. Продолжительность кембрия  $66,9 \pm 2,7$  млн лет; ордовика  $66,6 \pm 2,1$ ; силура  $28,2 \pm 1,8$ ; девона  $56,1 \pm 1,8$ ; карбона  $66,7 \pm 1,6$ ; перми  $41,0 \pm 0,9$ ; триаса  $37,1 \pm 2,5$ ; мела (без дания)  $73,17 \pm 0,30$ ; палеогена (с данием)  $40,71 \pm 0,09$ ; неогена и квартера вместе —  $24,32 \pm 0,09$  млн лет. Объединение неогена и кварте-

Т а б л и ц а 2.

## Геологический возраст веков и фаз, млн лет

Период	Эпоха	Век	Фаза	Количество датировок	Используй- вано	Начало века (фазы)	Вероятная ошибка	Продоль- тельность века (фазы)	Вероятная ошибка						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10						
Четвер- тичный		Сицилий Калабрий		3 12	3 5	0,69 1,78	0,01 0,01	0,69 1,09	0,01 0,01						
	Неогеновый	Плио- цен	Пьяченций Занклий	3 5	2 3	3,18 5,16	0,03 0,03	1,40 1,98	0,03 0,04						
Миоцен				Мессиний Тортонский Серраваллий Лангий Бурдигальский Аквитанский	4 5 3 3 4 29	3 2 1 2 2 9	6,87 11,15 12,50 16,68 19,60 24,32	0,10 0,19 0,18 0,14 0,13 0,09	1,71 4,28 1,35 4,18 2,92 4,72	0,10 0,21 0,26 0,23 0,19 0,16					
		Олигоцен	Хатский Рупельский		10 25	9 10	32,34 35,93	0,13 0,13	8,02 3,59	0,16 0,18					
					Эоцен	Приабонский Бартонский Лютецкий Ипрский	9 19 20 29	5 10 12 14	40,91 43,99 50,26 54,90	0,30 0,22 0,10 0,07	4,98 3,08 6,27 4,64	0,33 0,37 0,24 0,12			
							Палео- цен	Танетский Монтский	21 24	9 4	59,83 62,00	0,23 0,42	4,93 2,17	0,24 0,48	
		Меловой	Поздняя						Датский Маастрихтский Кампанский Сантонский Коньякский Туронский Сеноманский	П Р П Р П Р П Р П	4 48 4 33 5 33 4 31 4 31 4 31 3 37	3 9 1 10 1 16 1 10 1 4 16 2 13	64,18 65,03 64,74 70,74 79,06 82,56 84,60 86,14 87,10 88,30 90,34 91,71 93,46 95,68	0,22 0,03 0,18 0,18 0,22 0,25 0,22 0,19 0,14 0,08 0,13 0,18 0,16 0,15	2,18 0,85 2,71 3,00 8,32 3,50 2,04 1,54 0,96 1,20 2,04 1,37 1,75 2,22
	Ранняя						Альбский Аптский Барремский Готервский Валанжинский Берриасский	23 18 14 15 13 33		9 9 7 6 6 20	106,0 112,9 119,1 125,9 134,0 138,2	0,4 0,5 0,6 0,6 0,6 0,3	10,32 6,9 6,2 6,5 8,4 4,2	0,43 0,7 0,8 0,8 0,9 0,7	
Юрский				Поздняя	Тигонский Кимериджский Оксфордский Келловейский	9 9 9 9		6 5 6 6		148,6 155,2 160,8 165,7	0,6 0,7 0,6 0,8	10,4 6,6 5,6 4,9	0,7 0,9 0,9 1,0		
						Средняя		Батский Байосский Ааленский		6 7 6	4 5 3	171,5 177,6 183,6	1,3 1,0 2,5	5,8 6,1 6,0	1,5 1,6 2,7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Юрекий	Ранняя	Тоарский		7	4	189,5	1,7	5,9	2,7
		Плинсбахский		7	4	195,6	0,9	6,1	1,9
		Синеморский		6	3	202,7	1,8	7,1	2,0
		Геттангский		18	4	208,7	2,4	6,0	2,7
Триасовый	Поздняя	Рэтский		5	3	218,2	1,7	9,5	2,9
		Норийский		5	3	222,1	1,7	3,9	1,8
		Карнийский		7	4	230,6	1,0	8,5	2,0
	Средняя	Ладинский		5	4	235,4	1,5	4,8	1,8
		Анзвийский		7	4	240,6	1,1	5,2	1,9
	Ранняя	Оленекский		1	0	243,2	2,8	2,6	1,2
		Индский		21	6	245,8	0,6	2,6	1,2
Пермский	Поздняя	Татарский		6	4	251,4	0,8	5,6	1,0
		Казанский		4	4	254,8	3,6	3,4	1,6
		Уфимский		5	4	257,0	1,6	2,2	1,0
	Ранняя	Кунгурский		7	5	266,8	1,4	9,8	2,1
Артинский			6	5	271,1	1,4	4,3	2,0	
Сакмарский			2	2	280,0	2,3	8,9	2,7	
Ассельский			21	10	286,8	0,7	6,8	2,4	
Каменноугольный	Поздняя	Гжельский		2	1	295,2	3,4	8,4	3,5
		Касимовский		7	6	300,8	1,3	5,6	2,6
	Средняя	Московский		3	3	307,0	1,1	6,2	1,7
Башкирский			8	7	317,0	1,4	10,0	1,8	
Ранняя	Наморский		7	5	328,4	1,7	11,4	2,2	
	Визейский		5	3	346,2	3,3	17,8	3,7	
	Турнейский		22	10	353,5	1,4	7,3	3,3	
Девонский	Поздняя	Фаменский		5	3	362,6	2,5	9,1	2,9
		Франский		8	5	371,3	1,8	8,7	3,1
	Средняя	Живетский		4	2	377,4	3,3	6,1	2,8
Эйфельский			8	5	381,0	2,7	3,6	1,6	
Ранняя	Эмский		5	2	390,1	4,9	9,1	4,2	
	Эпгенский		5	3	401,1	2,7	11,0	5,0	
	Жединский		23	8	409,6	1,2	8,5	3,0	
Силурийский	Поздняя	Даунтонский		3	1	414,0	4,7	4,4	2,0
		Лудловский		5	5	419,0	3,9	5,0	2,3
Ранняя	Венлокский		4	3	425,4	1,6	6,4	2,9	
	Лландоверийский		23	14	437,8	1,3	12,4	2,1	
Ордовикский	Поздняя	Ашгильский	II	5	3	444,3	2,6	6,5	2,9
		Карадокский		2	2	450,0	2,8	5,7	2,6
	Средняя	Карадокский	P	6	4	455,0	2,4	5,0	2,3
		Лландейльский		5	4	462,7	3,3	7,7	3,8
Лланвирский			6	5	474,3	1,9	11,6	3,8	
Ранняя	Аренигский		5	4	493,1	2,8	18,8	3,4	
	Тремадокский		23	10	504,4	1,7	11,3	3,3	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Кембрийский	Поздняя	Тремпе́лионский		2	2	507,1	2,6	2,7	1,2
		Франконский		2	2	512,2	2,7	5,1	2,3
		Дресбачский		8	8	517,6	2,4	5,4	2,5
Средняя	Майский	Амгинский		2	2	528,6	4,6	11,0	5,0
				8	8	541,9	2,4	13,3	5,2
Ранняя	Левский	Алданский		2	1	558,6	6,4	16,7	6,8
				22	10	571,3	2,1	12,7	5,8

Примечание. Р — ранняя, П — поздняя фазы.

ра связано с незначительной длительностью последнего — всего 1,78 млн лет, меньше продолжительности большинства веков фанерозоя. Статистика перечисленных геологических периодов на 95%-ном уровне значимости отличается от нормального распределения из-за дефицита периодов длительностью 41,05—66,55 млн лет (один девонский период против ожидаемых шести), что свидетельствует о наличии двух групп: 1) пять «коротких» (S, P, T, P + d, N + Q) со средней продолжительностью 34,3 млн лет; 2) шесть «длинных» (Є, O, D, C, J, K — d) периодов со средней продолжительностью 66,7 млн лет. При этом отношение длительности коротких и длинных периодов  $34,3 : 66,7 \approx 1 : 2$ , что свидетельствует о наличии единичных и двоянных геологических периодов со средней продолжительностью коротких периодов ( $T_a$ ) 33,61 млн лет, длинных ( $T_b$ ) — 67,21 млн лет. Отклонения фактической длительности 11 геологических периодов (Є, ..., N + Q) от оценок  $T_a$  и  $T_b$  равны соответственно  $-0,3; -0,6; -0,4; -11,4; -0,5; 7,4; 3,5; 3,3; 6,0; 7,1$  и  $-9,3$  млн лет. Среднеквадратичное значение этих отклонений  $\sigma_1 = 6,05$  млн лет. При равномерном распределении оценок продолжительности геологических периодов в том же интервале — от 24,32 до 73,17 млн лет (24,32; 31,72; 37,38; 43,05; 48,71; 54,38; 58,48; 62,59; 66,69; 70,81 и 73,17), т. е. при отсутствии указанных двух групп — коротких и длинных периодов — ожидаемое среднеквадратичное отклонение  $\sigma_0 = 0,28868 \cdot 571,3/17 = 9,70$  млн лет. При этом соотношение  $F_1$  дисперсий ( $D$ ) среднеквадратичных отклонений при равномерном распределении  $D_2 = \delta_2^2 = 9,70^2$  и фактического среднеквадратичного отклонения от  $K_a$  и  $K_b$   $D_1 = \sigma_1^2 = 6,05^2$   $F_1 = 2,57$ , что свидетельствует на высоком уровне значимости ( $Q > 99,5\%$ ) о неслучайности наличия коротких (единичных) и длинных (двоянных) геологических периодов.

Однако группа длинных периодов также неоднородна. Ее статистика на 95%-ном уровне значимости противоречит нормальному распределению из-за резкого отличия длительности девонского периода. Поэтому здесь выделяются две подгруппы: один длинный (девонский) период продолжительностью 56,1 млн лет и пять очень длинных периодов (Є, O, C, J, K — d) со средней длительностью 68,77 млн лет. При этом отношение их продолжительности равно  $56,1 : 68,77 \approx 4 : 5$ . Группа коротких геологических периодов также подразделяется на две подгруппы: два очень коротких периода (S и N + Q) со средней длительностью 26,26 млн лет и три коротких периода (P, T, P + d) со средней продолжительностью 39,60 млн лет, правда, на 88%-ном уровне значимости. При этом соотношение  $26,26 : 39,60 \approx 2 : 3$ . А в итоге соотношение длительности очень коротких, коротких, длинных и очень длинных геологических периодов  $26,26 : 39,60 : 56,1 : 68,77 \approx 2 : 3 : 4 : 5$ , что свидетельствует о наличии двоянных (S и N + Q), или дициклитов; строенных (P, T, P + d), или трициклитов; счетверенного (D), или тетрациклита, и спятеренных (Є, O, C, J, K — d), или пентациклитов, 6-го класса со средней продолжительностью ( $T_0$ ) единичного, или элементарного циклита 6-го класса

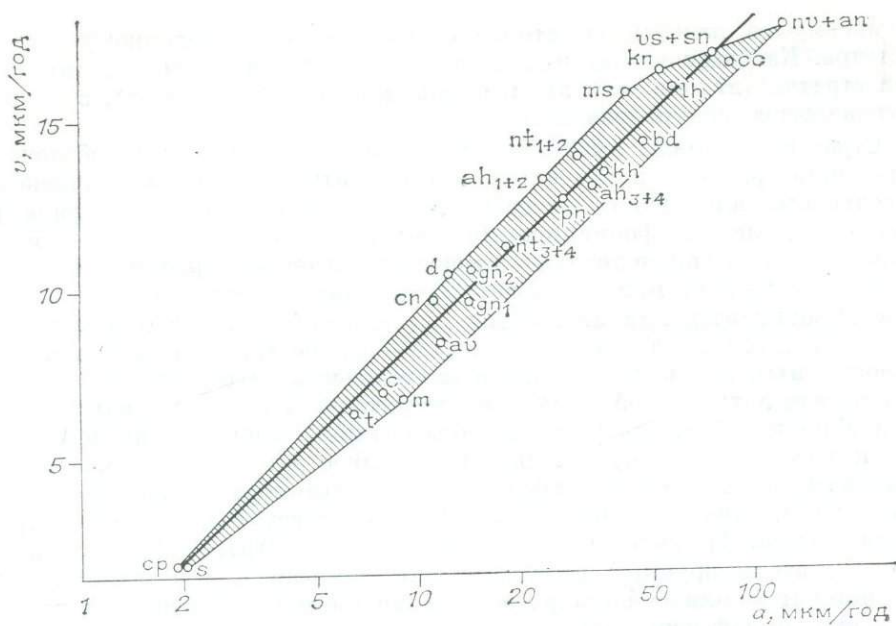


Рис. 3. Зависимость скорости седиментации ( $v$ , мкм/год) бескарбонатной части преимущественно биогенных пород и продуктов их растворения — люти- тов (III ЭЦ) от скорости осадконакопления ( $a$ , мкм/год) бескарбонатной части всех тонкодисперсных пород (размер частиц менее 2 мкм), образующих слой толщиной не более 250 мм.

$v = 9,38 \lg a - 0,90 \pm 0,76$  т; с, т, сн, s, ср, m, d — ярусы верхнего мела аймакинского опорного разреза Дагестана; kh, av, nt, gn, ah, pn, bd, kn, ms, lh, vs, sn, nv, an, cc — свиты новороссийского опорного разреза Северо-Западного Кавказа (нохотх, айвинская, натухайская, гениохская, ахейнская, пенайская, бединовская, куниковская, мысхако, лихтеровская, васильевская, снегуревская, навагирекая, анапская, циде).

(Ц6)  $574,3 / (2 \cdot 2 + 3 \cdot 3 + 4 \cdot 5) = 13,60$  млн лет, дициклита ( $2T_0$ ) — 27,20, трициклита ( $3T_0$ ) — 40,81, тетрациклита ( $4T_0$ ) — 54,41 и пентациклита ( $5T_0$ ) — 68,01 млн лет. Отклонения фактической длительности геологических периодов —  $\epsilon, o, s, d, c, p, t, j, k - d, P + d, N + Q$  — от перечисленных оценок  $2T_0, 3T_0, 4T_0$  и  $5T_0$  равны соответственно  $-2,9; -0,1; 5,2; 2,5; -3,7; 0,2; -1,3; 1,7; 1,0; -1,4$  и  $-1,1$  млн лет. Среднеквадратичное значение этих отклонений  $\sigma_3 = 2,41$  млн лет, что примерно совпадает со средней точностью определения длительности геологических периодов  $\sigma_0 = 1,90$  млн лет. При равномерном распределении оценок продолжительности периодов ожидаемое среднеквадратичное отклонение  $\sigma_4 = 3,93$  млн лет. Отношение дисперсий  $F_2 = \sigma_4^2 : \sigma_3^2 = 2,66$ , что свидетельствует на 99,5%-ном уровне значимости о случайном наличии ди-, три-, тетра- и пентациклитов среди геологических периодов фанерозоя (см. табл. 3, 5 из работы [4]). Поскольку  $F_2 = 2,66 > F_1 = 2,57$ , предпочтительнее разделение геологических периодов не на две, а на четыре категории: двух очень коротких (S, N + Q) со средней длительностью 26,26 млн лет; трех коротких (P, T, P + d) со средней продолжительностью 39,60 млн лет; одного (D) длинного длительностью 56,1 млн лет и пяти очень длинных ( $\epsilon, o, c, j, k - d$ ) со средней продолжительностью 68,77 млн лет.

**Классификация циклитов по длительности образования.** Продолжительность образования элементарных циклитов вычислена с учетом современной геохронологической шкалы (см. табл. 2) и с применением литологических методов интерполяции, важнейший из которых основан на скорости седиментации бескарбонатной части биогенных пород и люти- тов, зависящей, в свою очередь, от скорости осадконакопления всех тонкодисперсных пород с размером частиц менее 2 мкм и образующих слой толщиной менее 25 см (рис. 3). Статистика 525 опубликованных оценок длительностью геологических циклов [3] полимодальна, состоит из

17 максимумов, каждый из которых соответствует определенному классу циклитов. Каждому классу циклитов, в свою очередь, отвечает тот или иной стратон (литома, или литм, биома, магнитный интервал), а также геохронологическое подразделение.

Стратоны и циклы имеют шесть уровней организации: 1) оболочечный — мегастратоны, в том числе мегациклиты, или циклокомплексы, длительность образования которых измеряется сотнями миллионов и миллиардами лет; 2) формационный — макростратоны; в том числе макроциклиты, или циклолитоны, продолжительностью формирования в миллионы и десятки миллионов лет; 3) пачечный — мезостратоны, в том числе мезоциклиты, или циклотемы, длительность образования которых десятки и сотни тысяч лет; 4) слоевой — микростратоны, в том числе микроциклиты, или полислои, продолжительность их образования — сотни и тысячи лет; 5) слойковый — наностратоны, в том числе наноциклиты, или полислойки, длительность образования которых исчисляется годами и десятками лет; 6) пульсительный — пикостратоны, в том числе пикоциклиты, или пульситы, с продолжительностью образования соответственно часы, дни, месяцы. Каждый тип стратонов включает три-четыре класса: 1) очень крупный оболочечный стратон (земная кора в целом, очень крупный циклокомплекс, мегатема), соответствующий всей истории Земли — 4,6 млрд лет; 2) крупные оболочечные стратоны (оболочки земной коры, крупные циклокомплексы, акротемы) и отвечающие им мегахроны — в среднем 1,5 млрд лет; 3) средние (умеренные) оболочечные стратоны (структурные этажи, умеренные циклокомплексы, эонотемы, магнитные зоны), соответствующие зонам — в среднем 600 млн лет; 4) мелкие оболочечные стратоны (структурные ярусы, мелкие циклокомплексы, эратемы, магнитные эры) и отвечающие им эры — в среднем 215 млн лет для всей истории Земли и 190 млн лет для фанерозоя; 5) крупные формационные стратоны (комплексы, крупные циклолитоны, системы, магнитные периоды), соответствующие периодам — в среднем 57 млн лет; 6) умеренные формационные стратоны (серии, умеренные циклолитоны, отделы, магнитные эпохи) и отвечающие им эпохи — в среднем 14 млн лет; 7) мелкие формационные стратоны (свиты, мелкие циклолитоны, ярусы, магнитные века), соответствующие векам — в среднем 3,7 млн лет; 8) крупнопачечные стратоны (подсвиты, или субсвиты, крупные циклотемы, зоны, магнитные фазы) и отвечающие им фазы — в среднем 800 тыс. лет; 9) среднепачечные стратоны (пачки, умеренные циклотемы, звенья, магнитные поры), соответствующие порам — в среднем 190 тыс. лет; 10) мелкопачечные стратоны (подпачки, или субпачки, мелкие циклотемы, события, геологические и магнитные) и отвечающие им геологические минуты (геоминуты) — в среднем 40 тыс. лет; 11) крупные слоевые стратоны (пакеты, крупные полислои), соответствующие эпизодам — в среднем 9,5 тыс. лет; 12) умеренные слоевые стратоны (сложные полислои) и отвечающие им полисекунды — в среднем 1,6 тыс. лет; 13) мелкие слоевые стратоны (простые полислои), соответствующие геологическим секундам (геосекундам) — в среднем 220 лет; 14) крупные слойковые стратоны (слои, крупные полислойки) и отвечающие им вековые наноциклы — в среднем 60 лет; 15) умеренные слойковые стратоны (сложные полислойки), соответствующие солнечным наноциклам — в среднем 13 лет; 16) мелкие слойковые стратоны (простые полислойки) и отвечающие им геологические терции (геотерции) — в среднем 3,5 года; 17) очень мелкие слойковые стратоны (пары годовых слойков), соответствующие году; 18) крупные пульсительные стратоны (слойки, крупные пульситы) и отвечающие им сезонные пикоциклы — в среднем 3 мес; 19) умеренные пульсительные стратоны (лунные пульситы), соответствующие лунным пикоциклам — в среднем 14 дней; 20) мелкие пульсительные стратоны (суточные пульситы) и отвечающие им суточные пикоциклы; 21) очень мелкие пульсительные стратоны (трехчасовые пульситы), соответствующие трехчасовым пикоциклам — в среднем 170 мин.

Среди верхнемеловых флишевых отложений Большого Кавказа по составу, структуре и мощности преобладают кластогенные прогрессивные умеренные децициклиты, по площади развития — регоциклиты 10-го класса, по длительности образования — элементарные гаусс-циклиты 12-го класса, формирующие умеренные слоевые стратоны.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев С. Л. Пульсы и циклы верхнемеловых отложений Большого Кавказа // Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов.— М.: Наука, 1977.— С. 177—190.
2. Афанасьев С. Л. Осадочные формации // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность.— М.: Наука, 1983.— С. 104—117.
3. Афанасьев С. Л., Афанасьева М. С. Мега-, макро-, мезо-, микро-, нано- и пикоциклиты на примере мезозойско-кайнозойских отложений Большого Кавказа // Математические методы анализа цикличности в геологии.— М.: Наука, 1984.— С. 36—52.
4. Большев Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики.— М.: Наука, 1965.— 464 с.
5. Вассоевич Н. Б., Меннер В. В. Системные уровни организации сообществ осадочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1978.— № 11.— С. 5—14.
6. Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность.— М.: Недра, 1980.— 242 с.
7. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах.— М.: Наука, 1974.— 438 с.
8. Ронов А. Б., Ханн В. Е., Балуховский А. Н., Сеславинский К. Б. Изменение пространенности, объемов и скоростей накопления осадочных и вулканогенных отложений в фанерозе (в пределах современных материков) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1976.— № 12.— С. 5—12.
9. Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Основные типы циклокомплексов нефтегазоносных бассейнов Сибири // Докл. АН СССР.— 1974.— Т. 214, № 5.— С. 1156—1159.

И. А. ВЫЛЦАН, А. Ф. БЕЖЕНЦЕВ

### МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ ЦИКЛИЧНОСТИ

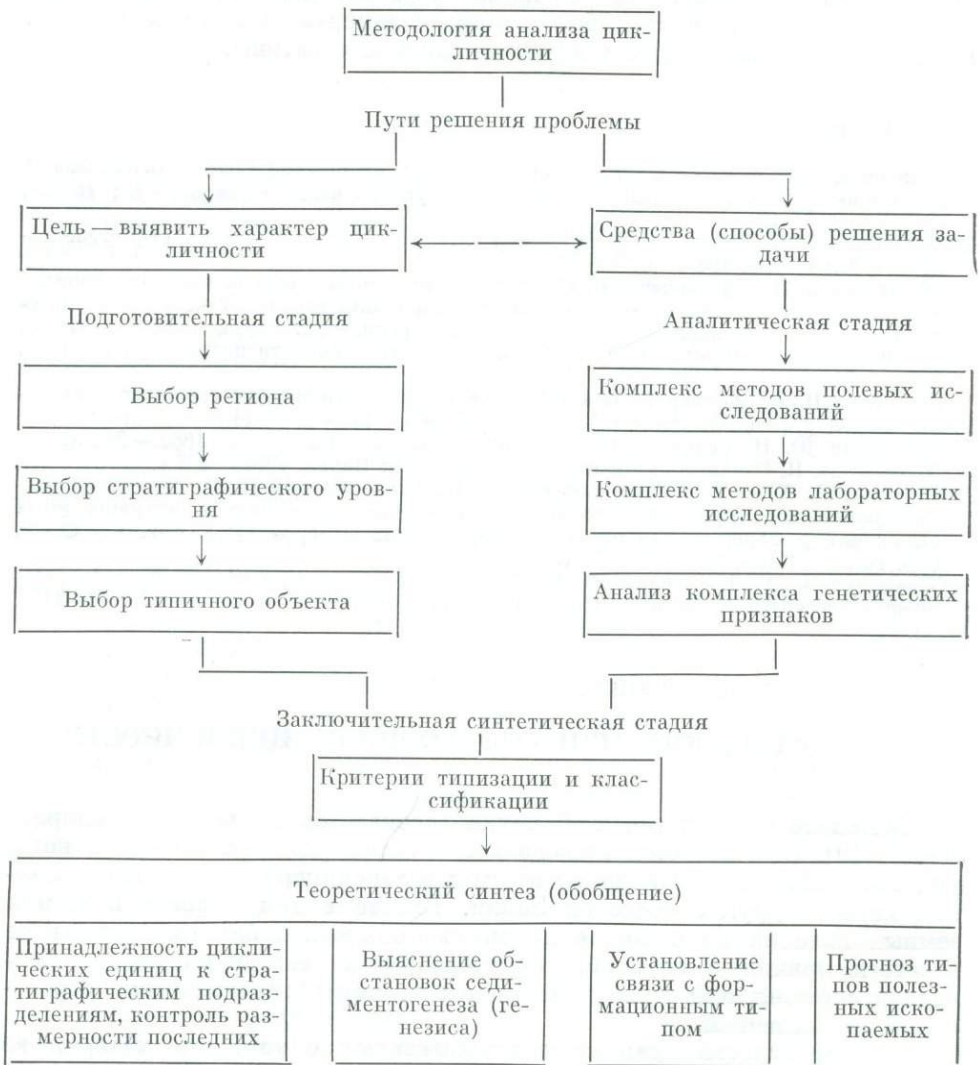
Методология геологической науки развивается в различных направлениях [9]. Она касается прежде всего таких разделов геологии, которые способствуют дальнейшему познанию закономерностей строения земной коры и других оболочек Земли. Вместе с тем процесс познания земных явлений не в состоянии многое объяснить без того, чтобы не касаться причин и событий, характеризующих эволюцию планет Солнечной системы, или даже ее связи с состоянием галактических образований во Вселенной.

Астрофизические данные свидетельствуют о том, что материя во Вселенной распределена неравномерно. Она образует либо разреженное межзвездное пространство, либо встречается в виде сгустков материи звезд и их скоплений. В развитии последних установлены как эволюционные, так и революционные периоды, которые отражают, по-видимому, одно из кардинальных свойств существования самой материи. К этому следует добавить также, что эволюция звезд и целых галактик сопровождается явлениями расширения и сжатия вещества, т. е. носит непрерывно-прерывистый пульсационный характер. Последнее делает правомерным перенос тенденций развития этих процессов, только в других масштабах, на планеты Солнечной системы (в том числе Землю), являющиеся объектами геологии.

В земных условиях эволюционные этапы, сменяющиеся революционными (скачками), — естественные события, порождающие периодический, циклический характер всех процессов, проявляющихся как внутри Земли, так и на ее поверхности. Примерами служат тектонические циклы, периодичность магматизма, цикличность стратисферы и т. д. [3, 12].

Процесс осадконакопления в истории Земли имеет ясно выраженный циклический характер, что зафиксировано в изменении многих визуально наблюдаемых свойств пород, отражающих общий циклический тип развития литогенеза, равно как и строения осадочных толщ чехла Земли [8].

Схема методологии анализа цикличности



Следовательно, цикличность — это альфа и омега процесса седиментогенеза.

Изучение циклических подразделений опирается как на эмпирические, так и на теоретические способы познания геологических тел стратисферы Земли. Изучение явной цикличности (рангов тел) возможно с использованием циклостратиграфического, структурного, текстурного, породно-слоевого (макрорещественного) методов, а также анализа мощностей, перерывов. Данное направление относится к эмпирической области познания строения геологических тел. Для выявления скрытой периодичности, цикличности чаще используются в лабораторных условиях петрографо-минералогический, спектрографический, радиометрический, термический, геохимический, вероятностно-статистический, модельный методы, которые в определенной мере являются методами теоретического выявления (распознавания) цикличности.

Методология раскрытия циклического характера процессов седиментогенеза должна указать пути и средства (методы) познания строения стратисферы Земли через опосредованные, прежде всего генетические, признаки пород конкретных геологических разрезов.

Пути решения данной проблемы являются целевые задачи по выбору региона, стратиграфического уровня, типичного интервала (объекта), по определению комплекса генетических признаков пород и их ассоциаций, изучаемых в полевых условиях, и углубленного анализа унаследованных, в том числе и вторичных (эпигенетических), признаков пород, исследуемых в лабораторных условиях (табл. 1).

Материализованная в геологических разрезах цикличность обнаруживается с помощью анализа внешней формы проявления циклических единиц (структура, мощность, полнота литологического профиля, характер контактов) и особенностей их внутреннего содержания (вещественный состав — аллотигенные, аутигенные и эпигенетические минеральные ассоциации, структура и текстура пород, окраска пород, условия образования (фации), экологические данные).

Признаки, связанные с внешней формой проявлений цикличности, макроформные, изучаются, регистрируются и анализируются различными приемами в поле. К числу приемов, распространенных, но требующих больших затрат времени, относится детальное описание всех характерных для циклически построенных разрезов главных и второстепенных свойств (признаков) пород и их ассоциаций. Однако данный метод может быть реализован при наличии достаточного резерва времени и исполнителей. При недостатке того и другого в отдельных случаях он заменяется фотомонтажным и графическим методами описания разрезов (или их фрагментов) в оптимальном разрешающем масштабе. Близкие и вполне надежные результаты могут быть получены и с использованием приема сокращенного или кодированного описания цикличности в разрезах. При данном способе работы детально описываются не все подряд циклические единицы разреза, а только типичные по разреженной сети. Вся последовательность пород-слоев и их ассоциаций в изучаемом интервале разреза регистрируется сокращенной (кодированной — буквенной или буквенно-цифровой) записью в основном главных критериев как отдельных типов пород, так и циклических единиц в целом.

Каменный фактический материал, собранный в полевых условиях, с учетом данных мест отбора образцов в слоях и их ассоциациях, с присутствием им характером чередования, вещественным составом, структурой, текстурой, мощностью, строением межслоевых контактов, анализируется в лабораторных условиях. Важное место приобретают выявленные типические черты пород, их простейших и более сложных ассоциаций с помощью сравнительно-литологического метода, метода аналогий и статистической обработки основных количественных параметров. Это позволяет дополнить и уточнить характеристику циклических единиц, обнаружить их индивидуальные и типовые признаки.

Комплекс аналитических данных, полученных в соответствующих лабораториях (минералого-петрографической, химической, спектрографической, термической и др.), после разности по конкретным литологическим колонкам и разрезам дает дополнительные данные. В разрезах, обнаруживающих ясное, четкое проявление цикличности, эта информация обычно подтверждает, уточняет как элементарную цикличность, так и цикличность более высоких порядков. В случае анализа разрезов без ясно выраженной цикличности — скрытая форма проявления (аспидная, карбонатная и, как правило, заключительные этапы всех других типов формаций) — данные различных видов анализов позволяют обнаружить следы скрытой цикличности по количественным показателям содержания отдельных элементов, минералов в нерастворимом остатке и аксессуарных разновидностей (рис. 1).

При проведении корреляции двух или более удаленных разрезов используются приемы, опирающиеся на одну методику (что нежелательно), а также на комплекс частных методик, что безусловно повышает достоверность проводимой корреляции (рис. 2). Большое значение в последнем случае имеет не только анализ формы циклических единиц, но

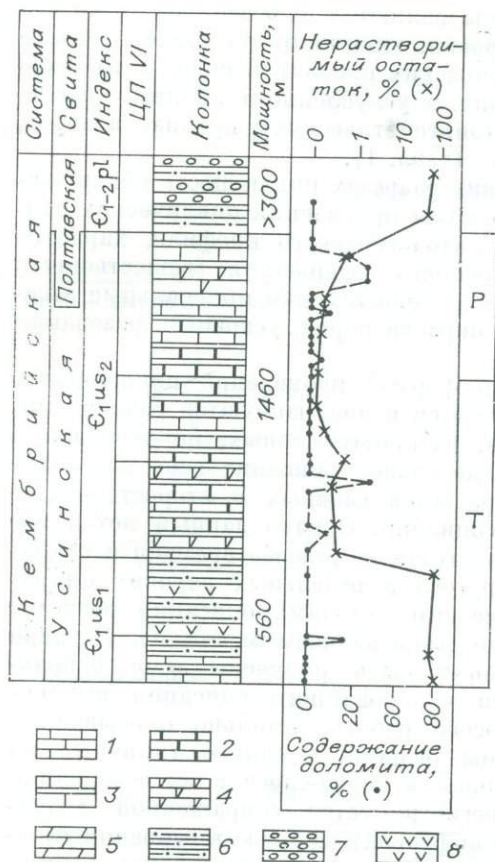


Рис. 1. Литологическая колонка усинской свиты (Є<sub>1</sub>, Кузнецкий Алатау) со скрытой циклическостью.

1—4 — известняки: 1 — светло-серые, белые, 2 — темно-серые, 3 — слоистые, 4 — доломитистые; 5 — доломиты; 6 — алевролиты слоистые; 7 — гравелиты; 8 — эффузивы основного и среднего состава. Т — трансгрессивная часть, Р — регрессивная часть циклической единицы VII порядка.

и анализ фаций. И методология должна приобретать уже значение фациально-циклического анализа.

В познании как отдельных разрезов, так и стратисферы Земли значительная роль (в теоретическом и практическом плане) отводится системному подходу, опирающемуся на изучение различных уровней организации породно-слоевых сообществ. Сочетание системного подхода с циклическим анализом позволяет упорядочить иерархическую последовательность циклических единиц внутри основных системных уровней структурной организации: породной, надпородной и формационной, необходимых прежде всего для стратиграфических целей при крупномасштабном геологическом картировании [7].

При этом подходе особое место в литологических исследованиях занимает прочтение не только явной, но и скрытой циклическости (и ритмичности). Последнее позволяет эффективнее решать такие вопросы, как расчленение и корреляция разрезов, определение фаций и условий формирования породно-слоевых ассоциаций, проведение прогнозной оценки на осадочные полезные ископаемые.

Распознавать, выявлять циклические единицы, их признаки, опосредованные в геологических разрезах, с большей достоверностью можно с помощью комплекса главных, второстепенных и вспомогательных критериев (табл. 2). Данные критерии охватывают, по существу, все свойства (признаки), которые характеризуют любые по масштабу геологические экзогенные тела — от отдельного слоя до циклических подразделений самого высокого ранга. Во избежание разночтения упомянутых критериев ниже приводится перечень требований, которым они должны удовлетворять. К главным критериям относятся такие свойства геологических разрезов, которые присущи не только любым типам конкретных пород или их ассоциациям, но и крупным подразделениям типа отдельных формаций или даже их рядов. Основное требование к критериям данной категории: они должны быть «сквозными», присутствовать в любых типах пород и ассоциациях независимо от их ранга, с одной стороны, и обладать достаточно резко выраженной вариабельностью, т. е. изменчивостью в узком временном (стратиграфическом) интервале, — с другой. Например, главными критериями являются вещественный состав, структура, текстура, окраска, мощность и др.

К второстепенным критериям принадлежат свойства (признаки) такого рода, которые не являются «сквозными», т. е. относящимися ко всем разновидностям пород или крупным подразделениям в разрезах в целом. Они характерны только для некоторых типов пород и их ассоциаций,

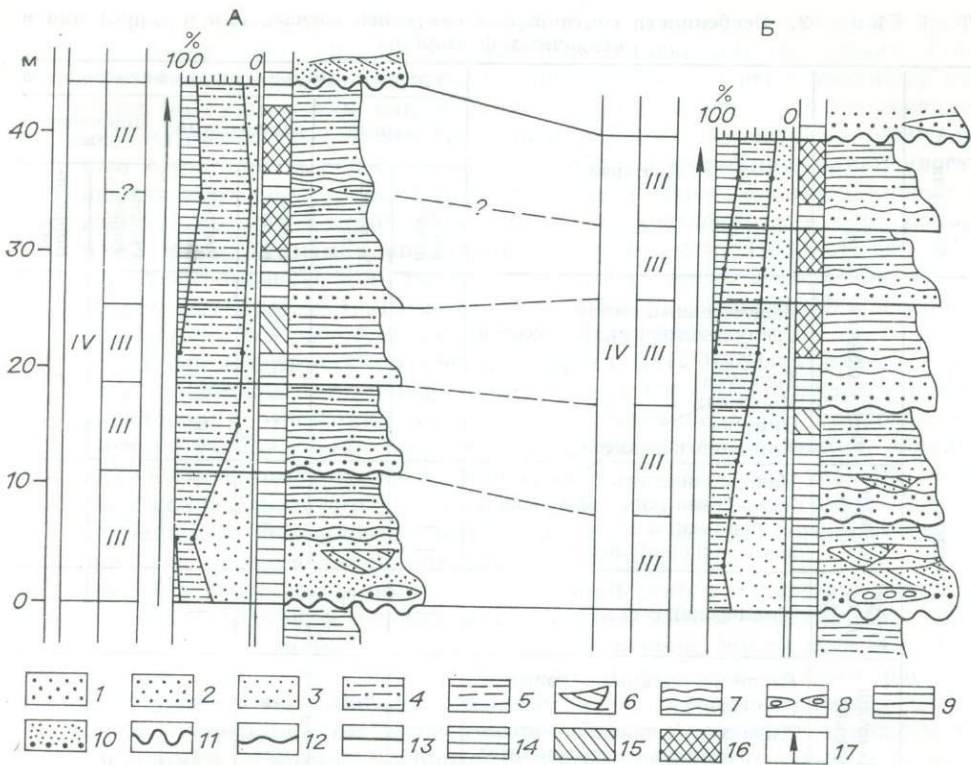


Рис. 2. Корреляция циклических единиц III, IV порядков (надпородного уровня) отложений средней подсвиты кохошской свиты (Q<sub>2-3</sub>, южный склон Западного Саяна). А — внешний шельф (открыто морские фаши), Б — внутренний шельф (прибрежно-морские фаши); III — циклиты III порядка (алециклиты), IV — циклиты IV порядка (мезоциклиты). 1—3 — песчаники: 1 — крупно-, 2 — средне-, 3 — мелкозернистые; 4 — алевролиты; 5 — алевроглинистые сланцы; 6—10 — слоистчатость: 6 — косая, 7 — волнистая, 8 — линзовидная, 9 — горизонтальная, 10 — градационная; 11—13 — контакты: 11 — резкие с размывом, 12 — резкие, 13 — четкие; 14—16 — окраска пород: 14 — серо-зеленая, зеленая, 15 — переслаивание серо-зеленых, зеленых и серых, темно-серых пород, 16 — переслаивание серо-зеленых, зеленых и серо-лиловых, лиловых пород; 17 — увеличение полимиктовости обломочных пород.

в то же время отсутствуют или нетипичны для более значительных интервалов. Это, например, палеонтологические остатки (фауна и флора), минералого-петрографический состав (поли- или мономинеральный), а также углистость, зернистость, пелитоморфность и др.

К вспомогательным или косвенным критериям следует отнести те, которые прямыми наблюдениями обычно не устанавливаются, а выясняются с помощью комплекса методик, в том числе с привлечением лабораторных видов анализа, а также, как правило, не могут быть использованы самостоятельно, вне связи с другими главными и второстепенными критериями, для целей расчленения и корреляции.

Указанные выше категории критериев состоят из групп признаков. Каждый конкретный критерий проанализирован по трем основным уровням структурной организации вещества (СОВ) — породному, надпородному и формационному (см. табл. 2).

Рассмотрим критерии выделенных групп. Начнем с литологических.

**Вещественный состав** осадочных горных пород, изменяющийся в зависимости от соотношения минералов, обломков горных пород, детрита, остатков организмов и др., наиболее применим для расчленения пород разных классов в надпородном уровне СОВ (например, карбонатные породы — известняк и кластические — песчаник). В то же время для переслаивающихся пород одного класса (например, песчаник — алевролит) обычно отмечаются незначительные изменения вещественного состава в соседних слоях, что будет затруднять корреляцию на данном породном

Т а б л и ц а 2. Особенности соотношения критериев расчленения и корреляции в осадочных формациях

Категория	Группа	Критерий	Уровни структурной организации вещества					
			породный		надпородный		формационный	
			Расчле-нение	Корреля-ции	расчле-нение	Корреля-ции	расчле-нение	Корреля-ции
Главные	Литологические	Вещественный состав Гранулометрический (структура) Текстура Мощность Окраска Характер контактов	+	+	±	±	+	+
			+	+	±	±	+	±
			+	+	±	±	+	±
			+	+	±	±	+	±
+			+	±	±	+	±	
Циклические	Наночикличность Гипо-, геми-, эле-, мезо-, макроциклиты Мега-, суперциклиты	+	+	-	-	-	-	
		-	-	+	+	+	+	
Геохимические	Химический состав	-	+	±	-	+	-	
Тектонические	Стадии, этапы развития структур Характер движений (литологическая полнота циклита)	-	-	-	-	+	+	
		-	-	+	+	+	+	
Второстепенные	Палеонтологические	Палеонтологические остатки	-	+	-	(I—IV периоды) (V, VI периоды)	+	+
	Литологические	Вещественный состав (микро) Окатанность материала Сортировка материала Включения	+	-	+	±	+	+
+			+	-	-	-	-	
Геохимические	Распределение элементов	-	-	+	+	+	+	
Вспомогательные	Литологические	Вторичные изменения (выветривание) Метаморфические изменения Преобладающая окраска	+	-	+	±	-	-
			-	-	-	-	+	+
			-	-	-	-	+	+
	Циклические	Базальные части циклитов VI—VIII порядков	-	-	±	±	+	+
Тектонические	Колесательные движения Нисходящие Восходящие Пульсационные	-	-	+	+	+	+	
		-	-	+	±	+	+	
		-	-	+	+	+	+	
Палеонтологические	Проблематика	-	-	-	-	+	+	
Палеогеографические	Область сноса (питания) Область осадконакопления	-	-	-	-	+	+	
		-	-	-	-	+	+	

Примечание. Критерии расчленения и корреляции: (+) — значимые, (-) — незначимые, (±) — переменной значимости.

уровне. В надпородном уровне при переслаивании ассоциаций сближенных типов пород (например, песчаник — алевролит, алевролит — пелитолит) метод расчленения и корреляции только по вещественному составу будет затруднен, так как в данном случае могут быть скоррелированы литологически одинаковые по вещественному составу, но разновозрастные слои, пакеты, пачки пород. В объеме формаций изменчивость вещественного состава выступает крупными парагенезами. Типовой парагенез здесь может отличаться как по количественному набору пород, так и по качественным (вещественным) признакам. Поэтому данный критерий эффективнее использовать для расчленения и корреляции на формационном уровне СОВ, в пределах одного региона. Межрегиональная корреляция только по этому критерию затруднена.

**Гранулометрический состав (структура)**, являясь классификационным признаком обломочных пород, может служить надежным критерием расчленения отложений для всех трех уровней СОВ терригенных, терригенно-карбонатных, терригенно-вулканогенных формаций. Однако зависимость рассматриваемого критерия от фациальных условий не позволяет использовать его для целей корреляции, за исключением некоторых случаев для формационного уровня. Для хемо- и биогенных осадочных пород аналогичное значение имеет их «структура».

Под **текстурой** в данном случае понимается первичная генетическая текстура осадочных горных пород, возникшая в осадках (на породном уровне) под влиянием механических факторов, жизнедеятельности организмов и др. Этот критерий может использоваться для расчленения осадочных толщ лишь на породном и надпородном уровнях СОВ. Для целей корреляции он применяется редко и только на породном уровне (например, озерные алевроитоглинистые породы). Текстура крупных ассоциаций пород, в том числе целых формаций, здесь не рассматривается, так как имеет другой генезис.

**Мощность** фиксируется при описании стратифицированных тел любого ранга и поэтому является естественным критерием при расчленении. В то же время она испытывает значительные вариации вкrest простирания, т. е. по латерали, и поэтому в качестве корреляционного признака на породном и надпородном уровнях использоваться не может. Однако на формационном уровне, где мощность, приобретает индивидуальное значение (например, карбонатная формация менее мощная, чем терригенная), при знании конкретных пределов изменения мощностей данных тел этот критерий используется при корреляции.

**Окраска** осадочных пород является одним из существенных признаков при расчленении осадочных толщ для всех трех уровней СОВ. При этом имеется в виду особое значение первичной окраски. Однако данный критерий отличается изменчивостью по площади для пород одного стратиграфического уровня и поэтому существенную помощь оказывает при стратиграфических сопоставлениях лишь на формационном уровне и для пестроокрашенных ассоциаций пород в надпородном уровне.

**Контакты (границы)** в седиментационных палеобассейнах объективно существуют между телами осадочных горных пород для любого из анализируемых уровней СОВ, начиная от контактов между слоями в отдельных типах пород и кончая границами между формациями. Этот критерий в данном случае может быть использован как для расчленения, так и для корреляции, важно лишь определить характер контактов. По форме контакты могут быть горизонтальными, волнистыми, наклонными и др.; по четкости проявления — постепенными, нечеткими, как в градационной слоистости, четкими, резкими с размывом, резкими с элементами углового несогласия и др.; по степени выдержанности — выдержанными и невыдержанными. Общей закономерностью выражения данного критерия является увеличение резкости контактового шва в подошве литологических тел от мелких их разновидностей к крупным, т. е. в направлении от породного к формационному уровню СОВ [4].

Группа циклических критериев относится к литологическим и выделена в качестве самостоятельной в связи с тем, что породно-слоевые ассоциации осадочных комплексов в настоящее время приобретают все большее значение и даже собственное научно-практическое направление (например, литмология, геодикличность) [10, 11].

**Циклическое строение** считается общепризнанным фактом, так как установлено для осадочных тел различного ранга и разных уровней СОВ. Внутри породного уровня для расчленения и корреляции может быть использована наноцикличность [1, 2]. В составе геологических экзогенных тел надпородного уровня выделяется шесть порядков циклических единиц — от гипо-, геми-, эле-, мезо-, макро- до мегациклитов [6], распознавание которых важно как для расчленения, так и для корреляции тел на надпородном и формационном уровнях. Например, литостратиграфическими аналогами макроциклитов среди местных стратиграфических подразделений являются литологические пакки, которые по своим мощностным характеристикам, по степени детальности расчленения отвечают требованиям, предъявляемым к выделяемым малым стратиграфическим подразделениям при проведении крупномасштабных геолого-съёмочных работ. Суперциклические, крупнейшие в данном ряду, единицы совпадают с объемом формаций.

Важное место среди главных критериев принадлежит химическому составу, раскрывающему особенности изменения вещества в осадочных телах как по вертикали, так и по латерали. Изменение химического состава, как правило, пород одного и того же класса происходит в значительном стратиграфическом диапазоне, и поэтому данный критерий может использоваться при расчленении крупных породно-слоевых ассоциаций надпородного и формационного уровней. Для целей корреляции этот признак непригоден ввиду его зависимости от функциональных условий осадконакопления. Однако контрастные по химическому составу, маркирующие типы пород в осадочной толще могут служить и служат при местной корреляции (например, слой углефицированного вещества или слой известняка в терригенной толще).

Тектонические критерии и прежде всего **стадии, этапы** развития структур, которые совпадают и обуславливаются стадиями тектонического цикла в эволюции геосинклинальных, складчатых (подвижных) систем, характеризуются своеобразием магматизма, минералогии и литогенеза на формационном уровне СОВ.

В этом ряду критериев наиболее важное значение имеет характер тектонических движений, являющихся наиболее универсальной причиной цикличности [15]. Эти движения контролируют в той или иной степени формирование всех генетических типов осадочных толщ. Однако фиксация опосредованных признаков этого критерия в осадках наблюдается лишь с породно-слоевых сообществ II порядка (гемициклитов) надпородного уровня [5]. Последнее определяется по полноте циклических единиц (по числу циклических единиц подчиненного ранга, входящих в данный циклит). Данный критерий может использоваться как для расчленения, так и для корреляции осадочных образований надпородного и формационного уровней СОВ.

Рассмотрим группы критериев, относящихся к второстепенным (см. табл. 2).

**Палеонтологические остатки** составляют особую группу критериев расчленения и корреляции фанерозойских отложений, весьма важную в настоящее время. К сожалению, и для этого стратиграфического уровня существуют обширные районы распространения «немых» отложений. Докембрийские толщи палеонтологически охарактеризованы слабо, да и то только позднекембрийские. Поэтому данная группа критериев отнесена к второстепенным не по значимости, а из-за «несквозного» характера данного критерия.

На породном уровне СОВ палеонтологические остатки могут служить только критерием корреляции при прослеживании отдельных слоев с

фауной или флорой. В надпородном уровне геологические тела, эквивалентные циклическим единицам IV—VI порядков при соответствующей палеонтологической характеристике, могут соответствовать общим стратиграфическим подразделениям [4]: звену, зоне, ярусу, и поэтому возможно их использование для целей расчленения и корреляции с учетом правил, предусмотренных Стратиграфическим кодексом СССР. На формационном уровне СОВ расчленение и корреляция по палеонтологическим остаткам еще более надежны ввиду того, что подразделения этого уровня соответствуют отделам и системам общих стратиграфических подразделений.

Рассмотрим группу второстепенных литологических критериев (см. табл. 2).

Изучаемый **микроскопический состав** осадочных пород может испытывать довольно значительные изменения от слоя к слою, особенно в случае переслаивания различных групп осадочных отложений, и поэтому используется при расчленении на породном уровне. Надежной корреляции при этом не наблюдается из-за препятствия фациальных изменений. В надпородном и формационном уровнях литостратиграфические тела обладают чаще всего общими парагенезами минералов и обломков пород в обломочной составляющей терригенных пород, в цементе, нерастворимом остатке карбонатных отложений и т. д., поэтому в данном случае микровещественный состав может быть с успехом использован для расчленения и корреляции.

**Окатанность**, характеризующаяся изменением формы зерен под воздействием движения в среде седиментации, в рамках породного уровня СОВ, может служить для расчленения и сопоставления отдельных слоев терригенных пород на незначительных расстояниях. Зависимость данного критерия от фациальных условий не позволяет, как правило, использовать его для указанных выше целей в надпородном и формационном уровнях СОВ.

**Сортированность материала** определяет степень разнообразия или однородности обломочной части осадочных пород и обычно зависит от фациальных условий в области накопления осадка, состава исходного материала и скорости седиментации, и поэтому данный критерий может использоваться только на породном уровне СОВ.

Наличие **включений** в слоях осадочных горных пород является характерным отличительным признаком. При прослеживании таких слоев на площади они могут выступать в качестве маркирующих горизонтов, т. е. служить для целей расчленения и корреляции в системах тел породного уровня.

Изучение **распределения** химических элементов, их средних содержаний, дисперсий занимает важное место при расчленении и сопоставлении осадочных толщ в надпородном и формационном уровнях СОВ. Однако данный критерий имеет и определенную ограниченность в связи с тем, что малые элементы значительно меняют свои формы миграции при изменении физико-географических условий седиментации [13, 14], что, в свою очередь, отражается на величинах параметров, характеризующих распределение химических элементов. Это может быть использовано для целей расчленения и корреляции отложений, сформировавшихся в сходных фациальных обстановках, однако необходимо подтверждение проведенных работ другими методами.

Категория вспомогательных критериев также включает несколько групп признаков (см. табл. 2).

Рассмотрим группу литологических критериев, куда входят разного рода вторичные изменения.

**Выветривание** осадочных горных пород на поверхности Земли под воздействием различных агентов физического и биохимического разрушения носит селективный (избирательный) характер. В частности, мягкие породы (известняки, мергели, глинистые сланцы и др.) под воздействием процессов выветривания образуют отрицательные формы рельефа, а более

крепкие и устойчивые (некоторые песчаники, конгломераты и пр.) создают положительные формы. Возникающий при этом уступообразный, куэстовый тип рельефа помогает расчленению слоистых толщ в масштабе как породного, так и надпородного уровня СОВ. Такие наблюдения, когда куэстообразные формы визуальнo прослеживаются на местности или же устанавливаются с помощью аэрофотоснимков, помогают и проведению корреляции.

**Метаморфизм и метаморфические изменения** иногда дают важные признаки для целей расчленения и корреляции. В частности, имеет значение изучение регионального метаморфизма осадочных комплексов. Однако следует иметь в виду, что заметные метаморфические изменения наблюдаются обычно лишь для осадочных тел крупного ранга формационного уровня. При корреляции с использованием данного критерия необходимо учитывать, что литологические границы и границы метаморфических фаций не совпадают и могут пересекаться.

Окраска пород, как отмечалось выше, является изменчивым признаком. Но для тел формационного уровня СОВ **преобладающая окраска** пород в осадочных телах, как следствие определенного типа фациальных условий формирования или региональных метаморфических преобразований и пр., может служить вспомогательным критерием их выделения или проведения корреляции.

В группе циклических критериев важное место занимает изучение **базальных частей циклических единиц VI—VIII порядков**. Они, как правило, отличаются более резкими границами в основании. Резкость границ увеличивается с последовательным возрастанием порядка циклита. В их сложении нередко принимают участие песчано-конгломератовые пласты, мощность которых растет прямо пропорционально с увеличением ранга циклических единиц. В основании последних эти базальные горизонты и наблюдаются. Данный критерий важен при расчленении и корреляции осадочных тел надпородного и формационного уровней СОВ. Необходимо иметь в виду, что мощность базальных частей циклических единиц, их гранулометрия, минеральный состав и резкость границ в основании могут изменяться не только по простиранию осадочных толщ, но особенно по латерали. И в случае сопоставления разнофациальных отложений можно ошибочно скоррелировать базальные части циклических единиц различных порядков. Данные критерии являются лишь вспомогательными, так как их признаки должны контролироваться объемами соответствующих им тел, в основании которых базальные горизонты залегают, с обязательным выяснением внутренней иерархии этих тел.

Тектонические критерии сводятся к выяснению характера колебательных движений, в условиях которых формировались осадки: **нисходящие, восходящие, пульсационные**. Для этого необходим анализ мощности. При нисходящих колебательных движениях обычно формируются более мощные осадочные толщ. При восходящих наблюдается обратная картина — обычно формируются осадочные тела с сокращенной мощностью. Пульсационные знакопеременные колебательные движения приводят обычно к формированию трансгрессивно-регрессивных серий осадков. Данные критерии могут быть использованы для целей расчленения и корреляции в надпородном и формационном уровнях, в комплексе с другими методиками.

Из палеонтологических критериев к вспомогательным относится **изучение проблематики**. Систематизация и стратиграфическое положение различных групп проблематичных палеонтологических остатков еще не до конца выяснены, и поэтому они являются лишь вспомогательными при проведении расчленения и корреляции на формационном уровне СОВ.

В качестве палеогеографических вспомогательных критериев выступают высота стояния **области сноса (питания)** и размеры, форма, глубина **области осадконакопления**. Характер геологического строения, рельефа и климатических условий в областях питания обуславливают состав, степень дезинтеграции материала, поступающего в область осадконакоп-

ления. Так как состав материала, поступающего из областей питания в области седиментогенеза, изменяется довольно медленно, эти изменения чаще всего фиксируются лишь в телах крупного (формационного) ранга. Аналогичным образом через большие промежутки времени происходят изменения и в областях осадконакопления: изменение площади бассейна, рельефа берегов и дна, характера гидродинамики, солености и пр. Поэтому данные критерии контролируют и характеризуют обычно крупные тела формационного уровня СОВ.

Комплексное использование охарактеризованных выше трех категорий критериев расчленения и корреляции с применением системного подхода будет способствовать решению стратиграфических задач различного масштаба. Как известно, геологическая наука более двух столетий трудилась над тем, чтобы выработать общепринятые стратиграфические подразделения в осадочной оболочке земной коры. В первом приближении это удалось решить для более крупных стратиграфических подразделений типа групп, систем, отделов. Однако все еще остается открытым вопрос о разработке вполне объективной общепризнанной классификации мелких, в ряде случаев и средних, стратифицированных тел. Последнее вызвано, на наш взгляд, отсутствием методологически вполне правильной базы и теоретической модели для практического ее сопоставления и приложения к объектам стратифицированной части земной коры. Это же подтверждает и отсутствие единой системы подхода к анализу и синтезу геологических объектов, в том числе и литолого-стратиграфических. Отсюда вытекает необходимость перехода от разрозненных целевых классификаций, особенно надпородного и формационного уровней СОВ, к единой общепринятой классификации геологических тел, где объемы и границы субординированных носителей структурной организации вещества были бы вполне определенные и однозначные.

Таким образом, методология литологических, в том числе и циклических, исследований предполагает не только возможность оценки теоретического познания стратосферы Земли, но и помощь в обеспечении практической реализации задач более глубокого изучения осадочных комплексов. В свою очередь, практическое, эмпирическое познание строения осадочного чехла будет обогащать методологию и теорию, ибо «теория без практики мертва».

## ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев С. Л. Методика изучения пульситов (циклокомплексов) флишевой формации // Геодикличность.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976.— С. 100—122.
2. Афанасьев С. Л. Система геохронологических подразделений цикло-, био- и магнитостратонов // Системный подход в геологии (теоретические и прикладные аспекты).— М., 1983.— С. 20—22.
3. Балуховский Н. Ф. Вопросы теории геологической цикличности // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза.— М.: Наука, 1977.— С. 59—71.
4. Вылцан И. А. Осадочные формации Горного Алтая.— Томск: Изд-во ТГУ, 1974.— 187 с.
5. Вылцан И. А. Ритмы — индикаторы геотектонических условий седиментогенеза // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза.— М.: Наука, 1977.— С. 237—243.
6. Вылцан И. А. Цикличность и геоформации // Геология, стратиграфия и полезные ископаемые Сибири.— Томск: Изд-во ТГУ, 1979.— С. 11—16.
7. Вылцан И. А., Беженцев А. Ф. Системный подход в практике литолого-стратиграфических исследований // Системный подход в геологии (теоретические и прикладные аспекты).— М., 1983.— С. 167—169.
8. Вылцан И. А., Беженцев А. Ф. Периодичность осадочного процесса в геологической истории Земли // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах.— М.: Наука, 1983.— С. 200—204.
9. Зубков И. Ф. Принципы систематизации геологических знаний // Вопросы методологии в геологических науках.— Киев: Наук. думка, 1977.— С. 3—11.
10. Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность.— М.: Недра, 1980.— 242 с.
11. Карогодин Ю. Н., Малашенко Г. Н., Саидходжаев Ш. Г. Цикличность и нефтегазоносность палеогена Северного Таджикистана.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1981.— С. 127—152.

12. Малиновский Ю. М. Зависимость периодичности осадконакопления от положения Солнечной системы в Галактике // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза.— М.: Наука, 1977.— С. 117—123.
13. Перельман А. И. Геохимия.— М.: Высш. шк., 1979.— 423 с.
14. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— Т. II.— 574 с.; Т. III.— 549 с.
15. Хаин В. Е. Общая геотектоника.— 2-е изд.— М.: Недра, 1973.— С. 98—169.

В. О. СОЛОВЬЕВ

## ТРАНСГРЕССИИ, ЭПОХИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ, СТРУКТУРНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРЕСТРОЙКИ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ

Изучение седиментационной цикличности прочно вошло в практику геологических работ. Большое внимание при этом уделяется анализу понятийно-терминологической базы, локальному или региональному выявлению цикличности, поискам практического применения полученных результатов. Важным моментом в расшифровке пространственно-временных закономерностей данной цикличности является установление перархической соподчиненности слоев ассоциаций осадочной оболочки Земли. Несмотря на определенные достижения, попытки создания глобальной или для больших площадей схемы периодичности осадконакопления не увенчались успехом. По представлениям разных исследователей, возрастные интервалы выделяемых мезоциклов существенно разнятся, а их продолжительность практически непрерывна и составляет от 5—8 до 80—90 млн лет.

Одна из причин такого положения заключается в многообразии факторов, обуславливающих седиментационную цикличность. В данной статье на примере главным образом позднепалеозойского — мезозойского осадконакопления в Евразии показано существование нескольких разнородных и, в определенной степени независимых геологических явлений, которые обуславливают повторяемость разнящихся палеогеографических обстановок. В их числе можно назвать глобальные трансгрессивно-регрессивные процессы, существование эпох с разной тектонической подвижностью, а также структурно-палеогеографические перестройки, в результате которых происходят региональные изменения и общематериковые перераспределения условий осадконакопления. Планетарный характер всех перечисленных проявлений может лишь предполагаться; основанием для этого является то, что однотипные синхронные преобразования фиксируются в самых различных районах Земли.

Трансгрессивно-регрессивные процессы были, вероятно, в числе первых объектов детального изучения в геологии. Существующие по этому вопросу представления позволяют обосновывать и глобальные трансгрессии и регрессии, и различные по масштабам перераспределения площадей морской и континентальной седиментации. Планетарные палеогеографические изменения могут быть вызваны непосредственным проявлением как тектонического фактора (например, изменение конфигурации геоида и объемов океанических впадин), так и палеоклиматических. Среди последних необходимо отметить меняющийся во времени тепловой баланс Земли и перемещение в широтном направлении орогенных областей. Оба эти явления будут причиной различного количества связанной воды, находящейся выше уровня моря, и соответственно ее колебания могут вызвать глобальные трансгрессии и регрессии. Некоторые исследователи допускают изменение во времени объема гидросферы. Результатом всего этого будет чередование как продолжительных гео- и таласократических эпох-периодов, так и кратковременных импульсных сокращений и разрастаний морских бассейнов, которые должны изучаться в одном иерархическом ряду циклических процессов.

Общие предпосылки трансгрессивно-регрессивного развития хорошо известны, однако при конкретном изучении данного палеогеографического явления встречаются большие трудности. В последние два десятилетия для расшифровки закономерностей проявления их во времени использовался анализ палеогеографических карт. Однако базирующиеся на нем выводы нередко противоположны [6, 9, 22]. И дело даже не в различной степени обоснованности используемых палеогеографических карт или методике их обработки. Видимо, площадные палеогеографические перераспределения играют большую роль в геологической истории земной коры.

Периодически происходящие разрастания или сокращения площадей морской и континентальной седиментации в пределах материковых площадей, существование гео- и таласократических эпох и периодов не вызывают сомнения. Вместе с тем одни и те же интервалы геологической истории зачастую не являются однозначными в палеогеографическом отношении даже для одного материка. Например, поздний палеозой (поздний визе-казанский век) проявлен обширной морской седиментацией на Восточно-Европейской и Южно-Китайской платформах, в Тихоокеанском поясе Евразии и юго-восточной части Средиземноморского, а также резким уменьшением ее площадей на Сибирской платформе и в северо-западной части Средиземноморского пояса. Ранний мезозой характеризуется постепенным сокращением морских бассейнов на восточной окраине материка и разрастанием их в Средиземноморском поясе (начало альпийского его развития). В поздней юре — раннем мелу ликвидация геосинклинальных обстановок на северо-востоке совпадает с таласократическими режимами Западной Сибири и Восточно-Европейской платформы.

Подобное явление характерно и для более кратковременных трансгрессий и регрессий. Так, хорошо известная позднеюрская трансгрессия на Кавказе и прилегающей части Восточно-Европейской платформы совпадает с одновозрастной регрессией на Дальнем Востоке. Среднекелловейская — оксфордская трансгрессия в Западной Сибири отвечает одновременному сокращению морских площадей на северо-востоке. В позднем визе — серпухове происходит разрастание морских площадей на Восточно-Европейской платформе и в Юго-Восточной Азии (Япония, Южный Китай, Индокитай) и сокращение их в северо-западной части Средиземноморского пояса, на Сибирской платформе.

Наряду с этим ряд палеогеографических эпох однозначно проявляется почти во всех районах земного шара. В качестве глобальной геократической эпохи могут рассматриваться татарский век — ранний триас, рэт — ранний лейас, готерив — баррем, дат — палеоцен. И наоборот, почти повсеместное разрастание морских режимов фиксируется в течение среднего карбона, средней юры и др. Многие исследователи успешно сопоставляют на больших площадях некоторые из подобных трансгрессий и регрессий; их можно рассматривать как глобальные. Поскольку такие сопоставления в состоянии обеспечить одну из наиболее детальных межрегиональных корреляций, их площадное изучение весьма перспективно.

Важную роль в седиментационной цикличности имеет чередование эпох различной тектонической активности\*. Общая продолжительность подобных эпох от 15—20 до 30—40 млн лет. Они находят отражение в чередовании морских и континентальных, вещественно или фациально разнящихся образований, изменении скорости осадконакопления, грубости терригенных отложений или степени выветренности их кластических компонентов, усилении или затухании вулканизма, формировании во время активизации тектогенеза частых угловых несогласий или седиментационных перерывов.

\* Среди исследователей, наиболее глубоко занимавшихся этими вопросами или придававших им большое значение, необходимо назвать В. А. Обручева, М. А. Усова, В. П. Газаринова, В. И. Бгатова, М. М. Рубинштейна, А. А. Пронина, В. Е. Хаина, Е. Е. Милановского.

Мощность и скорость осадконакопления в главнейших структурах Евразии в перми и триасе

Структура, район	$P_1^1$	$P_1^2 - P_2^2$	$P_2^3 - T_{1-2}$	$T_3$
Карнийские Альпы	1000/100	1300/43	1100/31	1500/100
Северо-Западный Кавказ	1250/125	10000/333	1160/13	600/40
Закавказье (Джужуфа)	—	1600/53	280/8	600/40
Восточное Предкавказье	—	600/20	1750/50	2400/160
Средний Афганистан	2070/207	90/3	320/9	3050/203
Юго-Восточный Памир	1500/150	420/14	625/18	1800/120
Северные Гималаи	200/20	2000/67	285/8	1000/67
Северный Памир (Юго-Западный Дарваз)	800/80	7000/233	2630/75	—
Мангышлак	—	1700/63	3800/188	4800/320
Северо-Западный Донбасс	2800/280	—	950/27	350/23
Московская синеклиза	300/30	110/4	450/13	—
Башкирское Приуралье	1600/160	2550/85	4650/133	300/20
Пай-Хой	200/20	7000/233	1100/31	600/48
Центральный Таймыр	600/60	4500/150	5100/146	420/28
Саурская зона	400/40	1350/45	850/24	1000/67
Кузбасс	340/34	2500/83	1630/47	—
Юго-Западное Приморье	800/80	5000/167	2900/83	2500/167
Япония (Китаками)	—	2500/83	5400/154	250/17
Южное Верхоянье	1000/100	4000/133	4600/131	1600/107
Западное Верхоянье	450/45	4850/162	2400/70	1050/70
Северное Верхоянье	1000/100	8000/267	1600/46	200/13

Достаточно выразительным и достоверным методом их выявления может быть анализ мощностей, фиксирующий изменения скоростей осадконакопления. Эпохи, трактуемые как тектонически более активные, характеризуются обычно резким возрастанием темпов седиментации в одних бассейнах и ее затуханием, вплоть до прекращения, в других. Подобное явление следует объяснять более интенсивной дифференциацией тектонических движений: увеличением скорости прогибания в одних депрессиях и воздымания в областях сноса или даже палеогеографической инверсией в каких-то структурах.

Примером такой дифференциации могут быть мощности отдельных подразделений перми и триаса в различных структурах Евразии, а также вычисленные по ним скорости осадконакопления (см. таблицу). Для сравнения взяты следующие возрастные интервалы: нижняя часть перми, верхнесакмарские — казанские отложения, татарский ярус — средний триас и верхний триас. Данные о мощностях и продолжительности их формирования заимствованы из различных сводок [10, 12—14, 18, 19]. В случае меняющихся мощностей брались максимальные значения.

Приведенные данные позволяют констатировать обычно значительное возрастание скоростей осадконакопления в середине перми, частично в позднем триасе; кроме того, выделяемые возрастные подразделения характеризуются наиболее существенным изменением состава. Вряд ли фиксируемые отклонения седиментационных скоростей можно объяснять климатическими условиями или неточностями датировок, ошибками в установлении мощностей или продолжительности анализируемых интервалов времени. Для тектонически подвижных эпох характерна активизация вулканизма в самых различных районах геосинклинальных, орогенных и платформенных областей. В частности, интенсивный среднепермский вулканизм известен в Сихотэ-Алине, Юго-Западном Приморье, Японии, Северных Гималаях, на Кавказе, в герцинидах Европы, Средней Азии, Казахстане, Забайкалье, Южном Китае.

Среднепермская эпоха тектонической подвижности характеризуется в большинстве зон и систем Тихоокеанского и Средиземноморского поясов четко выраженным возрастанием скорости прогибания и осадконакопления. На участке от Закавказья до Северных Гималаев в это время начинаются опускания и формируются существенно карбонатные комплексы, сменившие орогенные режимы позднего палеозоя. Вместе с тем в пределах Большого Донбасса, где имеет место почти непрерывное позднепалеозойско-мезозойское осадконакопление, к данному интервалу времени приурочен седиментационный перерыв. В Карнийских Альпах тогда же формируются континентальные отложения, а на значительной части Восточно-Европейской платформы проявлен грандиозный галогенез. В Центральном Памире скорость осадконакопления в середине перми уменьшается, а в Северо-Восточной Японии в существенно карбонатном верхнем палеозое преобладает терригенный материал. Все эти данные показывают своеобразие таких историко-геологических эпох.

Подобная активизация тектонических движений может устанавливаться и в другие интервалы времени: в среднем карбоне, средней юре, титон-валанжине, апт-альбе, кампан-маастрихте. Тот факт, что относительная дифференциация тектогенеза одновременно фиксируется в разнородных структурах и разных районах, свидетельствует в пользу глобального фактора обуславливающих ее явлений. Обычно ее принято объяснять пульсациями Земли, природа которых пока недостаточно ясна. В данном случае они должны нас интересовать как одно из проявлений вероятно глобальной цикличности. Поскольку в одни и те же интервалы времени могут иметь место усиление прогибаний в одних зонах и замедление (воздымания, прекращение седиментации) в других, необходимо вносить корректировку в представления о глобальных гео- и таласократических эпохах.

Еще одним вероятно глобальным процессом, обуславливающим цикличность осадконакопления, являются крупные общематериковые структурно-палеогеографические и тектономагматические перестройки и, как следствие, перераспределение седиментационных режимов. В течение фанерозоя подобные изменения отмечались в середине кембрия и ордовика, в конце силура, позднем визе, поздней перми (вероятно, на границе казанского и татарского веков), келловее, туроне, позднем миоцене. Они образуют четкий ритм продолжительностью 75—80 млн. лет. Часть из них специально изучалась и описывалась как седиментационно-палеогеографические рубежи [15, 17].

Представления о периодически происходящих резких сменах характера осадконакопления развивали многие исследователи, что нашло отражение в выявлении различного рода «рубежей седиментации», «рубежей осадконакопления», «рубежей эволюции осадконакопления», «рубежей крупных осадочных ритмов» [1, 4, 20, 21]. Сопоставление отдельных региональных уровней наиболее резких литологических изменений и прослеживание их во всех основных районах Евразии позволяют устанавливать строгую синхронность их в одних случаях и предполагать таковую во многих других. Возможно, такие преобразования совершаются в течение весьма непродолжительного времени, лишь какой-то части века, что можно считать геологически мгновенным процессом. Совпадение во многих структурах с данными седиментационно-палеогеографическими перестройками типа магматизма свидетельствует о тектонической природе этого вероятно глобального явления.

Визейский тектогенез обусловил в Евразии вовлечение в устойчивые позднепалеозойские опускания Восточно-Европейской и Южно-Китайской платформ, Тихоокеанского пояса и юго-восточной части Средиземноморского (Средний Афганистан, Юго-Восточный Памир, Северные Гималаи) и, наоборот, ликвидацию длительно существующих морских режимов в ряде районов Урало-Монгольского пояса, северо-западной части Средиземноморского и на Сибирской платформе. Начало формирования существенно терригенных отложений на северо-востоке (магарский над-

горизонт, залегающий в основании верхоянского комплекса) строго синхронно аналогичному процессу в северо-западной части Средиземноморского пояса. Здесь в пределах системы депрессионных структур (Донбасс, Придобруджинский прогиб, Львовско-Волынский бассейн, Силезско-Краковская возвышенность, угольные бассейны Франции, Бельгии, Южной Англии) в течение окского времени вize на границе михаловского и веневского горизонтов происходит смена существенно карбонатных образований терригенными угленосными. Тот же возраст аналогичных преобразований фиксируется в Северной Америке (подошва сланцев Честер, начинающих терригенный верхний палеозой).

Позднепермские структурно-палеогеографические перераспределения нашли отражение в ликвидации морских условий на Восточно-Европейской и Южно-Китайской платформах, сокращении таковых на Дальнем Востоке и перемещении геосинклинального процесса в сторону Тихого океана, а также в начале устойчивых альпийских прогибаний в северо-западной части Средиземноморского пояса. Данные преобразования не могут датироваться и коррелироваться столь же точно, как визейские, однако по аналогии с ними они могут быть приняты как синхронные для всех основных районов их проявления. Позднепермский седиментационный рубеж в Евразии совпадает с резкой сменой типа магматизма: субсеквентные верхнепалеозойские вулканиты, прослеживаемые в трансатериковой провинции от Западной Европы до Юго-Западного Приморья, сменяются обильными базальтоидными накоплениями, известными на Сибирской платформе и в прилежащем складчатом обрамлении, а также в Средиземноморском поясе.

Келловейские преобразования выразились в сокращении морских бассейнов на Северо-Востоке (с ними связан главный эпизод замыкания Верхояно-Чукотской миеогеосинклинали) и разрастании их в Западной Сибири и на Восточно-Европейской платформе. В ряде систем северо-западной части Средиземноморского пояса (Горный Крым, Кавказ, Кургитанг и др.) терригенный нижний мезозой на этом уровне сменяется существенно карбонатными образованиями и наоборот, в юго-восточном его секторе карбонатный нижний мезозой перекрыт терригенным верхним (сланцы Спити и их возрастные аналоги). Условно с данным тектогенезом можно связывать заложение Восточно-Азиатского вулканического мегапояса (Илиньгасский и Катазиатский сегменты).

Туронскому рубежу отвечает начало формирования существенно карбонатных отложений в эпиконтинентальных бассейнах северной окраины Тетиса. В осевых зонах Средиземноморского пояса происходит перестройка флишевых режимов, в том числе их активизация, а южнее начинается формирование эвгеосинклинального пояса, прослеживаемого на Балканах, Кипре, в Турции, на Малом Кавказе. На продолжении его фиксируется начало накопления базальтоидов, известное на Пиренейском полуострове, в Египте, Омане, Индостане (деканские траппы). В Западной Сибири туронские преобразования обусловили снижение темпов седиментации и формирование существенно пелитовых образований (кузнецовская свита и более молодые отложения). На Дальнем Востоке с ними можно связывать замыкание Сихотэ-Алинской и, вероятно, Анадыро-Корякской геосинклиналей, на Камчатке и Сахалине наоборот — с этого времени устанавливаются устойчивые прогибания и почти повсеместное осадко-накопление.

Во многих регионах Евразии данные рубежи разграничивают литологически разнящиеся комплексы, которые формировались в течение почти всего разделяемого ими времени. Так, в позднем палеозое на Сибирской платформе и в Алтае-Саянской области образуются континентальные угленосные отложения, в Южном Китае и Индокитае — карбонатные, в Сихотэ-Алине, Корякском нагорье и частично Японии — эвгеосинклинальные, в северо-западной части Средиземноморского пояса — орогенные угленосно-вулканогенно-красноцветные и т. д. Средний палеозой, ранний мезозой, поздняя юра — ранний мел и другие интервалы

времени характеризуются в тех же регионах своими седиментационно-палеогеографическими условиями.

Такое явление позволяет обосновывать общематериковую и вероятно глобальную седиментационную мезоцикличность. Она осложняется эпохами разнящейся тектонической активности, разрастаниями или сокращениями площадей морского осадконакопления, кратковременными импульсными трансгрессиями и регрессиями, волновыми движениями и другими подобными событиями. Однако, несмотря на сложность выявления в отдельных регионах подобного ритма, в целом его можно проследивать в пределах всей Евразии и на других материках. Именно такая комбинация циклических седиментационно-палеогеографических процессов может и должна быть положена в основу схемы историко-геологического развития земной коры.

Одним из основных конечных результатов циклического анализа должна стать расшифровка закономерностей формирования полезных ископаемых, связанных с меняющимися во времени режимами осадконакопления. Наиболее полно они могут быть изучены на примере угленосных отложений, играющих определенную роль в продуцировании нефтегазовых залежей. Глобальные или общематериковые структурно-палеогеографические перестройки и соответствующая им седиментационная этапность обусловили в Евразии как резкие площадные перераспределения разновозрастной угленосности, так и разнящиеся во времени ее масштабы [16].

В среднем палеозое (девон — средний визе) главные площади угленакпления сосредоточены в пределах Восточно-Европейской платформы, Приуралья, Зауралья, Казахстана, Южного Китая и арктических территорий (Шпицберген, острова Медвежий, Банкс, Сев. Аляска, Свердрупский бассейн и др.). В позднем палеозое наиболее важная угленосность концентрируется в северо-западной части Средиземноморского пояса, а также в субмеридиональной полосе, протягивающейся от Печорского, Таймырского, Тунгусского и Кузнецкого бассейнов в Китай и Индостан. Позднеtriasовое — среднеюрское углеобразование происходило главным образом в центральной части материка: на Туранской и Скифской плитах (Тургай, Прикаспий, Средняя Азия), в Иране, на юго-западной части Сибирской платформы, а позднеюрское — раннемеловое — в северо-восточных его районах (Приверхоянье, Зырянский бассейн, Приамурье, Юго-Западное Приморье).

Рассматриваемые седиментационные циклы характеризуются разнящейся промышленной продуктивностью, образуют последовательность этапов с возрастанием или уменьшением запасов углей. Ниже приводятся данные о распределении общих запасов углей в Евразии (составлено по материалам последних сводок [5] с некоторыми уточнениями возраста угленосных отложений):

Интервал времени	Запасы, млрд т
Средний палеозой	40
Верхний палеозой	5506
Нижний палеозой	882
Верхняя юра — нижний мел	1830
Всего в Евразии	9455

Максимальные общие запасы угля в Евразии сосредоточены в верхнем палеозое и верхней юре — нижнем мелу, они значительно превосходят соответствующую величину в среднем палеозое, нижнем мезозое и верхнем мелу — кайнозое. Причем, хотя площади позднеюрско-раннемелового угленакпления значительно уменьшаются по сравнению с раннемезозойскими, запасы углей этого возраста увеличиваются более чем в 2 раза.

Рассмотренная мезоцикличность находит также отражение в формировании нефтегазоносных толщ и региональных покровов. Так, в Западной Сибири ранний мезозой был временем накопления преимущественно континентальных отложений со значительной насыщенностью рас-

тительной органики (туринская серия — тюменская свита). Поздняя юра — ранний мел характеризуются формированием существенно морских терригенных отложений, являющихся основными продуктивными комплексами, а верхний мел — палеоген, начиная с кузнецовской свиты, — образованием региональной покрывки.

Соответствующую роль в продуцировании органики играют эпохи активизации дифференцированных тектонических движений. Так, в Печорском, Тунгусском, Кузнецком и Индостанском бассейнах наиболее важная в промышленном отношении верхнепалеозойская угленосность сосредоточена в середине перми. Максимальные концентрации углей в нижнем мезозое приурочены к средней юре, частично к верхнему триасу. В Средиземноморском поясе наиболее угленасыщенным является средний карбон.

В осадочном разрезе отдельных нефтегазоносных бассейнов отражено проявление эпох глобальной активизации тектогенеза, что иногда имеет важное значение для концентрации нефтегазовых залежей. В Прикаспии и Днепровско-Донецкой впадине к середине перми приурочено накопление солей, являющихся региональными покрывками. Начало большинства эпох активизации характеризуется интенсивным складкообразованием, устанавливаемым в самых различных районах Евразии. Так, среднепермской тектонической эпохе предшествует складчатость, известная как заальская фаза в герцинидах Европы, аллоброгская — в Альпах, прокопьевско-герсинская — в Кузбассе. Предпозднетриасовое складкообразование выделяется на Кавказе лабинской фазой, в Японии как Акиеси, в Корее — Сонним, в Динаридах — черногорской. Выявление таких структурных уровней в осадочном разрезе имеет определенное значение для поисков ловушек, вмещающих нефтегазовые залежи.

Приведенный материал показывает возможность создания общематериковой и вероятно глобальной схемы седиментационной цикличности с привязкой к ней формирования или концентрации горючих и некоторых других полезных ископаемых, а также региональных или планетарных уровней активизации складкообразования. В основе ее должны лежать интервалы времени, характеризующиеся своеобразным осадконакоплением в большинстве тектонических структур, которые разграничены синхронными структурно-палеогеографическими перестройками. С такой схемой должны быть увязаны эпохи разнящейся тектонической подвижности, разрастания или сокращения морских площадей, более кратковременной седиментационной цикличности и других повторяющихся явлений. В этом случае установление соотношений различных по своей природе и формам повторов будет носить не формальный характер, а попытку отразить в составляемой схеме наиболее важные факторы и проявления историко-геологического процесса.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Анатольева А. И. Главные рубежи и этапы континентальной красноцветной седиментации в истории Земли // Эволюция литогенеза в истории Земли. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. — С. 30—36.
2. Бгатов В. И., Казаринов В. П. Осадочные серии как основные этапы циклического развития седиментации // Сов. геология. — 1965. — № 10. — С. 80—93.
3. Будников В. И. Закономерности осадконакопления в карбоне и перми запада Сибирской платформы. — М.: Недра, 1976. — 136 с.
4. Булгакова М. Д. Эволюция палеозойско-триасового осадконакопления в Восточной Якутии // Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах: Тез. докл. 12-го Всесоюз. литол. совещ., Новосибирск, 11—13 ноября 1981 г. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. — С. 19—20.
5. Запасы углей стран мира. — М.: Недра, 1982. — 167 с.
6. Казаринов В. П. На путях раскрытия палеогеографических закономерностей в развитии Земли // Биол. МОИП. Отд. геол. — 1976. — Т. 51, вып. 2. — С. 5—33.
7. Карогодин Ю. Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. — М.: Недра, 1974. — 176 с.
8. Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность. — М.: Недра, 1980. — 242 с.
9. Малиновский Ю. М. Синфазная стратиграфия фанерозоя. — М.: Недра, 1982. — 176 с.

10. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса.— М.: Мир, 1977.— Т. 1.— 453 с.
11. Пронин А. А. Новая геохронологическая шкала тектонических движений фанерозоя // Геологическая история Урала.— Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981.— С. 3—17.
12. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.).— Новосибирск: СНИИГГиМС, ИГиГ СО АН СССР, 1982.— Ч. II: Средний и верхний палеозой.— 127 с.
13. Решения Второго межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР.— Магадан, 1978.— 192 с.
14. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР.— Магадан, 1982.
15. Соловьев В. О. Периодичность в формировании верхнепалеозойских — мезозойских формационных комплексов Евразии // Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горячих полезных ископаемых: Тез. докл. Всесоюз. конф.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975.— С. 97—99.
16. Соловьев В. О. Возраст и схема размещения поясов угленакопления в Евразии // Угольные бассейны и условия их формирования.— Львов, 1980.— Ч. 1.— С. 152—154.
17. Соловьев В. О. Визейский седиментационно-палеогеографический рубеж в Восточной Азии // Геология и геофизика.— 1984.— № 11.— С. 28—34.
18. Стратиграфический словарь СССР: Карбон, пермь.— Л.: Недра, 1977.— 535 с.
19. Стратиграфический словарь СССР: Триас, юра, мел.— Л.: Недра, 1979.— 592 с.
20. Сурмилова Е. П. Особенности осадконакопления в девоне Приколывья // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1980.— № 4.— С. 42—49.
21. Тихомиров С. В. Развитие литологии и ее современное содержание в нашей стране // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1982.— № 9.— С. 42—67.
22. Яншин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1973.— Т. 48, вып. 2.— С. 9—44.

А. И. ДЬЯКОНОВ

## РОЛЬ ЦИКЛИЧНОСТИ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ В НАКОПЛЕНИИ ОСАДКОВ, ФОРМИРОВАНИИ ГЛАВНЫХ ЗОН НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ И ЗОН НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ

Определяющие положения о циклическом характере седиментации и ведущей роли тектонической цикличности в формировании седиментационной цикличности, в осадочных нефтегазоносных бассейнах, а также проявляющихся циклически главных зонах нефтеобразования (ГЗН) и газообразования (ГЗГ) являются научной основой раздельного прогнозирования нефти и газа в формациях нормально-морского типа как терригенных, так и карбонатных. Эти положения сформулированы советскими учеными-нефтяниками и рассматриваются в качестве естественной диалектической формы выражения стадийности нефтеобразования при прогрессивном литогенезе в ходе эволюции осадочно-породного нефтегазоносного бассейна.

Важнейшие тектонические и палеотектонические показатели циклической седиментации, формирования нефтегазоносных бассейнов, времени, места и направленности нефтегазогенерации образуют генетическую основу нового историко-динамического метода раздельного прогнозирования преимущественной нефте- и газоносности [4]. Для терригенных и карбонатных формаций нормально-морских циклов выявляются четко выраженная направленность в изменении параметров ГЗН для различных структурно-тектонических и палеотектонических условий и общий характер зависимости между скоростью опускания и катагенетическими показателями ГЗН.

На примере изучения и установления в отмеченных циклах различных нефтегазоносных бассейнов генетических связей между скоростью осадконакопления, с одной стороны, степенью восстановления среды, относительным содержанием биомассы, ОВ и временем (также глубиной) начала ГФН — с другой, выявляется региональный характер этих зависимостей. Как показано ранее [2], с ростом скоростей и амплитуды про-

гибания (соответственно более 40—50 м/млн лет, свыше 0,5 км за геологический век) в условиях нормально-морской компенсированной терригенной и карбонатной седиментации растут степень восстановленности среды и осадка, относительное содержание биомассы, ОВ, а также улучшаются условия сохранности. В терригенных и карбонатных формациях большинства нефтегазоносных бассейнов молодых и древних платформ четко проявляется циклический характер строения, определяемый периодичностью, скоростями и другими показателями накопления осадков. Устанавливается связь этих показателей с нефтегазоносностью. Анализ циклической седиментации в палеозое и мезозое показывает, что положительная роль нормально-морских терригенных и карбонатных отложений в накоплении ОВ возрастает при компенсированном осадконакоплении, высоких скоростях и амплитуде прогибания. При малых скоростях (обычно менее 20 м/млн лет) в разрезе терригенных циклов возрастает роль грубообломочных пород или карбонатных литофаций, а тем самым и количество коллекторов. Оптимальное соотношение между песчаниками и глинами (30—50% к общей мощности комплекса, по Л. А. Польстер) обеспечивается высокими градиентами скоростей прогибания.

Наиболее мощные седиментационные циклы со значительными объемами нефтематеринских пород формируются в условиях скоростей прогибания свыше 50 м/млн лет в восстановительной фазиально-геохимической обстановке с высокой битуминозностью отложений (до 0,1% битумоида в породе и до 6—8% в ОВ). Максимальная современная нефтегазоносность приурочена к палеотектоническим зонам с наибольшей скоростью прогибания (50—70 м/млн лет), что указывает на генетическую связь циклической седиментации с масштабами накопления и сохранностью биомассы.

Зоны выклинивания грубообломочных пород, являясь производными циклической седиментации, классифицируются по генетическому признаку (по времени образования экранов и ловушек) на конседиментационные и постседиментационные. Наибольшее значение для образования зон ловушек неантиклинального и комбинированного типов имеют конседиментационные зоны литологического выклинивания, реже — стратиграфического (внутриформационного) срезания. Формирование таких зон по бортам прогибов и впадин обеспечивается отмеченными высокими градиентами изменения скоростей седиментации (не менее 30—40 м/млн лет).

Для выявления локальных зон и площадей с литологическим ограничением коллекторов рекомендуется такой определяющий показатель, как средние градиенты скоростей погружения ниже (по падению) и выше локального участка зоны выклинивания, которые должны достигать 40—50 м/млн лет.

В условиях Тимано-Печорской провинции отмеченным показателем удовлетворяет карбонатная формация верхнедевонского седиментационного цикла Верхнепечорского газонефтеносного суббассейна, осадки которого формировались при скоростях 30—40 м/млн лет и более. ОВ здесь алинового и алино-арконового типа, а НМ породы характеризуются высокой степенью восстановленности — до сульфидно-сидеритовой геохимической фации и ранним «вступлением» в ГЗН: градация катагенеза МК<sub>1</sub> достигается уже при глубине погружения отложений 1300—1500 м и палеотемпературе 50—60°C. Количество рассеянного органического вещества в породах формации в зонах активного прогибания обычно превышает 1%, а отложения являются промышленно-нефтегазоносными.

М. Я. Рудкевич, рассматривая в Западно-Сибирском нефтегазоносном бассейне размещение нефтегазоносности в зависимости от палеотектонических факторов, указал на генетическую связь активного нефтеобразования и более ранней аккумуляции УВ в НГБ с «эпохами ускоренного прогибания» и приуроченность крупных залежей нефти к циклам, формирование которых происходило в условиях «энергичного погруже-

ния» [5, с. 87]. Основные нефте- и нефтегазосодержащие комплексы с повышенным количеством ОВ (1—2%) в нефтегазоматеринских породах (сеномана — неокома в Надым-Тазовском междуречье, баррем-валанжина в Среднем Приобье) формировались в условиях скоростей погружения от 30 до 60 м/млн лет. Низким нефтегазоматеринским потенциалом юрских отложений в Среднем Приобье, обусловленным невысоким темпом седиментации (не более 20—25 м/млн лет), объясняются рассеянная по разрезу нефтеносность и отсутствие крупных локальных скоплений УВ.

В Азово-Кубанском НГБ более раннее наступление ГФН (с глубины погружения НМ осадков 1000—1200 м) в карбонатно-терригенной формации эоцена в пределах южного борта краевого прогиба обеспечивает высокий нефтегазоматеринский потенциал и значительные масштабы нефтенакопления с формированием серии нефтяных и нефтеконденсатных месторождений. Раннее же достижение и длительное пребывание в условиях ГЗГ, благодаря темпу прогибания (15—20 м/млн лет) терригенной формации нижнемелового цикла на северном борту НГБ, обусловили ее высокий газовый потенциал и образование крупных газовых месторождений (Каневское, Березанское, Старо-Минское, Ленинградское).

Для Каракумского и Афгано-Таджикского НГБ основные нефтегазонакопления Чарджоуской и Бухарской ступеней приурочены к седиментационным циклам средней-верхней юры и нижнего мела, которым свойственны относительно высокие скорости седиментации (30—40 м/млн лет). Эти отложения отличаются содержанием ОВ более 1,5% и высокой степенью восстановленности осадка при сравнительно раннем наступлении ГФН и ГФГ [1].

В Среднекаспийском НГБ основные нефтематеринские комплексы нижнего мела и средней юры, характеризующиеся повышенным содержанием в глинах  $C_{орг}$  (более 1%) и хлороформенного битумоида (до 0,1%), накапливались в условиях резко восстановительной фациально-геохимической обстановки при скоростях седиментации не ниже 20 м/млн лет. Еще четче проявляется зависимость более раннего наступления условий ГЗН и ГЗГ и образования значительного нефтегазоматеринского потенциала от темпа прогибания для районов Бенгальского, а также Ассамского НГБ, где обогащенные ОВ терригенные формации седиментационных циклов верхнего эоцена — олигоцена (серия Бараил), относимые к нефтегазоматеринским [3], формировались в условиях резко восстановительной среды и скоростей прогибания свыше 40—50 м/млн лет.

Таким образом, для нормально-морских терригенных и карбонатных циклов устанавливается прямая зависимость между темпом прогибания (седиментации), ранним наступлением ГЗН, масштабами нефтенакопления и наиболее полной реализацией НМ потенциала, которая связана, по-видимому, с энергетической стороной процесса генерации и аккумуляции нефти. При увеличении скоростей погружения запас упругой и тепловой энергии в нефтематеринской толще (пласте), необходимый для генерации и эмиграции микронейфти, резко возрастает. При уменьшении скоростей энергетический потенциал толщи снижается, способствуя генерации и накоплению газообразных УВ.

Зарождение зон преимущественной нефтегенерации с активно протекающей ГФН при алиновом или алино-арконовом типе ОВ связано с циклами, характеризующимися максимальными скоростями накопления осадков (более 40—50 м/млн лет) и общей амплитудой прогибания более 0,5 км за геологический век. Газогенерация доминирует при арконовом типе ОВ в периоды начальной (НФГ) и главной (ГФГ) фаз газобразования, как правило, в циклах с меньшими скоростями прогибания (до 20—30 м/млн лет) и суммарной амплитудой менее 0,3 км.

Для формирования зон нефтенакопления и нефтяных месторождений в мегациклах и крупных осадочных циклах наиболее благоприятны

геоструктурные зоны, смежные с очагами нефтегазогенерации и включающие активно развивающиеся ловушки (в условиях ГЗН) со скоростью роста более 50 м/млн лет, контрастностью свыше 100 м/млн лет и амплитудой более 40—50 м.

Для формирования зон преимущественного газонакопления и газовых месторождений наиболее благоприятны геоструктурные зоны, смежные с очагами нефтегазогенерации и включающие менее активно растущие ловушки (в условиях ГЗН и ГЗГ) с темпом роста до 20—30, контрастностью до 50 м/млн лет и амплитудой, как правило, менее 40—50 м.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Акрамходжаев А. М. Органическое вещество — основной источник нефти и газа.— Ташкент: Фан, 1973.— 203 с.
2. Дьяконов А. И. Прогноз нефтегазоносности в связи с тектоническими условиями размещения месторождений нефти и газа в Западном Предкавказье // Геология нефти и газа.— 1976.— № 12.— С. 15—21.
3. Корчагина Ю. И. Катагенез органического вещества нефтематеринских пород // Природа органического вещества современных и ископаемых осадков.— М.: Наука, 1973.— С. 162—168.
4. Макенмов С. П., Добрида Э. Д., Дьяконов А. И. Историко-динамический метод раздельного прогнозирования залежей нефти и газа // Геология нефти и газа.— 1984.— № 12.— С. 24—29.
5. Рудкевич М. Я. Палеотектонические критерии нефтегазоносности.— М.: Недра, 1974.— 87 с.

В. П. АПАРИН

## О ПРИРОДЕ ЦИКЛИЧНОСТИ НЕФТЕНАКОПЛЕНИЯ В ФАНОРОЗОЕ

Вариации интенсивности накопления горючих ископаемых и рассеянных битумоидов [7, 12] в региональном и глобальном масштабах обнаруживают цикличность крупного порядка, которая не может быть случайной (рис. 1). Известны попытки расставить ритмы угле- и нефтенаккопления в фанерозое по порядку прохождения эпох тектогенеза, палеоклиматических этапов, основных рубежей развития органического мира [7]: В настоящее время с позиции тектоники плит понятно, что важнейшим фактором пространственного распределения запасов нефти и битумов на планете является тектоническая и палеогеографическая позиция провинций нефтенаккопления, обусловленная расположением материков.

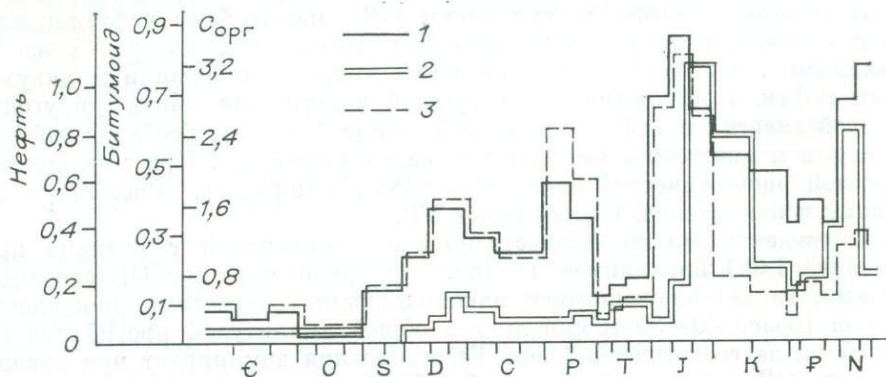


Рис. 1. График интенсивности накопления различных органических образований.

1 — Сорг (10<sup>13</sup> т/млн лет); 2 — нефть (10<sup>9</sup> т/млн лет); 3 — битумоиды (10<sup>12</sup> т/млн лет) [по 7, 12].

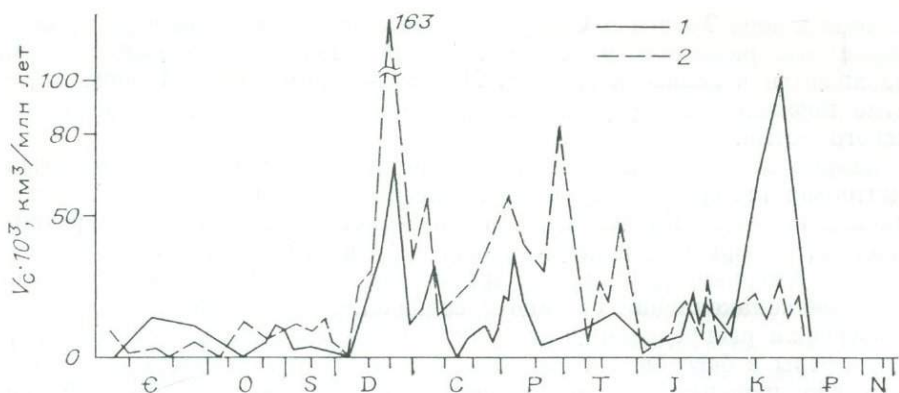


Рис. 2. Вариации скорости формирования осадочного чехла Североамериканской (1) и Восточно-Европейской (2) платформ [по 24].

Однако пока не понятно, какой механизм обеспечивает цикличность нефтенакопления в планетарном масштабе.

В данной работе автор рассматривает динамику накопления рассеянного органического вещества, нефти и битумоидов в двух аспектах: вариации темпа погружения коры в крупнейших осадочных бассейнах и вариации скорости перемещения материков в фанерозое. Как было показано в работах [3, 4], кривые этих вариаций хорошо коррелируются во времени.

**Цикличность осадконакопления.** Соотношение крупных ( $\geq 10^7$  лет) циклов осадконакопления, мегациклов по [23], с глобальным нефтенакоплением рассмотрены в работе [11], где сделан вывод об отсутствии между ними связи. С этим нельзя согласиться, тем более, что на региональном уровне связь прослеживается четко. Вероятно, такое заключение обусловлено ошибкой в выборе объекта для анализа цикличности осадконакопления — вариаций площади эпиконтинентальных морей. Как известно, запасы нефти месторождения пропорциональны скорости осадконакопления, которая косвенно связана с эвстатическими движениями океана и прямо — с геоморфологией бассейна и источника сноса. Поэтому для нашего анализа имеет смысл рассматривать циклы изменения скорости осадконакопления, которые с различной степенью достоверности отражаются в вариациях мощностей, объемов толщ, глубин бассейнов.

Обобщающих количественных исследований темпа осадконакопления по крупнейшим структурам земной коры выполнено крайне мало. Однако материалы такого рода по известным районам нефтенакопления имеются. Так, палеозойское нефтенакопление сосредоточено главным образом в осадочных чехлах Североамериканской (САП) и Восточно-Европейской (ВЕП) платформ, которые по [8] были в состыкованном состоянии от силура до триаса, когда произошел раскол. Вариации объемов осадочных чехлов по геологическим эпохам фанерозоя для ВЕП и САП были, в частности, рассчитаны по палеогеографическим картам [13, 14, 24]. При этом подтверждена корреляция ритмов осадконакопления платформ между собой (рис. 2). Распределение извлекаемых запасов нефти в разрезе палеозоя ВЕП и САП приурочено к этим ритмам.

Триасовый минимум обусловлен воздыманием континентального сегмента литосферы в конце перми, резким спадом осадконакопления на платформах, рифтогенезом по линии раскола будущих океанов в мезозое. Осадконакопление в рифтовых впадинах носило геосинклинальный характер и из-за обилия моласс и магматических продуктов было неблагоприятным для нефтенакопления. Но уже в позднем триасе ситуация меняется: возникает первый глобальный мезозойский ритм осадконакопления, связанный с преобразованием рифтов в первичные океанические

бассейны в зоне Тетиса и Северной Атлантики. Интенсивное погружение в окраинных бассейнах и тафrogenных прогибах эпипалеозойских плит продолжается в лейасе и доггере. Перед началом поздней юры повсеместно проявляется перерыв в осадконакоплении — конец первого мезозойского ритма.

Второй мезозойский планетарный ритм осадконакопления охватывает интервал кимеридж — турон и является главным в истории нефтенакпления планеты. Наблюдается он повсеместно в бассейнах Лавразии и Гондваны, в нефтяных поясах Тетиса, внутриконтинентальных бассейнах Северной Америки, Евразии и арктических морях. Своеобразие этого ритма осадконакопления связано с совпадением двух обстоятельств: палеогеографии распределения материков и геодинамики погружения коры и литосферы в бассейнах движущихся плит. В относительно узкий океан Тетис, изолированный от циркуляции полярных океанов, был обращен сток двух гигантских континентов, приносивший значительное количество ОВ.

В сеномане начинается спад скорости осадконакопления, сильно проявившийся в туроне и достигший минимума в палеоцене. Такой минимум, или перерыв, осадконакопления наблюдается во всех океанах и в большинстве континентальных бассейнов по кривым скорости осадконакопления, частоты перерывов,  $C_{орг}$ ,  $CaCO_3$ , нефтенакпления и т. д. Это наиболее яркий планетарный рубеж в истории земной коры и биосферы, сравнительно близкий к современности.

В кайнозое наблюдаются два широко распространенных осадочных ритма — в эоцене — олигоцене и миоцене. В ряде бассейнов они сливаются в один эоцен-миоценовый ритм. Наблюдаются они по кривым объемов осадков скорости осадконакопления, содержания  $C_{орг}$ ,  $CaCO_3$ , кривым структурообразования [13].

**Цикличность распределения запасов нефти в глобальном масштабе** выражается в существовании интервалов интенсивного нефтенакпления, наиболее яркими из которых являются в фанерозое  $D_3 - C_1$ ,  $P_1$ ,  $J_2 - K_1$ ,  $P_3 - N_1$ . На кривой интенсивности нефтенакпления (см. рис. 1) им отвечают пиковые значения ритмов [7, 12]. Нижнепалеозойский ритм при современном уровне изученности запасов древних, глубокозалегающих горизонтов выражен слабо. Позднепалеозойские ритмы связаны с запасами нефти докембрийских платформ: Североамериканской ( $O_1$ ,  $D_3 - C_1$ ,  $C_{2,3} - P_1$ ), Восточно-Европейской ( $D_3 - C_1$ ,  $P$ ) и Африканской ( $C$ ,  $P$ ). В триасе нефтенакпление в целом по планете имеет четкий минимум, за исключением Аляски, где в этот период формировалось месторождение Прадхо-Бей.

Мезо-кайнозойские ритмы накопления нефти сформировались за счет запасов нефтяных поясов Тетиса [16, 18], бассейнов эпипалеозойских платформ и месторождений континентальных окраин материков в Арктике, Атлантике и Тихом океане. Более 70% извлекаемых запасов нефти планеты заключены в двух ритмах в интервалах  $T_3 - K_1$  и  $P_2 - N_2$ , пиковые значения которых укладываются в более узкие интервалы кимеридж — сеноман, олигоцен — миоцен. При этом юрско-меловой ритм по запасам превосходит кайнозойский почти в 3 раза, а по интенсивности нефтенакпления они примерно равны. Основной вклад в формирование этих ритмов внесли месторождения Персидского залива, Галф-Коста, Западной Сибири, Альберты, Северной Африки, Северного моря, Южной Америки, Скифско-Туранской плиты, периокеанические нефтеносные бассейны Тихого океана и др. Если учесть, что кайнозойский ритм нефтенакпления охватил большинство нефтеносных, принадлежащих к мезозойскому ритму, то встает вопрос, почему юрско-меловой ритм был намного продуктивнее? Вероятно, большую роль сыграл палеогеографический фактор — наличие Тетиса и Пангеи в юре. С другой стороны, нельзя отрицать мощность проявления тектонического фактора, обусловленного резким изменением геодинамической ситуации в связи с распадом Пангеи.

**Цикличность в распределении РОВ.** Рисунок вариаций содержания РОВ в осадках океанического ложа имеет ритмический характер и совпадает с периодичностью нефтесодержания в осадочном слое отдельных океанов и в целом при осреднении всего Мирового океана. Фанерозойская кривая распределения  $C_{орг}$  по разрезу континентальных бассейнов имеет вид, близкий к кривой извлекаемых запасов нефти и битумоидов (см. рис. 1) [12, 15]. Причина этих совпадений заключается, очевидно, в единстве факторов накопления РОВ, с одной стороны, и генерации эмиграции и аккумуляции нефти — с другой. Специальными исследованиями установлена прямая пропорциональная зависимость между содержанием  $C_{орг}$  и скоростью осадконакопления для большинства формаций кайнозоя Мирового океана [15]. Поток терригенного вещества, выносимый в огромных количествах по периферии океанов, благодаря биофильтрации, как бы «вычерпывал»  $C_{орг}$  из гидросферы и выводил его из зоны диагенеза, где потери РОВ за счет окисления составляют 45—50%. Консервация  $C_{орг}$  вышележащей толщей осадков имела решающее значение для нефтенакопления в дальнейшем, при вхождении разреза в зону катагенеза и генерации микронепти. Отсюда цикличность в распределении  $C_{орг}$  по разрезу непосредственно связана с цикличностью осадконакопления, главным образом с вариациями скорости осадконакопления, выносом терригенного вещества, в том числе РОВ, и вариациями биогеохимических условий среды обитания планктоногенного РОВ. Условия эти в основном определяются динамикой выноса  $CO_2$  из глубинных недр в результате вулканической деятельности, что будет рассмотрено далее.

Таким образом, изменения содержания РОВ в разрезе представляют собой ведущий фактор цикличности нефтенакопления, важное звено в цепи, связывающей процессы осадконакопления и формирования нефтяных месторождений.

Возрастное соотношение ритмов  $C_{орг}$  и нефтенакопления в континентальных бассейнах несколько отличается от океанических, что обусловлено вкладом гумусового ОВ и некоторым перераспределением нефти по вертикали за счет миграции и разрушения месторождений. Однако в общих чертах рисунок тех и других вариаций совпадает (см. рис. 1), в частности максимумы ритмов  $C_{орг}$  приурочены к интервалам  $D_3 - C_1, P, J_3 - K_1$  и  $P_3 - N_1$ , т. е. к тем же, что и нефтенакопления.

**Вариации скорости перемещения литосферных плит.** Рассмотренная цикличность в накоплении осадков, РОВ и нефти формируется на фоне другого внешнего процесса — погружения коры в осадочных бассейнах. Одновременность этапов погружения коры в бассейнах одного континента, а тем более нескольких, может быть реализована только за счет повторения геодинамической ситуации, что, в свою очередь, связано с изменениями характера конвекции в мантии. В работах [3, 4] показана корреляция изменений скорости плит с вариациями темпа осадконакопления, рассчитанного по объемам литологических формаций. Перечислим некоторые результаты. Неравномерность перемещения континентальных блоков была установлена уже в первых палеомагнитных работах, а специальные расчеты скорости плит обнаружили периодичность в ее изменениях. При этом вариации скорости перемещения плит совпадают с известной периодизацией фанерозоя на тектонические циклы, в частности в заключительные стадии коллизии континентальных блоков скорость резко падает, в эпохи интенсивного раскрытия океанов — возрастает [1]. Прогресс, достигнутый в последние годы в тектонике растяжений [22], позволяет привязать стадии погружения коры в краевых морях пассивных окраин континентов к интервалам интенсивного сжатия [25]. В тех бассейнах пассивных окраин, где опускание дна обусловлено субдукцией литосферы, темп опускания коррелируется со скоростью подвига океанической плиты [24]. Периокеаническим бассейнам принадлежит основная часть нефтяных запасов фанерозоя [5]. Внутриконтинентальные бассейны развиваются в значительной степени синхронно с краевыми, например бассейны эпипалеозойских лавразийских платформ.

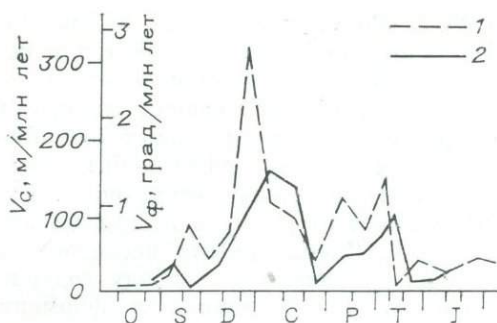


Рис. 3. Сопоставление относительной скорости перемещения ( $V_{\phi}$ ) (1) литосферного блока Восточно-Европейской платформы [по 3, 4] с темпом погружения коры ( $V_c$ ) [по 16] (2).

Рассмотрим соотношение вариаций скорости плит с ритмичной осадко- и нефтенакоплением на некоторых примерах.

Кривые относительной средней скорости перемещения континентальных блоков построены на основе результатов расчетов по методу П. Блеккетта [17] путем использования первичных палеомагнитных данных. Смысл этого метода заключается в расчете угла между вектором древней намагниченности и направлением аксиального геомагнитного диполя в точке отбора образцов, что опосредованно характеризует угол между осью вращения Земли и вектором намагниченности данного тектонического блока.

На рис. 3 даны кривые средней относительной скорости перемещения литосферного блока Восточно-Европейской платформы и скорости осадконакопления по [14]. Два ритма перемещения Европейского континента и осадконакопления почти повторяют друг друга в интервале  $D_1 - T_3$ . Первый ритм погружения коры и быстрого перемещения континента в  $D_3 - C_1$  известен в истории платформы как этап интенсивного растяжения и рифтогенеза, когда оживилась сеть рифейских авлакогенов, в которых скорость осадконакопления была максимальной для фанерозоя. Начало этого ритма связано с быстрым раскрытием герцинского океана на юге от Европейского континента, конец — с закрытием этого океана в результате герцинской коллизии в среднем карбоне. Следующий ритм погружения коры и перемещения континента обусловлен историей развития Уральского океана. Погружение локализовано на востоке ВЕП, где формируется Уральский прогиб, бассейн форланда, обусловленный субдукцией за счет закрытия Уральского океана и надвигом Уральского складчатого пояса на край ВЕП. В мезозое и кайнозое погружения в бассейнах ВЕП были крайне вялыми, поскольку новый континент Евразия был малоподвижен, и вследствие этого в коре палеозойских нефтяных бассейнов ВЕП преобладали процессы консолидации.

Нефтяные запасы ВЕП четко привязаны к этапам ее перемещения и погружения коры и, как уже отмечалось, приурочены к интервалам  $D_3 - C_1$ , P —  $T_1$ .

Распределение осадочных мегациклов в чехле Североамериканской платформы по рисунку близко к Восточно-Европейской, особенно во второй половине палеозоя. Основной причиной этого, с нашей точки зрения, было стыкующее состояние ВЕП и САП после позднекаледонской коллизии до раскола в триасе, что обусловило их почти одинаковые перемещения в этом интервале времени [8] и соответственно одновременность этапов погружения коры. В мезозое и кайнозое, наоборот, корреляция между ритмами осадконакопления САП и ВЕП слабая, поскольку история движения у этих литосферных плит различная. Северная Америка двигалась на запад, прошла большой путь за счет раскрытия Северной Атлантики, одновременно испытывая субдукцию Тихоокеанской плиты. Евразия же находилась под влиянием медленного раскрытия Арктического бассейна и перестроек в Тетисе. Раннепалеозойские ритмы формирования осадочного чехла САП также связаны с индивидуальными движениями этого континента. Природа погружения коры в нефтегазоносных бассейнах Североамериканской платформы в

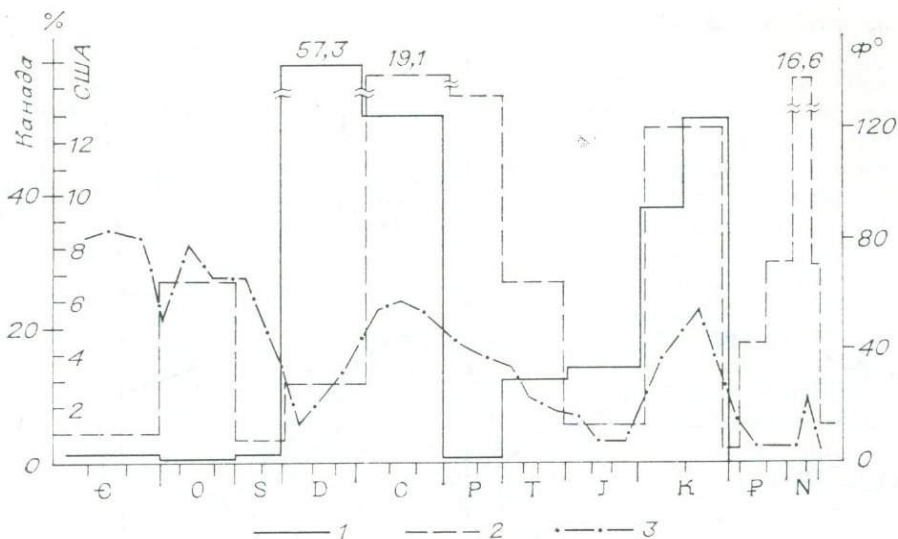


Рис. 4. Распределение запасов нефти Североамериканского континента (% от общей суммы) (1 — Канада, 2 — США) [по 9] в сопоставлении с вариациями местоположения материка относительно оси вращения Земли [по 1] (3).

среднем и позднем палеозое подобна таковой Восточно-Европейской: в ритме  $D_3 - C_1$  — эпоха растяжения, в ритме  $C_{2-3} - P$  — эпоха сжатия, за счет коллизии по линии герцинского пояса Маратон — Уачита — Аппалачи, за которым на континенте формировались бассейны форланда. Распределение запасов нефти в разрезе Североамериканского континента распадается на три основных ритма, которые совпадают с ритмами его перемещения (рис. 4).

Минимум в накоплении осадков, нефти, битумоидов и РОВ на рубеже палеозоя и мезозоя вызван перестройкой характера континентального дрейфа в связи с окончанием меридионального продвижения всего континентального сегмента на север и началом его раскола перед движением в долготном направлении. Это был этап плотной «упаковки» континентов в Вегенеровский вариант Пангеи, когда не существовало развитых пассивных окраин и океанов между континентами. Аляска в это время представляла отдельный микроконтинент. Ритм скорости в  $P_2 - T_1$  реализуется в этой ситуации не в погружении коры, а, наоборот, в ее поднятии, последующем расколе и магматизме. В конце триаса обстановка континентального дрейфа изменяется, триасовые рифты в юре становятся осями зон растяжения, раскрытия мезозойских океанов за счет вращения Гондваны против часовой стрелки. В середине юры происходит раскрытие Северной Атлантики и Тетиса. В этом ритме ( $T_3 - J_2$ ) интенсивно погружается кора в нефтегазоносных бассейнах окраин зарождающихся океанов и внутриконтинентальных, связанных с океаном проливами (Западная Сибирь, Месопотамский прогиб, Галф-Кост, Северное море, Скифско-Туранская плита и т. д.). В начале мальма этот ритм сменяется паузой, вызванной раскрытием Южной Атлантики и реорганизацией движения других плит. В разрезах нефтегазоносных бассейнов Лавразии и Гондваны эта пауза отмечена снижением скорости седиментации и перерывами (рис. 5).

Начиная с кимериджа, новая фаза спрединга возникает за счет относительных перемещений Гондваны и Лавразии в Тетисе и Атлантике, что обуславливает обстановку растяжения в бассейнах Атлантики и Тетиса, а также во внутриконтинентальных бассейнах эпипалеозойских платформ. Рост скорости спрединга охватывает все океаны, но рисунок изменения темпа спрединга в Тихом океане в пижнем мелу несколько отличается [26]. Во второй половине позднего мела, начиная с турона,

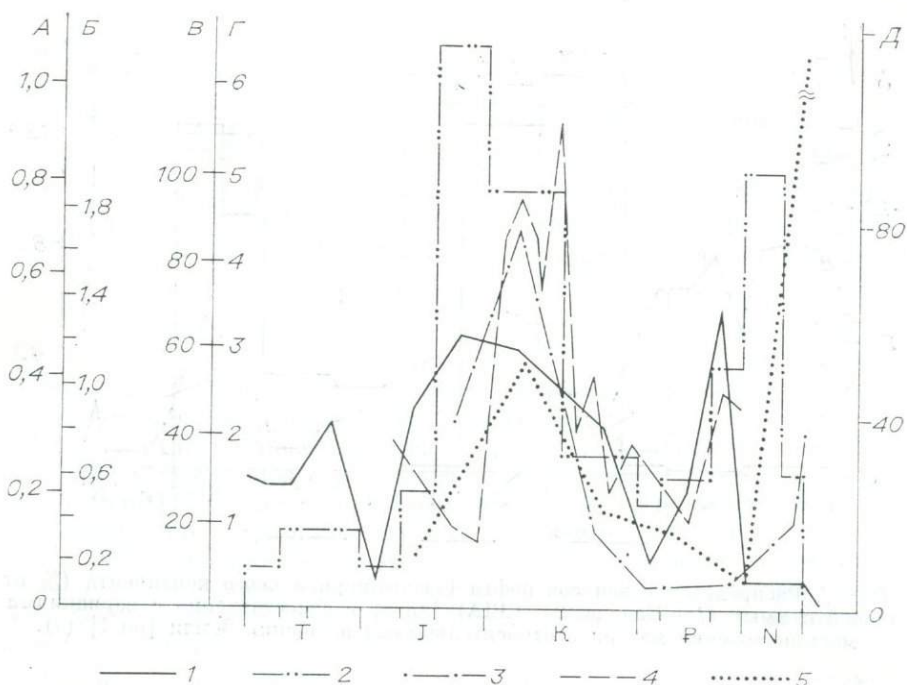


Рис. 5. Мезо-кайнозойская ритмика осадко- и нефтенакопления и перемещения Африканского континента.

1 — вариации перемещения Африки относительно оси вращения Земли (шкала Д); 2 — вариации интенсивности планетарного нефтенакопления [по 7] (шкала А); 3 — вариации содержания  $S_{орг}$  в осадках Атлантики [по 14] (шкала В); 4 — темпы формирования осадочного чехла Западно-Сибирского мегабассейна [по 10] (шкала В); 5 — то же, для запада Галф-Коста [по 19] (шкала Г).

отмечается спад скорости спрединга, возникает нисходящее плечо этого ритма, вызванное перестройкой осей спрединга, коллизией Африкано-Аравийской плиты с Еразией, отделением Антарктиды от Австралии. Резкие изменения в темпе седиментации и нефтенакопления происходят одновременно с изменениями в движении литосферных блоков. Так, для средней части мелового разреза (апт, альб, сеноман) многих нефтяных бассейнов характерны пиковые значения мощности осадков, возникших в период перестройки структурных планов, начала регрессии моря, высокие содержания  $S_{орг}$  и запасов нефти (Западная Сибирь, Месопотамский прогиб и др.).

Минимум скорости спрединга в палеоцене четко совпадает с теми минимальными показателями в накоплении  $S_{орг}$ , нефти и осадков, о которых говорилось выше. После замыкания Тетиса происходит смена меридиональных движений материков на долготные, особенно в Атлантике [26].

Новый ритм скорости спрединга и субдукции, возникший в эоцене, развивался в новых палеогеографических условиях, когда Евразия находилась в условиях сжатия за счет коллизии с Аравийской платформой и Индией. Ареалы осадконакопления в Евразии сократились, центры погружения перемещаются в зоны краевых и межгорных прогибов. Обстановка растяжения сохраняется в Атлантике на пассивных окраинах в Мексиканском и Карибском бассейнах, формирование месторождений смещается в шельфовую зону прибрежных морей.

По периферии Тихого океана погружения коры связаны со скоростью субдукции [21]. Здесь в кайнозой формируются ряд бассейнов в Кордильерах Северной Америки и богатейшие залежи нефти на юго-восточной окраине Тихого океана за счет бассейнов задугового спрединга.

**Ритмика вулканизма и выноса  $CO_2$  из мантии.** Благодаря количест-

венным исследованиям геохимической истории углерода, проведенным А. Б. Роновым [13], восстановлена динамика накопления двух основных форм углерода: карбонатной и органической. Общая масса углерода, погребенного в фанерозойских отложениях Земли, включая океанические осадки, составляет для карбонатной формы  $71,3 \cdot 10^{21}$  г, органической —  $9,1 \cdot 10^{21}$  г, однако ритмика вариаций массы обеих форм по геологическим эпохам очень близкая. Кроме того, кривая массы  $\text{CO}_2$  в карбонатных породах имеет коэффициент 0,75 с кривой вариации масс вулканических пород [13].

Благодаря постоянной фоссиллизации углерода в этих двух формах, приток его, необходимый для обеспечения жизнедеятельности биосферы планеты, так называемый подвижный резерв углерода, непрерывно пополнялся за счет выноса  $\text{CO}_2$  из мантии. В процессе связывания  $\text{CO}_2$  в системе океан — атмосфера образовывался свободный молекулярный кислород. Вариации интенсивности выноса  $\text{CO}_2$  за счет изменения интенсивности вулканизма во времени обусловили, таким образом, ритмику развития биосферы, масштаб фоссиллизации органики в рассеянных и рудных концентрациях. Последние, включая все типы месторождений каустобиолитов, составляют тысячные доли процента от массы рассеянной органики.

Ранее было показано, что интенсивность вулканизма на континентах прямо пропорциональна скорости плит [2]. В океане интенсивность вулканизма является результатом роста новообразованной коры и литосферы, т. е. темпа разрастания океанического дна — скорости спрединга и субдукции.

Итак, вынос  $\text{CO}_2$ , фосфора, радиоактивных элементов и других минеральных добавок флюидными потоками в придонную среду палеобассейнов в качестве пищевого субстрата контролировался изменениями скорости плит. Следовательно, геохимические условия формирования нефтяных месторождений были еще одним «рычагом», через который вариации скорости плит регулировали цикличность нефтенакопления в фанерозое.

В заключение отметим, что нефтенакопление реализуется всегда в конкретных геологических условиях, тем не менее глобальная ритмика этого процесса контролируется глобальными факторами, обеспечивающими одновременность возникновения нефтяных месторождений. Рассмотренные здесь данные свидетельствуют о доминирующей роли цикличности осадконакопления за счет погружений коры в цикличности нефтенакопления, поскольку осадочный процесс соединяет все биотические и абиогенные условия и факторы формирования нефти. Погружения коры в бассейнах, независимо от механизма ее опускания, возникают за счет изменения скорости литосферных плит. Но поскольку изменения скорости охватывают группу литосферных плит, вовлеченных в движение через общую систему осей спрединга, постольку процессы вертикальных движений коры в этой системе испытывают почти одновременно, в геологических масштабах времени, воздействие вариаций темпа континентального дрейфа. Так возникает глобальная компонента седиментогенеза и накопления  $S_{\text{орг}}$ , которая регулируется через комплекс тектонических и геохимических условий. Последние также связаны с ритмикой движения плит, обуславливающей периодичность вулканизма и выноса  $\text{CO}_2$  из мантии.

Таким образом, природа вариаций нефтенакопления косвенно связана с процессами в мантии, с конвекцией ее вещества, приводящей в движение плиты.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Апарин В. П. Сопоставление горизонтальных перемещений Североамериканской и Европейской тектонических плит в фанерозое по палеомагнитным данным // Докл. АН СССР.— 1980.— Т. 253, № 1.— С. 200—203.

2. Апарин В. П. Вариации интенсивности вулканизма и скоростей перемещения континентальных плит в фанерозое // Докл. АН СССР.—1982.—Т. 284, № 5.— С. 78—81.
3. Апарин В. П. Корреляция периодических вариаций скорости плит, темпов осадконакопления и времени формирования нефтяных месторождений // Докл. АН СССР.—1983.—Т. 270, № 1.— С. 161—165.
4. Апарин В. П. Вариации скорости перемещения Восточно-Европейской и Североамериканской платформ и история формирования их осадочных бассейнов в палеозое // Геология и геофизика.—1984.— № 9.— С. 27—33.
5. Буа К., Буше П., Маскл А. Глобальная геологическая история и нефтегазовый потенциал глубоководных континентальных окраин // 27-й Международный геологический конгресс: Докл.— М.: Наука, 1984.—Т. 13.— С. 45—64.
6. Бudyko М. И., Ронов А. Б., Яншин А. Л. Изменения химического состава литосферы в фанерозое // Изв. АН СССР. Сер. геол.—1985.— № 1.— С. 3—13.
7. Вышемирский В. С. Стратиграфическое размещение горючих ископаемых // Геология и геофизика.—1976.— № 6.— С. 3—5.
8. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Кононов М. В., Городницкий Л. М. Палеозойские океаны: попытка абсолютных реконструкций // 27-й Международный геологический конгресс: Докл.— М.: Наука, 1984.—Т. 3: Палеоокеанология.— С. 35—45.
9. Кадастр зарубежных стран, обладающих ресурсами нефти и газа.— Л.: Наука, 1983.—Т. 1.— С. 198—230.
10. Максимов Е. М. К методике формационного анализа платформенных толщ // Геотектоника.—1982.— № 3.— С. 64—69.
11. Максимов С. П., Кунин Н. Я., Сардонников Н. М. Цикличность геологических процессов и проблема нефтегазосности.— М.: Наука, 1977.— 277 с.
12. Неручев С. Г. Накопление органического вещества и горючих полезных ископаемых в фанерозое // Докл. АН СССР.—1979.—Т. 247, № 3.— С. 664—667.
13. Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли.— М.: Наука, 1980.— 80 с.
14. Сычева-Михайлова А. М. О периодичности колебательных движений Сибирской платформы и их сравнение с развитием Восточно-Европейской платформы // Геотектоника.—1981.— № 2.— С. 23—38.
15. Троцюк В. Я. Прогноз нефтегазосности акваторий.— М.: Недра, 1982.— 200 с.
16. Хаин В. Е. Глобальные закономерности нефтегазосности в свете современного понимания структуры земной коры // Теоретические и методологические вопросы геологии нефти и газа.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— С. 20—27.
17. Blackett P. M. S. et al. Analysis of magnetic data // Proc. Roy Soc.—1960.— V. 256.— P. 291—322.
18. Bois C. et al. Global hydrocarbon reserves // Bull. AAPG.—1982.— V. 66, N 8.— P. 1248—1270.
19. Future petroleum provinces of the United States—their geology and potential. AAPG. Publ. 1971. Tulsa.— 560 p.
20. Irving E. Phanerozoic continental drift // Phys. Earth Planet. Inter.—1981.— V. 24, N 4.— P. 197—209.
21. Jurdy D. M. Relative plate motion and formation of marginal basins // Journ. Geophys. Res.—1979.— V. 84, N B12.— P. 6796—6802.
22. Le Pichon X. et al. Plate boundaries and extensional tectonics // Tectonophysics.—1982.— V. 81, N 3—4.— P. 239—256.
23. Megacycles/Ed. G. W. Williams.— N. Y.: Academic Press, 1981.— 533 p.
24. Sloss L. L. Areas and volumes of cratonic sediments Western North America and Eastern Europe // Geology.—1976.— V. 4, N 5.— P. 272—276.
25. Rona P. A. Relationships between rates of sediment accumulation of continental shelves, sea-floor spreading and eustacy inferred from central North Atlantic // Geol. Soc. Amer. Bull.—1973.— V. 84.— P. 2851—2872.
26. Rona P. A., Richardson E. S. Early Cenozoic global plate reorganization // Earth and Planet. Sci. Lett.—1978.— V. 40, N 1.— P. 1—11.

Р. М. БЕМБЕЛЬ

## О НЕКОТОРЫХ МЕТОДОЛОГИЧЕСКИХ ВОПРОСАХ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИИ

Сейсмостратиграфия (или сейсмолитмология), представляющая относительно новое направление в науках о Земле и возникшая на стыке сейсморазведки, учения о фациях, литмологии и палеогеографии, вызвала не только дискуссию по терминологии, но и противоречивые мнения о самостоятельности, целях и задачах этого направления. В рамках системного подхода к изучению геологического строения среды появле-

ние этого направления представляется вполне закономерным и оправданным, так как позволяет наиболее полно использовать крупные теоретические и технические достижения в области обработки и комплексной интерпретации материалов сейсморазведки, геофизических исследований скважин и накопленной геологической информации. Характерные черты системного подхода проявляются в том, что сейсмостратиграфия претендует на разрешение проблемы синтеза трудно сводимых в одно целое задач, целей и знаний сопредельных научных направлений. Естественно, что последние стремятся поглотить сейсмостратиграфию или навязать ей не только собственные цели и терминологию, но и свою схему идеализации реальной геологической среды. Определенные конфликтные ситуации, возникающие на стыках направлений в силу различия этих схем, следует рассматривать как положительные явления, стимулирующие развитие наук о Земле. Взаимное проникновение знаний из сопредельных геологических наук порождает, в свою очередь, определенные парадоксы внутри конкретных направлений, для разрешения которых требуется коренной пересмотр традиционных, устоявшихся представлений и схем идеализации геологических объектов. В частности, подобная ситуация возникла в сейсморазведке при анализе динамики волнового поля на разрезах МОВ ОГТ.

В основе традиционных сейсмогеологических моделей, используемых в практике нефтеразведочных исследований, лежат допущения геометрической сейсмологии о постоянстве локальных свойств геологической среды в области формирования отраженных волн. Фактически размеры этой локальной области в трехмерном пространстве определяются приближенно размерами первой зоны Френеля по латерали и длиной волны по вертикали, что в большинстве практических случаев может измеряться десятками и сотнями метров в реальном пространстве. Идеализированная модель геометрической сейсмологии явилась теоретической основой для методов стратиграфической привязки отражающих горизонтов к данным, полученным по результатам бурения, для построения псевдоакустических и псевдоскоростных разрезов, для прогнозирования геологического разреза. Однако эта модель не дает строгого объяснения отмечаемой при сейсмостратиграфическом анализе взаимосвязи между фаціальными условиями осадконакопления и параметрами волнового поля, изображаемыми на временных сейсмических разрезах. Возникли противоречия между традиционным подходом к интерпретации геофизической природы волнового поля и новым сейсмостратиграфическим подходом, при котором местоположения отражений связываются с хроностратиграфическими границами, а амплитуда, частота и форма — с условиями осадконакопления и последующей геологической историей исследуемых отложений [1]. Для разрешения возникшего противоречия необходимо изменить традиционную схему идеализации реальной среды так, чтобы дополнительно можно было учитывать свойства среды в локальной области формирования отраженных волн. Макротекстура и латеральная изменчивость пород внутри этой локальной области могут быть выражены через параметры геометрической и физической шероховатости геологических границ, учет которых возможен при моделировании полей в рамках волновой теории. Известный опыт математического и физического волнового моделирования свидетельствует о существенном влиянии параметров шероховатостей границ на формирование поля проходящих и отраженных волн [2, 3].

При сейсмостратиграфическом анализе на Ханты-Мансийской площади (Западная Сибирь) были использованы методы волнового моделирования для исследования некоторых противоречивых (с позиции геометрической сейсмологии) особенностей волнового поля на временных разрезах. Например, на временных разрезах МОВ ОГТ в интервале, соответствующем мощной толще относительно однородных глинистых отложений фроловской свиты, фиксируются несколько высокоамплитудных хорошо коррелируемых отражающих горизонтов, стратиграфическая при-

вязка которых к данным геофизических исследований глубоких скважин показала, что эти границы практически не выделяются на кривой ПС; по данным акустического каротажа хотя эти границы и отмечаются, соотношение амплитуд на синтетических разрезах (без учета локальных свойств границ) существенно отличаются от отношения амплитуд на реальных разрезах. По материалам объемной сейсморазведки МОВ ОГТ были получены суперсуммарные временные разрезы с искусственно расширенной локальной областью формирования отражений за счет суммирования трасс в направлении, перпендикулярном плоскости временного разреза. В результате соотношение между высоко- и низкоамплитудными отражениями еще более возросло. Можно полагать, что такая особенность волнового поля обусловлена различной степенью гладкости отражающих границ внутри глинистой толщи, а высокоамплитудные отражения связаны с наиболее гладкими (или зеркальными) поверхностями. Волновое моделирование с переменным по латерали коэффициентом зеркальности границ подтвердило существование описанной особенности изменения амплитуд отражений. При этом оказалось, что латеральные изменения коэффициента зеркальности, непосредственно связанного с изменениями макротекстуры осадочных пород, могут приводить даже к более значительным изменениям амплитуды и формы отражения, чем вариации литологического состава в модели гладких границ, связанные с опесчаниванием отдельных интервалов глинистых отложений. Вариации макротекстуры, проявляющиеся в изменениях амплитуды отражений на временных разрезах, могут служить косвенными признаками изменения энергетических условий осадконакопления. Поскольку макротекстура высокоэнергетической обстановки не всегда сопровождается существенным опесчаниванием осадков, то и литологический прогноз по временным разрезам носит лишь вероятностный характер.

Наиболее ярким сейсмологическим примером, иллюстрирующим действие локального механизма отражения от шероховатых границ, являются отражения от эрозионных поверхностей фундамента и промежуточного структурного этажа, в формировании которых наиболее существенна роль латеральных изменений коэффициента зеркальности, чем изменений акустического коэффициента отражения. В противоположность высокоамплитудным отражениям внутри фроловской свиты отражения от поверхности фундамента часто являются малоамплитудными и слабокоррелируемыми, хотя по акустическому и плотностному каротажу прогнозируются высокие коэффициенты отражения. В этом примере локальные свойства волнового поля, обусловленные резким снижением коэффициента зеркальности, не только снижают амплитуду и коррелируемость отраженных волн, но и разрушают фронт проходящих волн настолько, что отражения от более гладких нижележащих границ становятся также малоамплитудными и слабокоррелированными. В последнем случае работает механизм разрушения волнового поля при прохождении волн через «мутную среду». Волновое математическое моделирование подобных сейсмогеологических условий подтверждает основные свойства реальных полей на временных разрезах. Результаты физического моделирования полей отраженных и проходящих волн в присутствии шероховатых границ описаны в работе [2] и также согласуются со свойствами реальных полей.

Локальные свойства геологической среды в окрестности зоны Френеля необходимо учитывать при стратиграфической увязке изображений, полученных при обработке материалов МОВ ОГТ, с анализом керна и данных ГИС, полученных в результате бурения глубоких разведочных скважин, представляющих лишь очень ограниченную локализованную выборку дискретных измерений в отдельных точках исследуемого трехмерного блока среды.

Некоторые общие закономерности пространственного распределения параметров макротекстуры можно исследовать на основании изучения обнажений и геологических концепций механизмов осадконакопления.

1. Вейл П. Р., Тодд Р. Г., Сангри Дж. Б. Хроностратиграфическое значение сейсмических отражений // Сейсмическая стратиграфия.— М.: Мир, 1982.— Ч. 1.— С. 184—214.
2. Гик Л. Д. Сейсмическое моделирование сложно построенных структур.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 118 с.
3. Нейдель Н. С., Поджиаглиолми Э. Геофизическое обоснование и методика сейсмостратиграфического моделирования и интерпретации // Сейсмическая стратиграфия.— М.: Мир, 1982.— Ч. 2.— С. 645—693.

М. М. СЕМЕНДУЕВ

## ОТ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИИ К СИСТЕМНОМУ И КОМПЛЕКСНОМУ ГЕОФИЗИЧЕСКОМУ ИССЛЕДОВАНИЮ ОСАДОЧНОЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ

Сейсмостратиграфия — новое направление геолого-геофизических исследований, возникшее на стыке сейсморазведки с литологией, стратиграфией и другими геологическими дисциплинами, поэтому его содержание много шире лексического значения термина, предложенного американскими геофизиками. Сейсмостратиграфический анализ временных разрезов представляет собой качественно новый, более высокий уровень извлечения геологической информации из данных сейсморазведки и содержит в себе элементы системного подхода и системно-структурного анализа. Если при традиционной интерпретации материалов сейсморазведки основной задачей было выделение внутри осадочной толщи протяженных геологических (литостратиграфических) границ, то задача сейсмостратиграфического анализа — расчленение осадочной толщи на трехмерные геологические (седиментационные) тела. При этом реализуется системный принцип целостности: предметом анализа и фиксации являются все особенности волновой картины, а не только отдельные ее элементы. Благодаря такому подходу, значительно расширился круг решаемых сейсморазведкой геологических задач. Сейсмостратиграфический анализ позволяет изучать, кроме геометрии границ раздела осадочной толщи, литофациальный состав отложений, обстановки осадконакопления, особенности флюидонасыщения и др. В результате наряду с поиском антиклинальных складок появилась возможность поисков неантиклинальных ловушек, прогнозирования геологического разреза, залежей углеводородов.

Сейсморазведка МОВ — ОГТ наиболее информативна при изучении верхней части осадочной толщи, так называемого плитного чехла платформ, характеризующегося субгоризонтальными выдержанными границами. В то же время с каждым годом становится все более актуальной задача изучения нижнего структурного этажа осадочной толщи — переходного комплекса платформ. Это связано прежде всего с необходимостью повышения глубинности нефтегазописковых исследований ввиду высокой разведанности верхнего структурного этажа осадочной толщи. С другой стороны, системный подход к изучению осадочной оболочки (в том числе проблема цикличности осадконакопления) требует ее полного, целостного анализа, а также выяснения взаимоотношения структурных планов верхнего и нижнего этажей. Незнание структурно-вещественных особенностей (и истории развития) нижнего структурного этажа есть одновременно неполное знание вопросов геологии верхнего структурного этажа осадочной толщи.

К специфическим особенностям переходных комплексов платформ, в сравнении с плитными, согласно [4], относятся: очень сильная степень дислоцированности отложений, значительный размах эффузивного магматизма основного состава, резкие переходы в мощностях осадков, пре-

рывисто-непрерывная форма распространения по площади и др. Все это затрудняет изучение переходных комплексов по данным сейсморазведки отраженных волн, и возникает необходимость комплексных геофизических исследований, в том числе с привлечением грави- и магнитометрии.

Комплексное изучение осадочной оболочки, главным образом нижнего структурного этажа платформ, по данным сейсморазведки и гравимагниторазведки является, по нашему мнению, одним из наиболее перспективных путей повышения эффективности поисков нефти и газа. Эти методы естественным образом дополняют друг друга, поскольку «сильные» стороны одних перекрывают «слабости» других. Сейсмометрия хорошо отражает слоистость земной коры, но хуже блоковость и дизъюнктивы и совсем не отражает наличие и характер магматизма в осадочной толще. Гравиметрия хорошо отражает блоковость и дизъюнктивы, но хуже слоистость и характер магматизма. Магнитометрия хорошо отражает характер магматизма и дизъюнктивы, хуже блоковость и совсем не отражает слоистость геологических сред. Взаимодополняемость сейсмических и гравимагнитных данных при изучении осадочного слоя земной коры вытекает также из способов получения результатов, поскольку гравимагнитные поля наблюдаются в горизонтальной плоскости, а поле сейсмических волн — в вертикальной.

Однако данные сейсмо- и гравиметрии находятся в корреляционных отношениях. Если рассматривать временной разрез как отражение пространства акустических жесткостей, а гравитационное поле как отражение пространства плотностных неоднородностей земной коры, то между ними должна наблюдаться определенная корреляция, поскольку акустическая жесткость есть произведение скорости распространения упругих колебаний на плотность среды. Кроме того, согласно литературным данным, между плотностью осадочных горных пород и скоростью продольных волн имеется тесная связь.

И наконец, еще один довод в пользу комплексирования заключается в том, что корреляция акустических (скоростных) неоднородностей разреза с плотностными может служить одним из критериев разделения аномалий геологической и технологической природы в рамках каждого геофизического метода.

На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что комплексирование сейсмо-, грави- и магниторазведки должно способствовать значительному повышению возможностей более полного изучения структурно-вещественных особенностей переходного комплекса платформ в различных геологических условиях (а также более надежному картированию неструктурных ловушек и прогнозированию залежей углеводородов).

Отсутствие общей теории и методологии значительно осложняет комплексирование геофизических исследований [1, 5]. Комплексирование геофизических методов не следует понимать как простое сопоставление (наложение) различных геофизических данных независимо от характера геологической задачи, района работ и качества первичных геофизических материалов. Прежде чем приступить к комплексным исследованиям, надо выяснить степень сопоставимости геофизических данных и роль каждого геофизического метода в создании обобщенной геологической модели изучаемого объекта.

Комплексирование на статистической основе малоэффективно. Его необходимо проводить на генетической основе. Это означает, что в каждом случае должно быть ясное понимание геологической природы геофизических аномалий. Имеет смысл сопоставлять только те геофизические аномалии, которые относятся к одному геологическому объекту. В то же время обязательным принципом комплексной интерпретации геофизических материалов должен быть их совместный анализ «в процессе принятия решений». Практика сопоставления данных различных геофизических методов после «принятия решений» в рамках каждого метода в отдельности не способствует полному извлечению полезной геологической информации из всей совокупности имеющихся материалов

Поскольку источники гравимагнитных аномалий устанавливаются не всегда однозначно, предложен и опробован системный подход к интерпретации гравимагнитных полей, названный «структурно-генетическим анализом» [2, 3], с целью более обоснованного определения их геологической природы. Существенным элементом такой методики анализа гравимагнитных полей является проведение районирования (определение структуры) полей с соблюдением системных принципов целостности, иерархичности и экологичности. Отмечается определенная аналогия в подходе к интерпретации первичных материалов при сейсмостратиграфическом анализе временных разрезов и при структурно-генетическом анализе гравимагнитных полей, позволяющая рекомендовать их совместное использование при изучении структурно-вещественных особенностей осадочного комплекса платформ, в том числе нефтегазопоисковых объектов различного типа.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кулындышев В. А., Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П. Методологические основы геофизических исследований // Принципы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных.— Владивосток, 1979.— С. 3—12.
2. Семендуев М. М. Структурно-генетический анализ аномального магнитного поля Кавказа и прилегающих акваторий Черного и Каспийского морей.— М., 1982.— 19 с.— Деп. в ВИНТИ, № 1897-82.
3. Семендуев М. М. Структурно-генетический анализ — методика интерпретации потенциальных геофизических полей с позиций системного подхода // Вестн. МГУ. Сер. геол.— 1983.— № 3.— С. 87—91.
4. Семов В. Н. Глубинное строение Юга СССР.— М.: Недра, 1980.— 228 с.
5. Тяпкин К. Ф. Проблемы комплексирования геофизических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых // Принципы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных.— Владивосток, 1979.— С. 38—51.

Т. А. ЯГУБЯНЦ

### ЗАКОН РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ИСКОПАЕМЫХ УГЛЕЙ В УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Изучение угленосных формаций с позиций системного подхода позволило сформулировать утверждение, связывающее изменение концентраций органического вещества ископаемых углей (ОВУ) с изменением его структуры на надпородном и последующих уровнях организации. Цель настоящей статьи — рассмотреть обоснование установленной связи и возможность ее обобщения в форме закона.

Исходным пунктом является понятие «система», подразумевающее «...совокупность элементов любой природы и их связей, выступающую в заданном отношении как целое» [2, с. 29]. Общеизвестно, что сумма признаков объекта, значимых в заданном отношении, составляет его понятийную модель. Чтобы выделить в угленосной формации объекты, интересующие нас в заданном отношении, необходимо прежде разработать их модели в форме научно установленных понятий. Это значит, что практическому выделению этих объектов должно предшествовать теоретическое их выделение в свете требований системной методологии.

Основополагающие понятия системного подхода, такие как, например, «целое», «элемент», «связь», «структура» и т. д., являются общенаучными и, следовательно, в высшей степени абстрактными. Поэтому перенесение теоретического смысла этих понятий на геологические объекты потребовало их конкретизации. Требование конкретизации обусловило необходимость введения в обиход научных исследований таких понятий, как «геологическое пространство», «геологическая граница»;

«геологическое тело», и их производных. Содержание этих понятий, являющихся общегеологическими, было разработано Ю. А. Косыгиным и его школой [1].

Ограничение класса геологических объектов, рассматриваемых с системных позиций, только осадочными образованиями потребовало, в свою очередь, конкретизации понятия «геологическое тело». В связи с этим возникла необходимость ввести понятия «породно-слоевая ассоциация», «элементарный циклит» и их производные, содержание которых разработано А. А. Трофимуком и Ю. Н. Карогодиным [4].

Нетрудно видеть, что перечисленные понятия представляют собой последовательные ступени восхождения от абстрактного к конкретному. Так, например, очевидно, что «элементарный циклит» это «геологическое тело». Последнее, в зависимости от того, исследуется ли структура геологической формации «снизу» или «сверху» (т. е. от породного тела к циклиту и затем к формации или наоборот), может рассматриваться одновременно и как «элемент», и как «целое».

Конкретизация системных представлений применительно к задаче изучения угленосных формаций в фундаментальном плане «снизу» дала возможность установить совокупность понятий минимально необходимых для теоретически исчерпывающего описания структуры скоплений ОВУ на надпородном и более высоком уровнях его организации. Это позволило построить вещественно-структурную модель скоплений ОВУ. Последняя претендует на универсальность с использованием для нужд теоретического обозрения структур скоплений ОВУ на надпородном и последующих уровнях его организации в любых угленосных формациях. Методологическое обоснование содержания наиболее важных понятий было изложено нами ранее [7]. Ниже рассмотрим построенную на их основе модель структур скоплений ОВУ. Однако раскрытию ее сущности целесообразно предпослать определения ряда общих геологических понятий, ранее разработанных другими исследователями [1] и нами лишь несколько уточненных.

Геологическое вещество, ограниченное замкнутой поверхностью (геологической границей), именовалось геологическим телом. Чтобы выделить геологическое тело, необходимо указать его границы. Различались два типа геологических границ: **естественные** и **искусственные**. К первым относятся границы, при переходе через которые терпят разрыв признаки (свойства) вещества; ко вторым — границы, не имеющие естественного выражения и выделяемые условно или произвольно, в связи с решением конкретных практических задач.

В гносеологическом плане различие между естественными и искусственными геологическими границами состоит в том, что в первом случае мы в своем познании идем от реально наблюдаемых (непосредственно или косвенно с помощью технических средств, например, бурения или каротажа) границ к построению их понятийных моделей, во втором — от произвольно заданных понятийных моделей границ к выделению самих границ, которые реально не существуют.

В зависимости от типа границ (поверхностей, линий), обособляющих геологические тела, последние подразделяются на два класса: **естественные** и **искусственные**. К первым относятся геологические тела, ограниченные только естественными границами, ко вторым — такие, у которых хотя бы одна из обособляющих границ искусственная. Исходя из этих представлений, рассмотрим компоненты структуры модели скоплений ОВУ в угленосных формациях и саму модель.

Горную породу (вещество), состоящую из смеси ОВУ и минерального вещества, назовем «антраколит» — старым термином, ныне связываемым с понятиями, утратившими свое значение, вышедшими из употребления и представляющими лишь исторический интерес. Соответственно в новом значении термину «антраколит» отвечает родовое понятие о горной породе, разновидности которой, различающиеся содержанием в них угольного вещества, известны в литературе под названием

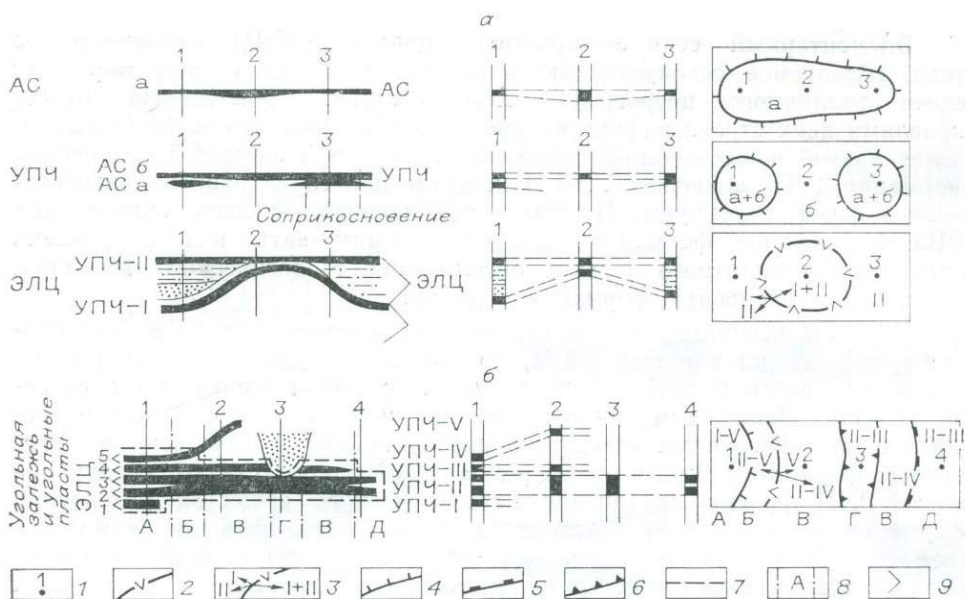


Рис. 1. Естественные (а) и искусственные (б) геологические тела, содержащие скопления органического вещества ископаемых углей.

1 — устье скважины и ее номер; 2 — линия расщепления; 3 — символ расщепления и его синонимическая расшифровка; 4 — 6 — линии: 4 — замещения, 5 — выклинивания, 6 — эрозийного размытия; 7 — граница геологического тела как единого объекта промышленной оценки; 8 — граница площадного распространения угольного пласта; 9 — стратиграфический объем ЭЛЦ.

«чистого», низко-, средне-, высокозольного угля, углистых и углисто-глинистых пород.

Естественными геологическими телами, содержащими концентрированные формы скоплений ОВУ в угленосных формациях, являются антраколитовый слой, угольная пачка и элементарный диклит (рис. 1).

**Антраколитовый слой (АС)** — простое породное тело линзоподобной формы, слагаемое антраколитом. Оно однородно по вещественному составу (ОВУ + минеральное вещество), но неоднородно по количественному соотношению этих компонентов в разных его частях. Ему соответствует наиболее низкая структурная единица скоплений угольного вещества в угленосной формации в породном выражении. До того как был найден наиболее соответствующий этому понятию термин «антраколит», для его обозначения использовались термины «элементарный угленосный слой», «элементарный угольный слой» [5, 6], от которых мы теперь отказались.

**Угольная пачка (УПЧ)** — сложное породное тело, состоящее из антраколитовых слоев, находящихся в стратиграфически плотнейшей упаковке. Ему соответствует четко индивидуализированная по вещественному составу структурная единица ОВУ в угленосной формации, отвечающая надпородному уровню его организации. Подобно тому, как мономинеральная горная порода слагается одним и тем же минералом с незначительной примесью инородных минералов (акцессориев), угольная пачка представляет собой по существу монопородную слоевую ассоциацию, в которой количество других горных пород (глин или аргиллитов), развитых в виде «пленок» и весьма уплощенных «клиньев» между стратиграфически смежными АС, исчезающе мало. Угольная пачка — наивысшая в структурном отношении единица скопления ОВУ в угленосной формации, представленная естественным геологическим телом. Чем из большего числа АС состоит разрез УПЧ, тем она мощнее. Термин «угольная пачка» наиболее точно отражает сущность рассматриваемого понятия, что и явилось причиной отказа от ранее использовавшегося нами термина «угольный слой» [5—7].

**Элементарный седиментационный циклит (ЭЛЦ)** — геологическое тело, образуемое совокупностью парагенетически связанных породных слоев различного петрографического состава, заключенных между кровлями двух стратиграфически смежных угольных пачек. Являясь наиболее низкой вещественно-однородной структурной единицей угленосной формации, ЭЛЦ включает УПЧ в качестве одного из равноправных элементов своей структуры. Поэтому надпородный уровень организации ОВУ в угленосной формации следует рассматривать как подуровень элементарно-циклитного уровня организации геологического вещества, слагающего угленосную формацию в целом.

Если бы высшим уровнем структурной организации ОВУ был надпородный, представленный УПЧ, то сколько-нибудь значительных по мощности его скопления в угленосных формациях попросту бы не существовало. Между тем такие скопления широко известны. Установлено, что они образуются вследствие повторяемости ЭЛЦ в разрезе угленосной формации. Таким скоплениям углей соответствуют следующие после ЭЛЦ уровни организации геологического вещества угленосной формации, которые в соответствии с ранее предложенной терминологией [3] можно было бы определить как мезо-, макро- и мегациклитные. Однако вещественно-структурные критерии выделения в угленосных формациях породно-слоевых ассоциаций рангом выше, чем ЭЛЦ, пока не разработаны. Поэтому скопления ОВУ, относящиеся к более высоким, чем ЭЛЦ, уровням их организации, на данном этапе исследований можно рассматривать совместно, условно определив их как соответствующие надэлементарно-циклитному уровню организации геологического вещества угленосных формаций.

Хорошо известно, что каждому уровню организации вещества соответствует свое природное тело — носитель этого вещества: атом углерода и его структурные элементы, различные органические соединения (клетчатки, жиры, белки и т. д.), биологические образования (клетка, ткань, орган, вид растения или животного, их популяции и т. д.). Все это природные тела — носители различных уровней (точнее подуровней физического, химического и биологического уровней) организации материи, в частности ее органической формы.

На геологическом уровне организации материи телами-носителями ОВУ являются мацералы, антраколитовые слои, угольные пачки и угленосные формации. Они соответствуют микрокомпонентному, породному, надпородному и надэлементарно-циклитному подуровням геологического уровня организации вещества. Следовательно, если породно-слоевые ассоциации, выделяемые в ранге угленосных формаций, рассматривать как самостоятельные объекты научного исследования, то в качестве структурной единицы органического вещества, участвующего в их образовании, следует рассматривать антраколит, телом-носителем которого является антраколитовый слой. Отсюда следует, что скопления ОВУ в угленосной формации, соответствующие надпородному и последующим, более высоким, уровням организации геологического вещества, обуславливаются концентрацией антраколитов. Такие концентрации обособляются как в форме естественных геологических тел (УПЧ), так и весьма уплощенных сгустков ОВУ в теле угленосных формаций, образуемых некоторой совокупностью УПЧ, сближенных до состояния компактности и принадлежащих к стратиграфически смежным ЭЛЦ (см. рис. 1).

Как те, так и другие не имеют единой, ограничивающей их в пространстве геологической границы. Но если УПЧ представляют собой концентрации антраколитов в естественных им естественных геологических границах, то уплощенные сгустки ОВУ обособляются как концентрации антраколитов лишь в комбинированных геологических границах (естественных и искусственных) одновременно, т. е. только как «тела пересечения». Соответственно они представляют собой искусственные геологические тела, среди которых различаются «угольные залежи» и угольные пласты (см. рис. 1).

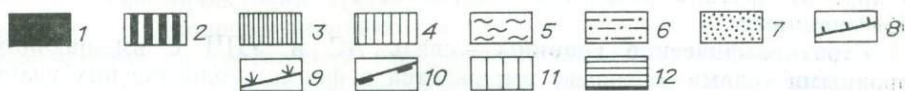
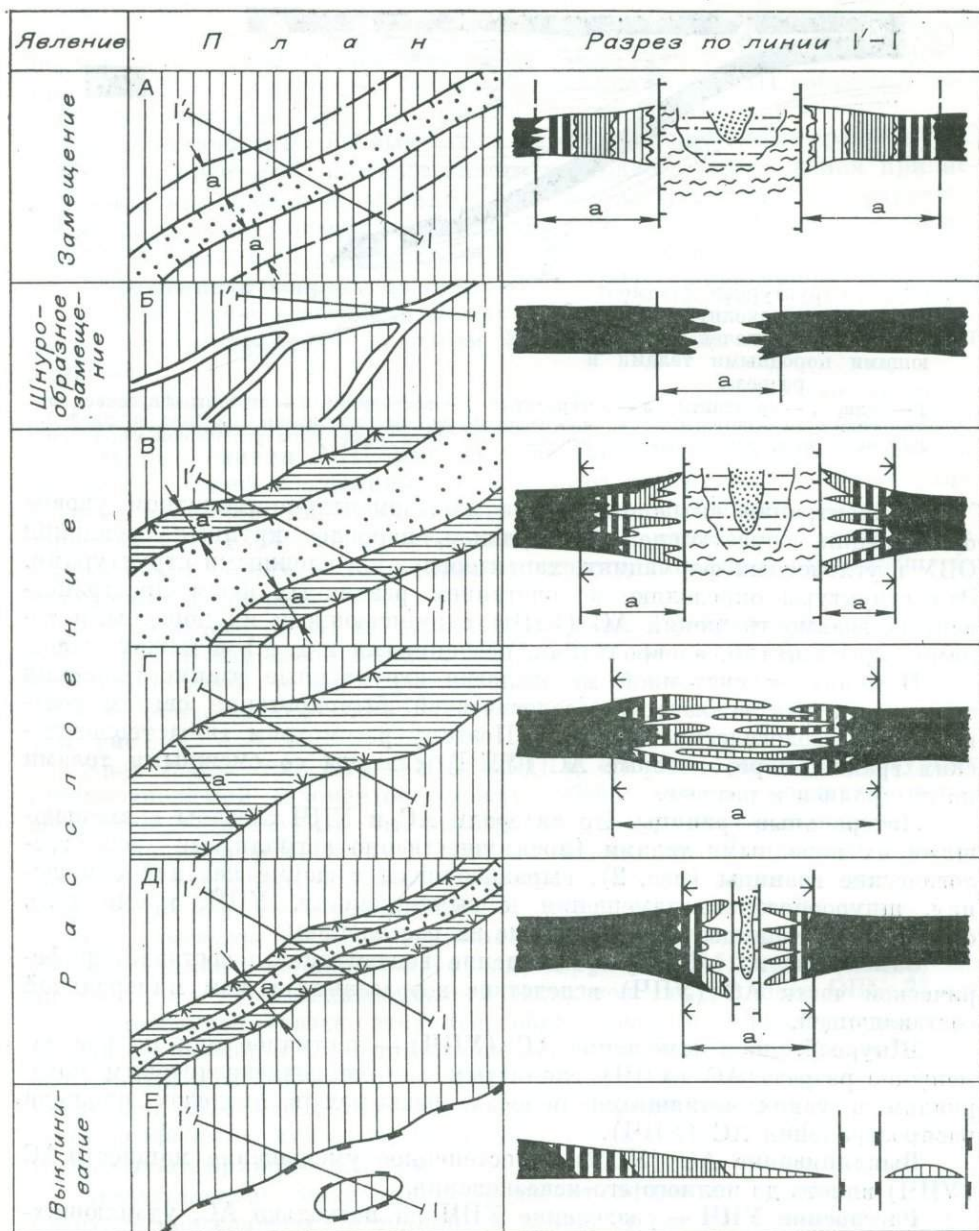


Рис. 2. Структурные взаимоотношения антраколитовых слоев и угольных пачек с вмещающими породными телами по латерали.

1 — уголи; 2 — высокозолевые уголи; 3 — углистые породы; 4 — углисто-глинистые породы; 5 — аргиллиты; 6 — алевролиты; 7 — песчаники; 8-10 — границы: 8 — расслоения УПЧ, 9 — выклинивания АС (УПЧ), 10 — замещения АС (УПЧ); 11 — площадь распространения УПЧ; 12 — зона расслоения УПЧ.

**Угольная залежь (УЗ)** — совокупность УПЧ и разделяющих их породных слоев (прослоев), принадлежащих к стратиграфически смежным ЭЛЦ, рассматриваемая как единый объект геолого-промышленной оценки.

**Угольный пласт (УП)** — часть УЗ, выделяемая в единых стратиграфических границах.

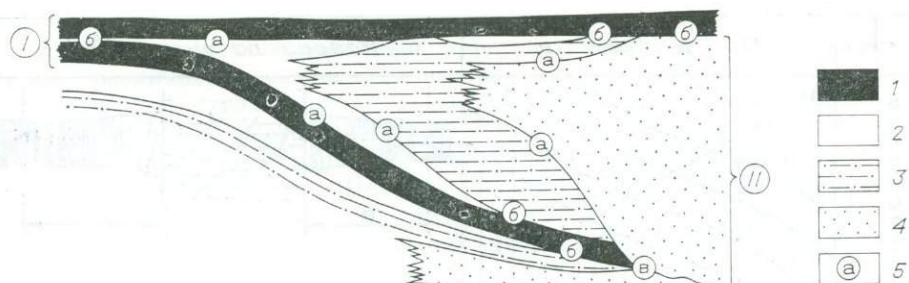


Рис. 3. Структурные взаимоотношения антраколитовых слоев и угольных пачек с вмещающими породными телами в разрезе.

1 — угли; 2 — аргиллиты; 3 — алевролиты; 4 — песчаники; 5 — стратиграфические соотношения (а — согласные; б, в — несогласные, соответственно скрытые и явные). Римскими цифрами обозначены вещественно-структурные узлы угленосной формации.

Концентрации антраколитов на надэлементарно-циклитном уровне организации, образующие, как правило, наиболее крупные скопления ОВУ в угленосных формациях, характеризуются сложными структурами. Эти структуры определяются сочетанием различных форм пространственных взаимоотношений АС (УПЧ) с вмещающими их породными телами (аргиллитами, алевролитами, песчаниками и т. д.) и между собою.

В понятиях системной методологии структурные взаимоотношения трактуются как «связи». В геологической интерпретации связям соответствуют геологические границы. Поэтому рассмотрим типы геологических границ, через которые АС (УПЧ) связаны со смежными телами по латерали и в разрезе.

**Латеральные границы.** По латерали АС и УПЧ связаны с вмещающими их породными телами (преимущественно аргиллитами) через геологические границы (рис. 2), выражающиеся в форме явлений замещения, шнурообразного замещения и выклинивания. УПЧ, кроме того, свойственны границы, обусловленные их расслоением.

**Замещение АС (УПЧ)** — изменение вещественного состава периферической части АС (УПЧ) вследствие возрастания в нем минеральной составляющей.

**Шнурообразное замещение АС (УПЧ)** — частичное или полное замещение разреза АС (УПЧ) глинистым или мелкоалевролитовым материалом в узких ветвящихся полосах, развитых в пределах площади распространения АС (УПЧ).

**Выклинивание АС (УПЧ)** — постепенное уменьшение мощности АС (УПЧ) вплоть до полного его исчезновения.

**Расслоение УПЧ** — разделение УПЧ на несколько АС, удаляющихся друг от друга в разрезе и постепенно замещающихся терригенными образованиями.

**Стратиграфические границы** — связь АС и УПЧ с вмещающими породными телами в разрезе выражается в форме геологических границ (рис. 3), определяемых стратиграфически согласными и несогласными взаимоотношениями этих геологических тел между собою. Стратиграфически согласные взаимоотношения очевидны и пояснений не требуют. Стратиграфически несогласные подразделяются на два типа: *скрытые и явные*. Скрытое несогласие обуславливается нарушением возрастной последовательности в налегании друг на друга парагенетически связанных породных тел, слагающих ЭЛЦ. Такой тип несогласия не нарушает первоначальной морфологической целостности АС или УПЧ. Явное стратиграфическое несогласие, в отличие от скрытого, сопровождается частичным или полным уничтожением разреза АС (УПЧ).

Скрытые и явные стратиграфические несогласия иногда являются причиной сгущения однородного геологического вещества в угленосной формации. К числу явлений, определяющих границы таких сгущений,

относятся эпигенетический разрыв АС (УПЧ), а также сближение и соприкосновение АС (УПЧ). Этим явлениям соответствуют контрастные формы структурных взаимоотношений АС (УПЧ), принадлежащего к одному ЭЛЦ, с породными телами вышележащего ЭЛЦ, обусловливаемых повторяемостью ЭЛЦ в разрезе угленосной формации.

**Эпигенетический разрыв АС (УПЧ)** — сокращение разреза АС (УПЧ) на некоторой площади вплоть до полного уничтожения при пересечении его кровли с неровной (волнистой, бугристой) поверхностью стратиграфического несогласия, отделяющей АС (УПЧ) от вышележащего породного тела, представленного преимущественно песчаником.

**Сближение и соприкосновение АС (УПЧ)** — уменьшение в разрезе угленосной толщи расстояния между двумя АС (УПЧ), принадлежащими к стратиграфически смежным ЭЛЦ, вплоть до их касания друг с другом.

Итак, сгущения однородного геологического вещества образуются в результате сближения и соприкосновения одноименных вещественно-структурных единиц ЭЛЦ, при их повторяемости в разрезе угленосной формации. Таким сгущениям соответствуют структурные «узлы» угленосной формации. Скачкообразный рост концентрации геологического вещества в них обусловливается повышением уровня его организации. Совокупность таких узлов образует пространственную квазирешетку угленосных формаций.

Структурные узлы, представленные концентрацией антраколитов и связанные между собой общими УПЧ, образуют в своей совокупности скопления углей в виде уплощенных сгустков, которые познающий субъект искусственно обособляет в виде угольных залежей и пластов (см. рис. 1).

Зная «элементы» (АС, УПЧ, ЭЛЦ) и «связи» (формы структурных взаимоотношений «элементов» между собой), можно определить **закон вещественно-структурных отношений**, контролирующей изменение концентрации антраколитов в угленосных формациях. Его можно сформулировать следующим образом: *возрастание концентраций антраколитов, образующих в угленосных формациях скопления ископаемых углей, происходит скачками, по мере усложнения и повышения уровня организации их седиментационной (первичной) структуры, обусловленной: 1) существованием естественных геологических тел, содержащих ОВУ; 2) субординированной связью этих тел, образующих в порядке повышения уровня организации их седиментационной структуры иерархически упорядоченный ряд (АС — УПЧ — ЭЛЦ); 3) стратиграфически плотнейшей упаковки АС в УПЧ; 4) сближением и соприкосновением двух и более стратиграфически смежных УПЧ при повторяемости ЭЛЦ, слагающих угленосную формацию в целом.*

Использование этого закона позволит эффективно решать многие практические вопросы методики поисков, разведки и эксплуатации угольных месторождений (региональный прогноз угленосности, прогноз строения и мощности угольных залежей и пластов в межскважинном пространстве на протяжении всего разведочно-эксплуатационного цикла, оптимизация плотности разведочной сети, выявление и прогноз мелкоамплитудных нарушений угольных залежей и др.).

Георетическое значение закона состоит в том, что вместе с признанием его достоверности возникает необходимость в коренной перестройке существующих структурных представлений в области геологии ископаемых углей (относящихся к породному, надпородному и надэлементарно-циклитному уровням организации ОВУ в угленосных формациях) и связанных с ними генетических представлений о природе и масштабах древнего торфонакопления, а также условиях формирования угольных залежей.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Иерархия** геологических тел: Терминологический справочник.— Хабаровск, 1978.— 680 с.
2. **Методы** теоретической геологии/Под ред. И. И. Абрамовича.— Л.: Недра, 1978.— 336 с.
3. **Строение** и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна/Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И. и др.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— Ч. 2.— 348 с.
4. **Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н.** Место слоевых ассоциаций (циклитов) среди природных тел геологического уровня организации материи и принципы их выделения // Теоретические и методические вопросы седиментационной цикличности.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977.— С. 3—47.
5. **Ягубяц Т. А.** О связи древнего торфонакопления с цикличностью осадконакопления в Донбассе // Сов. геология.— 1978.— № 10.— С. 83—94.
6. **Ягубяц Т. А.** Палеогеоморфологический анализ условий древнего торфонакопления в Донецком и Южно-Якутском бассейнах // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1979.— Т. 54, вып. 4.— С. 143.
7. **Ягубяц Т. А.** Надпорный уровень организации органического вещества ископаемых углей в угленосных толщах // Системные исследования в геологии каустобиолитов.— М.: Наука, 1984.— С. 42—54.

Ф. Ф. ТАРАНУШИЧ

## МЕТОДОЛОГИЯ СТРУКТУРНОГО ПОДХОДА К ИЗУЧЕНИЮ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Одним из путей повышения эффективности и снижения стоимости поисково-разведочных работ на уголь является изучение угленосных отложений как целостных объектов — формаций. Результативность этих работ зависит от того, насколько верно раскрыты закономерности их строения.

Методологическую основу учения о формациях должны составлять определение объекта и предмета изучения, постановка целей и задач и выбор методов исследования, адекватных поставленным целям. Объектом учения об угленосных формациях являются реально существующие и естественно обособляющиеся по вещественно-структурным признакам комплексы горных пород, содержащие в разной степени сконцентрированное угольное вещество; предметом — первичная седиментационная структура и состав этих комплексов. Цель изучения — выявление закономерностей вещественно-структурной организации угленосных формаций как геологических тел. Задачи обусловлены стадией изучения: определение парагенеза пород и вариаций его состава, выделение структурных элементов, выявление их системообразующих связей, построение модели структуры и т. д. Актуальность постановки проблемы изучения структур угленосных формаций подчеркивалась В. М. Цейслером [2].

Изучение различных угольных бассейнов показывает, что углеобразование происходило в седиментационных ваннах с дифференцированным режимом погружения и перманентным торфообразованием, периодически прерываемым поступлением с горных обрамлений осадочного материала, запечатывающего торфяники и создающего благоприятные условия для их консервации и последующих биохимических преобразований. Угольные пласты играют роль изохронных уровней. Пластины пород, ограниченные двумя смежными угольными пластами, заключают в себе информацию об условиях отложения и дифференциации обломочного материала в седиментационной ванне. Отдельно взятая такая пластина с одним угольным пластом (нижним или верхним) может рассматриваться как структурный элемент формации, ее элементарная ячейка.

Каковы состав и структура этой ячейки? Как правило, угленосные толщи сложены ассоциацией взаимоисключающих образований: с одной

стороны, терригенных и глинистых (конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты), резко преобладающих в разрезе, с другой — органогенных, фитогенных (углей), имеющих подчиненное значение. Наборы этих пород и угли образуют закономерно организованные совокушности, элементарные ассоциации, повторяющиеся в разрезе формации и исчерпывающие ее объем. Взаимосвязь их в этих наборах в некоторых сечениях характеризуется всеми признаками, позволяющими относить их к циклитам (по Ю. Н. Карогадину [1]), направленностью и непрерывностью изменения главного признака (гранулометрического состава пород), типом границ между слоями и т. д. Это позволяет условно именовать элементарную ячейку угленосной формации циклитом. Последний эмпирически выделялся исследователями во всех угольных бассейнах. Отмечающиеся иногда в составе угленосных формаций в подчиненном количестве другие породы, например известняки, связаны с циклитами и входят в их состав или же не влияют на общие закономерности строения, поскольку имеют случайный характер (лавы, туфы).

Оценивая угленосную формацию как многоэтажное сооружение, каждый этаж которого представляет собой циклит, изучение структуры формации следует начинать с изучения структуры циклита. Теоретические модели циклитов в Донбассе рассматривались различными исследователями. Одна из них приведена в работе [4]. Достоинством этой модели является обоснованный выбор границ циклита по кровле углей и углистых пород, как четко выраженный и однозначно фиксируемый всеми исследователями. По латерали строение циклита не выдержано, и первая задача формационных исследований — установление структуры циклита путем его прослеживания и объемного картирования на всей площади развития угленосной формации, выделение всех его структурных типов, определение их взаимоотношений.

Изучая строение циклита, необходимо выделить его структурные единицы и установить характер пространственных взаимоотношений между ними. Что же является такими кирпичиками — структурными элементами? Это элементарный породный слой (ЭПС) и пачка. ЭПС — простое породное геологическое тело, однородное в вещественно-структурном отношении: внутри него нельзя провести геологические границы, это наиболее низкая структурная единица скопления определенного породного вещества.

В основу типизации структурных взаимоотношений элементарных осадочных породных тел (рис. 1) положены пространственно-временные взаимоотношения. По времени образования элементарные породные тела могут быть синхронными и гетерохронными. Между двумя этими типами существует переходный тип. Породные тела, относимые к нему, являются частично одновременными. В гетерогенном типе выделяются два подтипа: непрерывный, к которому отнесены тела, последовательно возникающие одно за другим без перерывов в накоплении рассматриваемого породного вещества, и прерывистый — с перерывами в накоплении этого вещества.

По распределению в латеральном направлении тела могут быть синхтонными (от греческого *σιν* — вместе, совместно и *χθών* — земля), т. е. образованные в одном и том же месте, и гетерохтонными (*ετερος* — другой, различный), образованными в разных местах, а также сингетерохтонными. В гетерохтонном типе тоже выделяются два подтипа: непрерывный и прерывистый.

Предложенная типизация элементарных породных тел может быть использована для характеристики породных ассоциаций, представления их в виде систем, облегчения поиска системообразующих связей.

Пачка — следующая после элементарного породного слоя таксономическая единица скопления породного вещества, состоящая из нескольких соприкасающихся элементарных слоев, синхтонных и сингетерохтонных гетерохронных непрерывного подтипа и сингетерохронных сингетерохтонных также непрерывного подтипа.

Тип и подтип временной связи		Тип и подтип латеральной связи			
		синхтонный	сингетерохронный	гетерохронный	
				непрерывный	прерывистый
Синхронный					
Сингетерохронный					
Гетерохронный	Непрерывный				
	Прерывистый				

Рис. 1. Типы пространственных взаимоотношений осадочных породных тел.

Циклит представляет собой в наиболее общем виде совокупность парагенетически связанных слоев разного состава, заключенных между кровлями стратиграфически смежных монопородных пачек, т. е. систему породных тел, находящихся в синхтонной гетерохронной связи.

Объемное картирование циклита — первый шаг на пути изучения структуры формации. Следующий — проверка основных закономерностей строения циклита в смежных с ним и более удаленных циклитах, выделение однородных в структурном отношении участков угленосной толщи — формаций и построение моделей их структуры.

Объективное выделение угленосных формаций и моделирование их структуры успешно могут быть произведены с использованием математики, теории множеств, теории симметрии, теории информации. Поиски методов и подходов, адекватно отражающих закономерности структурной композиции породно-слоевых ассоциаций разных рангов, являются одной из важнейших задач при изучении угленосных формаций.

Теория множеств позволяет надежно идентифицировать формацию, которая может рассматриваться как ограниченная область непрерывного множества состояний, характеризующаяся однозначно соответствующими их свойствами, составом, структурой. Элементы множества — горные породы, наборы пород определенных пределов состава, структуры. При рассмотрении формаций могут быть выделены множества следующей иерархии: отдельные множества, их ряды, поля и пространства, геометрическими образами которых являются точки, линии, поля и т. д.

При построении модели структуры формации значительна роль математического моделирования. Использование математики позволяет эффективно систематизировать эмпирические данные, выявить и описать зависимости между ними, сформулировать определенные непротиворечивые гипотезы.

Степень структурной организованности формации может быть оценена с помощью энтропии — одного из основных понятий теории информации. Чем лучше в формации проявлена цикличность, отчетливее ее дифференциация по латерали, тем выше ее упорядоченность, организованность, тем ниже ее энтропия. Это свойство формаций может быть использовано для построения их естественной классификации.

Надежным фактором успешного решения задач моделирования структур формаций является симметрия слоистой структуры, присущая угленосным формациям. Сущность симметрии — закономерная повторяемость фигур. Наиболее часто в геологии встречаются следующие эле-

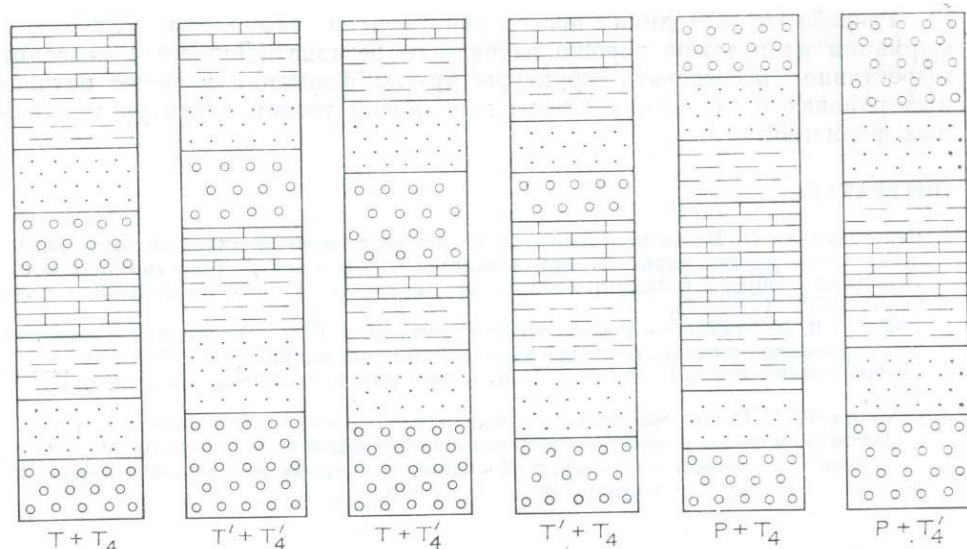


Рис. 2. Симметрия стратиграфических разрезов и ее индексация [по 2].

менты симметрии: трансляция (Т) и плоскость симметрии (Р). Трансляция — это поступательный перенос фигуры параллельно самой себе, она может быть простой и более сложной: трансляция симметрии подобия (Т') и трансляция многоцветной симметрии (Т<sub>n</sub>). Плоскость симметрии — это воображаемая плоскость, делящая фигуру на две равные части. На рис. 2 показаны некоторые варианты симметричного строения стратиграфических разрезов и система их обозначения.

Выделение элементарной ячейки формации — повторяющейся ассоциации пород, объемное изучение ее на всей площади — один из подходов исследования структуры формации. Другой подход — возможно, установление квазирешетки формации. Узлами этой квазирешетки являются совокупности сближенных монопордных пачек, принадлежащих нескольким стратиграфически смежным циклитам, образующиеся вследствие выклинивания пачек иного состава. Примером такого узла может служить угольная залежь, ее противоположность — песчаниковый узел (синхтонный ряд сближенных песчаниковых пачек). Сеть таких чередующихся узлов образует квазирешетку угленосной формации. Примером такой квазирешетки является распределение в нижнемезозойских отложениях мощных угольных залежей на Южном Урале (устное сообщение О. В. Жукова) с выдержанным шагом в меридиональном и широтном направлениях. Квазирешетки, определяющие структуру угленосных формаций, совместно с вещественным составом способствуют их идентификации и сопоставлению, а также служат основой естественной классификации формаций.

Выделенная угленосная формация должна быть охарактеризована как статическое тело. С понятием тела ассоциируют такие понятия, как границы, форма и размеры. Формация как часть геологического пространства, однородная в структурно-вещественном отношении, имеет резкие границы, проводящиеся по изменению состава и структуры или по изменению одного из этих признаков. Наблюдающиеся постепенные изменения этих признаков, обуславливающие существование на границах формаций зон перехода, не мешают относить границы к резким в связи с незначительной относительной мощностью этих зон в сравнении с мощностью формаций, размерами их тел.

Результаты изучения формации представлены в форме серий карт, разрезов, блок-диаграмм, матриц признаков, уравнений их функциональных связей между собой и с координатами пространства, систем понятий, обобщающих полученную информацию.

Разработка методики построения модели структуры угленосной формации на примере хорошо изученного региона (Донбасса) позволит эффективно исследовать структуры других формаций в менее изученных районах и перейти к построению общей теории структур угленосных формаций.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Карогодин Ю. Н. Место геотектоничности, седиментационной цикличности и литологии среди других наук геологии и взаимосвязь с ними // Теоретические и методические вопросы седиментационной цикличности.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977.— С. 48—71.
2. Цейслер В. М. Тектоника и угленосные формации // Роль тектоники в формировании горно-геологических факторов угольных месторождений.— Л., 1983.
3. Шафрановский И. И., Плотников Л. М. Симметрия в геологии.— Л.: Недра, 1975.— 144 с.
4. Ягубянец Т. А. Некоторые теоретические и методологические вопросы, связанные с выделением «элементарных седиментационных циклитов» (на примере угленосных толщ параллического типа) // Проблемные вопросы литостратиграфии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— С. 13—28.

Т. А. ЯГУБЯНЦ, Ф. Ф. ТАРАНУШИЧ

## ОПЫТ СИСТЕМНОГО ПОДХОДА К ФУНДАМЕНТАЛЬНЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Постановка и решение научных проблем, связанных с геологией ископаемых углей,— компетенция учения об угленосных формациях, возникшего на стыке общей геологии ископаемых углей и учения об осадочных геологических формациях.

Источником наиболее глубоких идей, образующих теоретическую базу этой дисциплины, являются фундаментальные исследования. Их результаты составляют принципиальную естественно-научную основу прикладных разработок, направленных на совершенствование методов планирования геолого-разведочных работ на уголь, методики поисков и разведки угольных месторождений, технологии их отработки.

Роль системной методологии в развитии учения об угленосных формациях заключается в том, что ее использование позволяет сформулировать наиболее эффективную с точки зрения современного научного мировоззрения стратегию фундаментальных исследований и таким образом повысить их научное и прикладное значение.

Систему определяют как «...совокупность элементов любой природы и их связей, выступающую в заданном отношении как целое» [2, с. 29]. Системный подход требует изучения познаваемых объектов в трех взаимосвязанных аспектах: структурном (существование), функциональном (действие) и историческом (становление). Указанная программа исследований реализуется путем последовательного решения следующих задач: 1) подразделение некоей целостности, принимаемой в качестве системы, на такие части (элементы), взаимоотношения между которыми определяют основные черты этой целостности; 2) выяснение типа связей между выделенными структурными единицами (элементами); 3) установление механизма возникновения, функционирования и эволюции как отдельных элементов системы, так и всей системы в целом.

Первая и вторая задачи решаются методами системно-структурного анализа; первая и вторая части третьей задачи — соответственно методами системно-функционального и системно-исторического анализов. При этом системно-функциональный анализ опирается на результаты системно-структурного, а системно-исторический — на результаты того и другого анализов. Таким образом, структурный аспект исследований, поскольку он определяет два последующих, является относительно само-

стоятельным, независимым. Поэтому его результаты рассматриваются в системных исследованиях как имеющие основополагающее значение.

Простота идей, лежащих в основе методологии системных исследований, отнюдь не предполагает такой же простоты их практической реализации. Привлечение системного подхода к решению возникающих в науке проблем сопряжено с преодолением трудностей, суть которых охарактеризовал Д. Харвей. Проследив историю проникновения системной методологии в географию, он пришел к следующему выводу: «...Было бы наивно думать, что достаточно взмахнуть магической палочкой системного анализа над предметом географии и все проблемы будут решены». Трудность состоит в том, что «...каждая дисциплина должна отыскать свой собственный путь решения стоящих перед ней проблем прежде, чем станет ясно, каким образом и почему возможно применение системного анализа» [4, с. 453].

Отыскание «собственного пути» при переходе на позиции системного подхода требует проведения специальных исследований (методологических, теоретических и экспериментальных). Их цель состоит в нахождении форм представления изучаемых свойств объектов и доказательстве возможности их анализа в этих формах именно как систем. Сущность проводимых при этом исследований сводится к решению комплекса задач, наиболее важными из которых являются следующие: 1) определение объекта и предмета исследований; 2) разработка понятийно-терминологического аппарата, обеспечивающего трансляцию теоретического смысла исходных понятий системной методологии (таких как, например, «целое», «элемент», «связь», «структура» и др.) на исследуемый класс объектов; 3) выделение в изучаемых объектах компонентов, соответствующих смысловому значению исходных понятий системного подхода; 4) построение на основе разработанных понятий абстрактной модели исследуемого объекта; 5) обоснование применимости созданной модели для нужд теоретического обозрения любых объектов исследуемого класса; 6) практическое подтверждение достоверности модели путем сравнения теоретически предсказанных на ее основе качественных и количественных характеристик исследуемых свойств объектов с данными фактических наблюдений и измерений.

Угленосные формации — это геологические образования, обособляющиеся от окружающей среды по своему вещественному составу, определяемому парагенетической ассоциацией (сонахождением) породных тел, включающей в качестве одного из компонентов породное тело, состоящее из скоплений органического вещества ископаемых углей (ОВУ). В самом общем виде эта парагенетическая ассоциация представлена слоями терригенных (гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, различные их переслаивания) и органогенных (известняки, угли) пород.

Итак, в соответствии с приведенной формулировкой выделим угленосную формацию в качестве объекта научного исследования. Следует лишь иметь в виду, что упоминаемому в ней понятию «парагенетическая ассоциация» соответствует в высшей степени абстрактный образ. Обращение к нему оправдывается возможностью его использования как средства теоретического обозрения геологической реальности с целью выделения в ней объектов, вещественный состав которых в целом определяется именно данной парагенетической ассоциацией или ее частью, включающей, однако, в качестве обязательного компонента породы, состоящие из ОВУ.

Соответственно реальная угленосная формация вовсе не обязательно должна быть представлена всей совокупностью породных слоев, составляющих упомянутую парагенетическую ассоциацию. Так, например, во многих угленосных формациях отсутствуют слои известняков, в угленосной формации Южно-Якутского бассейна аргиллиты составляют лишь 7%, а в угленосной формации Тургайского бассейна мала роль песчаников, которые даже в сравнительно крупных породных массивах, охватывающих целые месторождения, и вовсе отсутствуют.

Поэтому при установлении внешних контуров конкретной угленосной формации следует исходить из того, что она совсем не обязательно должна быть представлена в семи компонентами парагенетической ассоциации, которой оспределяется, во всех своих частях, ибо это принципиально невозможно.

Проблема выделения угленосных формаций как органичных целостностей в угольной геологии остро никогда не ставилась, поскольку в своей практической и научной деятельности геологи-угольщики обычно ограничивались рассмотрением их частей, характеризующих промышленную угленосность. При этом объект исследования всегда представлялся геологам интуитивно ясным, и именно в том концептуальном разрезе, в каком он изложен выше.

Необходимость определения предмета исследований вытекает из самой сути системного подхода, предполагающего не всестороннее рассмотрение изучаемого объекта (это принципиально невозможно), а именно в **заданном отношении**. Понятие «фундаментальный», взятое в качестве определения направления исследований, вполне однозначно определяет и отношение их заданности. Действительно, поскольку «...высшее знание об объективной реальности — это знание о структурных отношениях» [3, с. 75], то и сущность фундаментальных исследований при изучении угленосных формаций должна усматриваться в том, чтобы установить собственные угленосные формациями структуры и геологические процессы, приведшие к образованию этих структур.

Две указанные цели, на достижение которых должно быть ориентировано учение об угленосных формациях как самостоятельная геологическая дисциплина, вполне однозначно определяют и соответствующие им предметы исследований, каковыми являются, во-первых, *модели структур угленосных формаций*, и, во-вторых, *модели геологических сущностей*, раскрывающих причинную связь явлений, обусловивших образование этих структур.

Познание структуры природного объекта в фундаментальном плане невозможно без учета свойств слагающего этот объект вещества, точно так же, как познание свойств вещества невозможно без учета свойств его структуры. Вещество и структура, в известном смысле, диалектически связанные парные категории, характеризующие противоположные атрибуты материи: ее однородность, проявляющуюся в типе вещества, и неоднородность, проявляющуюся в его структуре.

Любое вещество, выступающее на одном уровне исследования как однородное и, следовательно, бесструктурное, на другом уровне, характеризующемся большими разрешающими способностями, оказывается неоднородным, а значит структурированным. Изменения свойств вещества однозначно определяют объективно существующие границы природных объектов, слагаемых разными видами вещества, их взаимоотношения между собой и с окружающими объектами. И именно с учетом этих различий на атомном уровне изучения материи устанавливается ее планетарная структура, на молекулярном — атомная, на породном — минеральная.

Минерал рассматривается как вещественно-неоднородное природное тело на минеральном (молекулярном) уровне организации материи и как вещественно-однородное (бесструктурное) на породном. Горная порода на породном уровне организации материи должна рассматриваться в вещественном аспекте как структурно-неоднородная. Это значит, что на следующем, более высоком, уровне организации материи — надпородном — породное тело должно рассматриваться как вещественно-однородное, бесструктурное, т. е. как элемент следующего уровня иерархически упорядоченного ряда природных объектов.

Таким образом, при изучении структуры угленосных формаций в качестве наиболее низкой вещественно-однородной структурной единицы необходимо рассматривать породные слои различного петрографического состава. Каждый из них, как известно, представляет собой парагенети-

ческую ассоциацию определенных минералов. Слагающие угленосную формацию породные слои различного петрографического состава, в свою очередь, образуют определенную парагенетическую ассоциацию.

Естественно обособленной структурной единицей угленосной формации, образуемой парагенетической ассоциацией составляющих ее породных слоев, является элементарный седиментационный цикллит — ее наиболее низкая структурная единица, отвечающая элементарно-цикллитному уровню организации геологического вещества. Элементарный седиментационный цикллит, в свою очередь, с полным правом может рассматриваться как вещественно-однородная структурная единица угленосной формации с позиции следующего, надэлементарно-цикллитного, уровня организации геологического вещества — мезоцикллитного. Очевидно, следуя этой логике, можно и всю угленосную формацию разбить на ряд иерархически субординированных вещественно-однородных структурных единиц.

Условия и механизм образования угленосной формации, начиная от породного слоя, через элементарный седиментационный цикллит и вплоть до всей совокупности составляющих ее породных слоев, проявляются прежде всего в соответствующих этим объектам структурах и формах (морфоструктурах), обуславливаемых распределением геологического вещества.

Существующие в природе морфоструктуры всегда отвечают конкретному содержанию. Содержание (сущность) всегда структурировано и оформлено, а структура и форма всегда содержательны. Это общее положение, справедливость которого бесспорна. Поэтому познание природных объектов не допускает разрыва между морфоструктурным, функциональным и историческим их изучением. Однако сам процесс познания в силу объективных причин принципиально не может охватить исследуемый объект в трех вышеназванных аспектах одновременно. Он подразделяется на этапы, следующие друг за другом в определенной последовательности: морфоструктура, функция, история.

Отсюда должно быть ясно, что изучение функционального и исторического аспектов (генезиса) угленосных формаций может быть успешным только при условии, если оно опирается на результаты их вещественно-структурного анализа, объективно предшествующего генетическому и от него не зависящего. По этой причине любые относящиеся к угленосным формациям генетические построения, выполняемые без учета результатов морфоструктурных исследований или выполняемые до их проведения — не что иное, как проявление методологического волюнтаризма. Такие построения с достаточным основанием можно квалифицировать как методически некорректные, само содержание построений — проблематичным, их практическую пользу — сомнительной.

Исследование угленосных формаций в фундаментальном плане предполагает необходимость последовательного их изучения в трех аспектах, каждому из которых соответствует свой особый предмет и отвечающие этому предмету программа, методы и средства исследований.

#### 1. Вещественно-структурный (морфоструктурный):

а) выделение вещественно-однородных геологических объектов на уровне породных слоев и породно-слоевых ассоциаций различного ранга; б) изучение свойственных этим объектам структур и форм; в) построение абстрактных моделей этих структур; г) выявление на основе разработанных моделей законов вещественно-структурных отношений (системно-структурный анализ);

#### 2. Морфогенетический (палеогеоморфологический):

а) изучение условий и механизма формирования как отдельных породных слоев, так и всей их совокупности, образующей элементарный седиментационный цикллит, с учетом особенностей форм слоев, слоевых ассоциаций и их структурных взаимоотношений между собой; б) построение соответствующих этим объектам (функциональных) генетических моделей; в) изучение динамической структуры генетической моде-

ли с целью выявления закономерностей эволюции условий седиментации, приведших к образованию выявленных вещественно-однородных структурных элементов угленосной формации, начиная от породного слоя и вплоть до элементарного циклита включительно (системно-функциональный анализ);

3. Структурно-генетический (палеогеографический): а) изучение условий и механизма формирования как крупных частей угленосных формаций, так и угленосных формаций в целом в соответствии с приведенной выше схемой (системно-исторический анализ).

Анализ современного состояния знаний об угленосных формациях с указанных позиций ясно показывает, что в вещественно-структурном отношении, являющемся в фундаментальных исследованиях приоритетным, эти геологические объекты изучены недостаточно. Действительно, структура угленосных формаций изучена хорошо только в линейном измерении (разрезы скважин), неизмеримо хуже — в вертикальной плоскости (профиль) и практически совсем не изучена объемно. Учитывая, что понятие «структура» подразумевает представление о взаимоотношении и взаимосвязи элементов изучаемых объектов в трехмерном пространстве, современное состояние изученности угленосных формаций в вещественно-структурном аспекте следует оценить как крайне неудовлетворительное.

Основным в содержании понятий «угли ископаемые» [1, с. 332], «угленосность» [с. 331] является представление о скоплениях (концентрациях) ОВУ и пространственном их размещении. Геолого-разведочную практику интересуют прежде всего методы прогноза угленосности. Для разработки эффективных методов прогноза необходимо знание закономерностей угленосности, проявляющихся в форме вещественно-структурных связей, контролирующих: 1) концентрацию ОВУ, обособляющуюся от вмещающих отложений в виде «угольных тел»; 2) локализацию таких тел внутри угленосных формаций; 3) размещение самих угленосных формаций в земной коре. Речь, следовательно, идет о вещественно-структурных связях, относящихся к локальному, региональному и глобальному уровням организации ОВУ. Выявление таких связей относится к компетенции вещественно-структурного анализа угленосных формаций. Поэтому точку зрения, согласно которой изучение их генезиса рассматривается как единственное условие научного (объективного) решения вопросов прогноза угленосности, следует рассматривать как методологически наивную и методически дезориентирующую.

К изучению структуры угленосных формаций можно подходить двояко: «сверху» и «снизу». Первый путь состоит в подразделении ряда формаций на вещественно-однородные структурные единицы с целью выделения из него угленосной формации как самостоятельного объекта научного исследования, затем последовательного подразделения формации на все более дробные вещественно-однородные структурные единицы вплоть до отдельного породного слоя. Второй означает выделение вещественно-индивидуализированных породных слоев и последовательную их группировку во все более крупные вещественно-однородные структурные единицы.

Как в первом, так и во втором случаях важным моментом является установление между выделенными структурными единицами пространственных взаимоотношений, поскольку образуемая ими сеть связей и составляет то, что принято именовать структурой.

С методологических позиций анализ можно начинать и «сверху», и «снизу». Изучение объектов микромира (атомная физика) осуществляется «сверху вниз», а мегамира (астрономия) — «снизу вверх». Угленосные формации привлекают внимание как источник угольного вещества. Поэтому с практической точки зрения изучение их структуры целесообразно проводить «снизу вверх», начиная с выделения, во-первых, горной породы, состоящей из этого вещества, и, во-вторых, слагаемых этой породой и с участием этой породы вещественно-однородных геологиче-

ских образований в порядке, соответствующем последовательному усложнению их структуры.

Рассмотренный выше подход позволяет принципиально по-новому осмыслить цели и задачи исследований при изучении угленосных формаций с фундаментальных позиций, вывести их содержание на более высокий научный уровень, одновременно приблизив получаемые результаты к насущным запросам методики поисков, разведки и эксплуатации угольных месторождений.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Геологический словарь.— М.: Недра, 1978.— Т. 2.— 456 с.
2. Методы теоретической геологии/Под ред. Н. И. Абрамовича.— Л.: Недра, 1978.— 336 с.
3. Раппопорт А. Различные подходы к общей теории систем // Системные исследования: Ежегодник.— М.: Наука, 1969.— С. 55—79.
4. Харвей Д. Научное объяснение в географии.— М.: Прогресс, 1974.— 502 с.

А. А. БАЙКОВ, Н. И. БОЙКО, В. И. СЕДЛЕЦКИЙ

## К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ

Учение о седиментационной цикличности (ритмичности), зародившееся в начале прошлого столетия, в настоящее время интенсивно развивается, становится все более всеобъемлющим и разрабатывается применительно к осадочным образованиям практически любого состава. Объективным условием возрастающего интереса к седиментационной цикличности как к универсальному средству познания строения и эволюции литосферы является то обстоятельство, что цикличность, по-видимому, одно из наиболее фундаментальных свойств природы. Конкретным объектом исследования являются материальные носители надпородного уровня организации осадочного материала — породно-слоевые ассоциации.

Описанию и изучению породно-слоевых ассоциаций, слоистых толщ осадочных пород посвящено большое количество работ, в которых они рассматриваются с различных точек зрения. Однако весь огромный фактический материал сейчас не может быть систематизирован с позиций седиментационной цикличности для выявления закономерностей, а может быть, и установления законов эволюции породно-слоевых ассоциаций и литосферы в целом как продукта определенного этапа развития планет. Причина такого положения заключается прежде всего в том, что, несмотря на относительно ясное философско-методологическое осмысление проблемы седиментационной цикличности [10], отсутствует единая геологическая методика выделения породно-слоевых ассоциаций различных рангов в осадочных толщах любого состава и строения. С помощью формационного анализа, наиболее часто и успешно применяемого при изучении осадочных образований, решить эту проблему невозможно, так как формация, во-первых, крупный геологический объект, в котором отражена цикличность разного порядка, во-вторых, у литологов нет единого понятия о формации, а следовательно, и формационном анализе [2, 3, 5, 13].

Методика изучения седиментационной цикличности осадочных образований рассмотрена достаточно подробно [2, 6, 7, 11, 9, 8, 4]. Впервые наиболее полно основные теоретические положения седиментационной цикличности с использованием логики и методологии были изложены Ю. Н. Карогодиным [10]. Основным методом познания явились системно-структурные исследования породно-слоевых ассоциаций. В прин-

дипе получила теоретическое обоснование возможность выделения геологических тел — циклитов различного ранга во всей толще осадочных пород земной коры. Тем не менее практически приемлемой методики изучения цикличности осадочных толщ до последнего времени не было разработано в основном из-за того, что неверно определялся главный критерий, на котором должна основываться такая методика.

В настоящей статье предлагается методика системного анализа породно-слоевых ассоциаций любого ранга, которая, как представляется авторам, достаточно универсальна для получения сопоставимых результатов и, следовательно, для решения проблемы седиментационной цикличности в целом. Мы исходим из представлений о том, что изучение любых осадочных пород и породно-слоевых ассоциаций включает три главных аспекта, находящихся в неразрывном единстве, — вещественный, структурный и генетический. Изучение цикличности любых осадочных толщ, как и самих осадочных пород, должно базироваться на вещественном составе, отражающем через структурные признаки их генетические особенности. Иначе говоря, систематика осадочных пород должна начинаться с изучения вещественного состава слагающих пород — предмета первоочередных исследований литологии.

Седиментационная цикличность исследует ассоциации породных слоев, образованных осадочными породами различного состава и генезиса. В основу классификации осадочных пород нами положено количественное соотношение слагающих породу компонентов, которые отражают ее генетические особенности \*. Для обломочных и глинистых пород эти компоненты — частицы определенной размерности (гранулометрические классы).

Как известно, материальным носителем породы является породный слой. Имеющиеся многочисленные определения слоя, или породного слоя [10, 12 и др.], представляются нам недостаточными из-за нечеткого понимания однородности состава того, чем представлен слой, т. е. породы. Мы не затрагиваем определений слоя, в котором порода, иначе говоря его содержание, или не упоминается, или о ней говорится неконкретно.

Исходя из понятия определяющего момента, под породным слоем мы понимаем однородное по определяющим признакам (минеральный состав и гранулометрические классы частиц) породное трехмерное тело, ограниченное снизу и сверху субпараллельными (или параллельными) плоскостями — геологическими границами; два линейных его размера по взаимно перпендикулярным направлениям всегда больше третьего.

Наше определение отличается от других прежде всего тем, что однородность слоя обусловлена не просто вещественным составом, а определяющими признаками, т. е. компонентами, отражающими генетические особенности породы. Таким образом, основные характеристики породного слоя — это форма тела, наличие верхней и нижней геологических границ и однородность определяющего компонента. Содержание определяющего компонента в породном слое может изменяться в значительных пределах, но должно быть всегда больше 50%, тогда однородность породного слоя сохраняется.

В разрезе осадочных пород любого состава и строения, задаваясь различными номинальными (не определяющими, вторичными) признаками, можно выделить множество номинальных слоев (например, по окраске, текстуре, фаунистическим остаткам, конкрециям и т. д.). Такие номинальные слои часто принимаются в качестве основы при изучении цикличности осадочных толщ. Ошибочность такого подхода заключается, во-первых, в неоднозначности выделения номинальных слоев, во-вторых, в том, что изменение номинальных признаков по разрезу отражает не основные, а второстепенные условия осадконакопления, а следовательно,

\* В качестве основы классификации всех осадочных пород мы использовали понятие определяющего компонента, содержание которого в породе превышает 50% ее объема или веса [1]. Совершенно очевидно, что определяющий компонент должен определять и само название породы.

и цикличности. Следует отметить, что цикличность может изучаться и на основании вторичных признаков при детальном исследовании однородных толщ, но это частный случай рассматриваемой проблемы.

При изучении цикличности породно-слоевых ассоциаций за основной элемент может быть принят только породный слой, отражающий главные, определяющие условия седиментогенеза. Такой подход обуславливает однозначность получаемых результатов исследования слоистых толщ.

Очень важным для породного слоя является понятие «геологической границы», которое мы формулируем также исходя из представления об определяющем компоненте — объективном носителе генетической информации. Геологическая граница — одна из поверхностей, ограничивающих естественное геологическое тело, за пределами которой происходит более или менее резкая смена его определяющих компонентов. Изменение содержания определяющих компонентов породного слоя, не влекущее смены одной породы другой, отражает изменение минерального состава или размерности частиц породного слоя как единого тела.

Внутри однородного геологического тела возможно существование четко выраженных границ, которые не являются геологическими по приведенному нами определению, а отражают слоистую текстуру осадочных пород. В то же время внутри однородной толщи (например, глинистой, алевролитовой, известняковой и т. д.) существуют границы, не разделяющие разнородные образования, но являющиеся геологическими, так как они фиксируют перерыв в осадконакоплении, которому может соответствовать один или несколько породных слоев любого состава.

Для изучения цикличности большое значение имеет характер геологических границ — степень их выраженности в разрезе. Общепринятой классификации границ по этому признаку в настоящее время не существует. Большинство исследователей предлагают выделять границы резкие и постепенные, хотя эти понятия строго не определены и не позволяют однозначно диагностировать типы границ в полевых условиях. Неоднозначное определение типа границ возникает в результате чисто визуального, субъективного их распознавания по внешним признакам, не сопровождающегося изучением изменений определяющих компонентов при переходе от одного породного слоя к другому, т. е. без учета сущности такого перехода в седиментогенезе, отражающейся в характере геологических границ.

Нами в качестве основного принципа выделения резких или постепенных геологических границ предлагается последовательность, характер смены одних типов другими по определяющему компоненту. Так как основным фактором, обуславливающим закономерную последовательность образования обломочных пород (по латерали и в разрезе), является размер частиц осаждающегося материала, последовательным седиментационным рядом мы считаем ряд пород от грубо- до тонкозернистых, т. е. конгломерат — гравелит — песчаник — алевролит (в случае сцементированных окатанных обломков) — глина (аргиллит). Граница между слоями, сложенными породами, которые стоят в этом ряду без перерыва только в нормальной (от пород грубозернистых к тонкозернистым) или обратной (от пород тонкозернистых к грубозернистым) последовательности, будет постепенной, а граница между слоями, сложенными породами, стоящими в седиментационном ряду с разрывом, т. е. с выпадением какого-либо его члена, — резкой (рис. 1). Для биохомогенных и хомогенных пород последовательность образования контролируется физико-химическими факторами, прежде всего растворимость вещества, поэтому последовательным седиментационным рядом их будет ряд известняк — доломит — гипс (ангидрит) — каменная соль — калийные соли — магниевые соли — эвтонические образования. Граница между этими породами (точнее породными слоями) также постепенная в том случае, когда в разрезе они находятся рядом и только в нормальной или обратной последовательности. Граница между породами, распо-

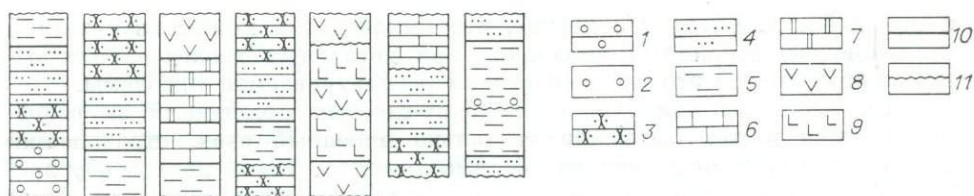


Рис. 1. Примеры выделения постепенных и резких геологических границ между породными слоями.

1 — конгломераты; 2 — галька; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — глины; 6 — известняки; 7 — доломиты; 8 — гипсы (ангидриты); 9 — каменная соль; 10, 11 — геологические границы; 10 — постепенные, 11 — резкие.

ложенными в седиментационных рядах различных групп (например, алевролитами и известняками), всегда будет резкой. Резкими будут также отражающие перерывы в осадконакоплении геологические границы внутри однородного геологического тела и между любыми породами. Постепенной может быть геологическая граница между глинами и следующими за ними известняками, чаще всего хемогенными, или же между глинами и сменяющими их в разрезе кремнистыми биохемогенными породами. Такая классификация характера геологических границ, основанная на изучении изменения вещественных компонентов, предопределяет однозначный подход к исследованию границ.

Породный слой является естественным геологическим телом осадочной толщи и представляет собой элемент породного уровня организации материи. В качестве элемента строения надпородного уровня организации материи принимается закономерная ассоциация породных слоев, выделяемая в последнее время под названием «седиментационный цикллит». По соподчиненности выделяются элементарные седиментационные цикллиты, мезо- и макроцикллиты [10 и др.]. Характерные особенности элементарного цикллита — направленность и непрерывность изменения определяющих признаков (а не просто существенных, по Ю. Н. Каро-годину [10]) породных слоев по вертикали, от одного к другому, отражающих главные условия седиментогенеза и объективно обуславливающих характер границ между слоями внутри него, а также резкие внешние границы. В общем случае элементарный цикллит должен состоять из двух или более породных слоев, мезоцикллит — из двух или более элементарных цикллитов, макроцикллиты — из двух или более мезоцикллитов. В реальных разрезах возможны случаи, когда часть цикллита любого ранга уничтожена геологическими процессами, и тогда цикллит будет представлен своей сохранившейся частью.

При описании геологических разрезов различные авторы выделяют цикллиты в соответствии с принципами субординации, выстраивая их по иерархической лестнице от элементарных до наиболее сложных. Однако, как показывает анализ этих описаний, объективно обусловленной методики выделения цикллитов различного ранга в полевых условиях и для реальных разрезов не существует. По нашему мнению, это объясняется

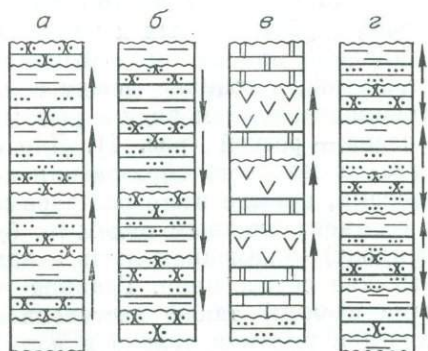


Рис. 2. Примеры выделения элементарных цикллитов.

Усл. обозн. см. на рис. 1. Стрелки показывают направленность изменения гранулометрического состава (а, б, г) и вещества (в) породных слоев; а, в — процикллиты, б — рецикллиты, г — чередование про- и рецикллитов.



ходя из разработанных нами принципов, сводится к выявлению резких границ между ЭСЦ (рис. 3), так как ассоциации ЭСЦ между двумя соседними резкими границами будут характеризоваться направленностью и непрерывностью изменения определяющих компонентов (в данном случае типов ЭСЦ).

В качестве основы классификации мезоциклитов, аналогично классификации пород, породных слоев и ЭСЦ, мы используем понятие определяющего компонента, в данном случае ЭСЦ, содержание которого в мезоциклите превышает 50% его мощности. Соответственно выделяются песчаные, алевролитовые и другие мезоциклиты. Классификация мезоциклитов также сводится к выделению прогрессивных или регрессивных мезоциклитов.

Характер границ мезоциклитов определяется последовательностью расположения мезоциклитов в вертикальном разрезе относительно седиментационного ряда. Резкие границы между мезоциклитами одновременно служат границами циклитов следующего ранга — макроциклитов. По-видимому, в будущем возникнет необходимость выделения циклитов и более высокого ранга. Однако это должно быть требованием прежде всего геологической практики.

Предлагаемую методику можно легко реализовать в условиях полевых исследований, кроме того, на ее основе может быть заново проанализирован весь обширный фонд геологических, сейсмогеологических разрезов и каротажных диаграмм, что открывает новые перспективы в решении различных практических и теоретических проблем геологии с позиций седиментационной цикличности. Систематизация фактического материала актуальна именно в настоящее время, когда бурение скважин и изучение геологических разрезов проводятся на площади целых седиментационных бассейнов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Байков А. А., Бойко Н. И., Седелецкий В. И. К проблеме классификации осадочных пород // Изв. Сев.-Кавказ. науч. центра высшей школы. Сер. естеств. наук.— 1980.— № 2.— С. 26—27.
2. Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения.— Л.; М.: Гостехиздат, 1948.— 216 с.
3. Вассоевич Н. Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях) // Осадочные вулканогенные формации.— Л.: Недра, 1966.— С. 3—24.
4. Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления.— М.: Мир, 1971.— 284 с.
5. Драгунов В. И. Основные понятия учения о геологических формациях // Геологические формации.— Л.: Недра, 1968.— С. 21—27.
6. Жемчужников Ю. А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения // Труды института геологических наук.— М.: ИГН, 1947.— С. 7—18.
7. Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И. и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— Ч. 1.— 332 с.; 1960.— Ч. 2.— 347 с.
8. Иванов Г. А., Македонов А. В., Иванов Н. В. Методы изучения ритмичности (цикличности) осадочных толщ // Цикличность отложений нефтегазосных и угленосных бассейнов.— М.: Недра, 1977.— С. 17—37.
9. Казаринов В. П. Осадочные комплексы Западной Сибири // Сов. геология.— 1960.— № 8.— С. 26—38.
10. Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность.— М.: Недра, 1980.— 242 с.
11. Попов В. И. Определение формационных единиц и их положения в основном ряду вещественных геологических образований // Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях.— Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1955.— Т. 1.— С. 57—74.
12. Справочник по тектонической терминологии.— М.: Недра, 1970.— 581 с.
13. Шатский Н. С. Избранные труды.— М.: Недра, 1965.— Т. 3.— 348 с.

## ПРИРОДА ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ЦИКЛИТОВ КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ МОТСКОЙ СЕРИИ ВЕНДА

Основные продуктивные горизонты Сибирской платформы, как известно, связаны с терригенными и карбонатными, а также карбонатно-терригенными толщами венд-кембрия (мотская серия), что во многом определяет повышенный интерес геологов-нефтяников к структуре и генезису этих образований. Всестороннему их исследованию способствует наличие хороших естественных обнажений в Иркутской области, Красноярском крае и Якутской АССР.

В разрезе мотской серии и ее возрастных аналогов на базе системно-структурного анализа достаточно обоснованно и уверенно выделяются целостные слоевые ассоциации — циклиты двух рангов: элементарные (локальные) и региональные.

Региональные циклиты — это и региональные нефтегазоносные комплексы (резервуары), основные региональные (бассейновые) стратиграфические подразделения. С ними связаны (их ограничивают) и региональные перерывы, и зоны стратиграфического выклинивания (срезания) коллекторских горизонтов и т. д.

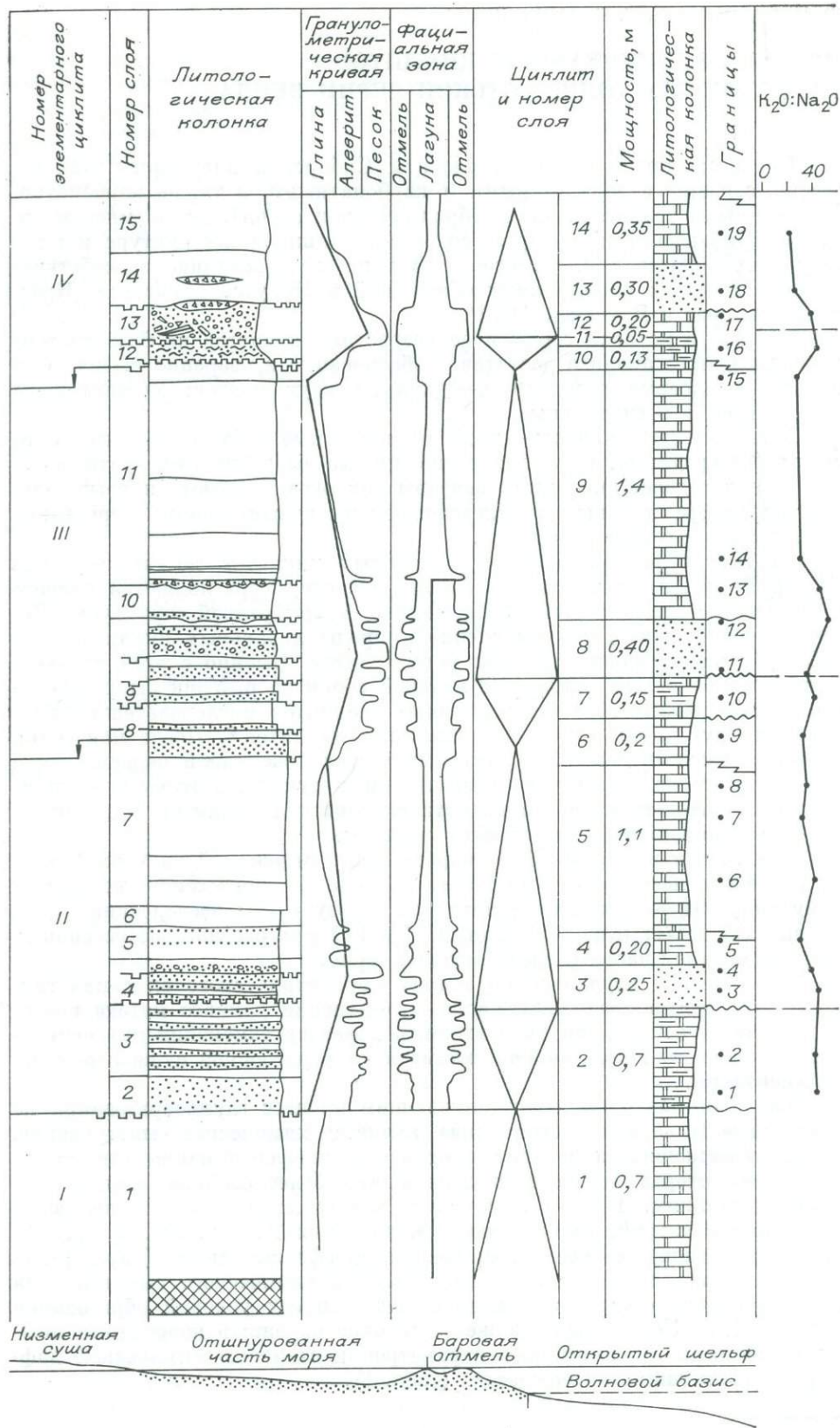
Структура региональных и локальных циклитов достаточно ясна [12, 6]. Локальные циклиты, их внутренняя структура являются ключом к выделению регоциклитов и пониманию их внутренней структуры. Логично предположить, что выяснение природы локальных циклитов способствует расшифровке природы регоциклитов. Именно с этой целью в разрезе карбонатных отложений мотской серии на р. Урик были отобраны и исследованы образцы различных элементов последовательно сменяющих друг друга в разрезе локальных циклитов\*. После нанесения значений геохимических коэффициентов стала очевидной недостаточная плотность отбора образцов по разрезу (см. рисунок), поэтому ниже приводятся в какой-то мере условная характеристика циклитов и интерпретация их фациально-климатической природы.

Локальные циклиты (ЛЦ) карбонатных отложений изученной части разреза относятся, как видно из рисунка, к прогрессивно-регрессивному типу. Ниже излагаются методика и результаты исследований двух полных (II и III) и двух неполных (I и IV) прогрессивно-регрессивных ЛЦ карбонатной части разреза мотской серии.

Природа ЛЦ изучалась по методу параметрического описания глинистого вещества осадочных пород. Применение данного метода позволяет количественно оценить и выявить характер изменения интенсивности химического выветривания, климата на водосборной суше и режима седиментации.

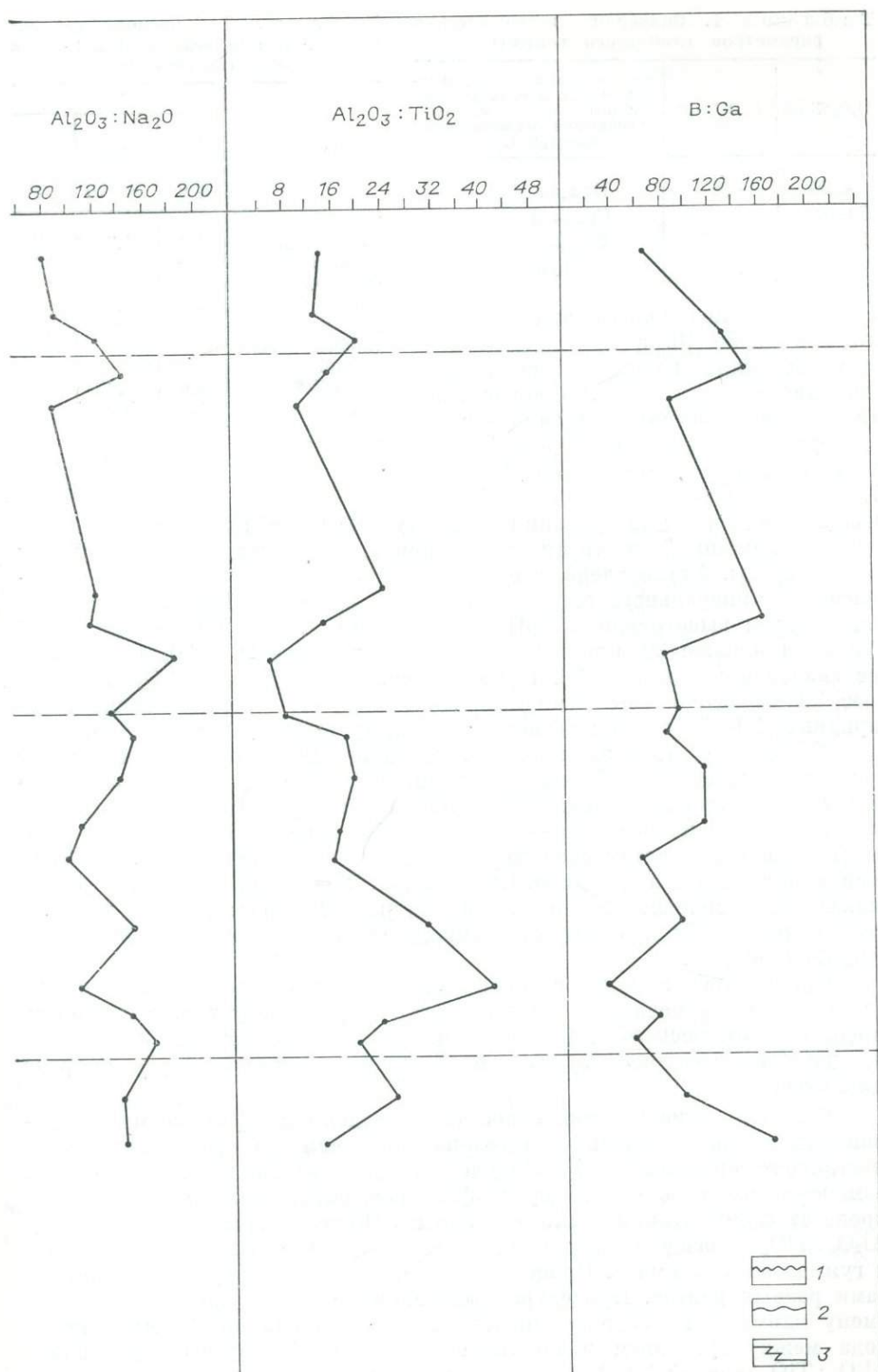
Главным фактором, обуславливающим процесс глинообразования на континенте (в корах выветривания), является химическое выветривание. От его интенсивности зависит химическая дифференциация глинистого вещества, которая выражается отношением более стойких компонентов к менее стойким. Такими элементами в глинистом веществе являются алюминий и натрий, калий и натрий. Значения  $Al_2O_3 : Na_2O$ ,  $K_2O : Na_2O$ , характеризующие степень химической дифференциации («зрелость») глинистого вещества, а также интенсивность химического выветривания на водосборной суше, не зависят от фациальных условий образования осадков [1, 2]. Установлена также достаточно надежная корреляция между значениями геохимических параметров и степенью химической дифференциации глинистого вещества (табл. 1).

\* На этом обнажении в 1981 г. секцией по цикличности осадконакопления проводилась школа-семинар по системно-структурному подходу выделения циклитов в карбонатных и карбонатно-терригенных толщах.



Литолого-фациальная геохимическая характеристика элементарных циклитов мотской серии.

1—3 — границы: 1 — резкие, 2 — постепенные, 3 — постепенные через переслаивание.



Титан и алюминий относятся к наиболее стойким компонентам при выветривании: они накапливаются в коре выветривания как в виде самостоятельных минералов, так и в глинистых минералах, в которых титан находится в кристаллической решетке изоморфно и связан с алюминием. Титан наиболее подвижен при низких значениях рН, алюминий

Т а б л и ц а 1. Значения геохимических параметров глинистого вещества

$Al_2O_3:Na_2O$	$K_2O:Na_2O$	Степень химической дифференциации (зрелость) глинистого вещества или интенсивность химического выветривания
<30	<8	Низкая
30—60	8—15	Средняя
60—150	15—30	Высокая
>150	>30	Очень высокая

становится подвижным при pH около 4 и выше 10, а при промежуточных значениях накапливается в виде нерастворимого осадка. Соотношения титана и алюминия, установленные в коре выветривания, сохраняются и в конечном водоеме стока [10, 11, 7, 9]. Глинистые минералы, образующиеся в коре выветривания и поступающие в пути миграции, содержат алюминий и титан в различных количествах в зависимости от pH среды. Установлено, что соотношение алюминия и титана не зависит от минерального состава глинистого вещества. При кислых условиях среды выветривания (pH < 6) величина  $Al_2O_3:TiO_2$  в глинистой фракции меньше 20, при pH = 6—7 — в интервале 20—30, при pH > 8 ее значение превышает 30. Принимается, что значения  $Al_2O_3:TiO_2$  менее 20 характеризуют гумидные климатические условия, выше 30 — аридные, 20—30 соответствуют переходному семиаридному климату [2].

Большая часть бора и галлия, находящихся в осадках, связана с глинистым веществом. В глинистых минералах бор и галлий изоморфно замещают алюминий и прочно удерживаются в их решетке. Галлий поступает на континенте, бор — в морском бассейне. Соотношение их концентрации в глинистом веществе характеризует степень влияния континента или моря на формирование осадка. Увеличение значения В:Ga показывает усиление влияния моря или развитие трансгрессии. Величина отношения В:Ga зависит от фациальных обстановок осадконакопления [2] (табл. 2).

Приведенное параметрическое описание состава глинистого вещества, как уже отмечалось, количественно характеризует интенсивность процесса химического выветривания, продуцирующего глинистое вещество, и позволяет судить о фациально-климатической природе циклитов.

Климатические условия относятся к явлениям эфемерным; в истории Земли они менялись значительно чаще, чем это представлялось до настоящего времени [3, 4]. Полученные данные свидетельствуют, что изменение климата, как и других факторов, определяющих направление процесса седиментации, было циклическим. По геохимическому параметру  $Al_2O_3:TiO_2$  в осадочных толщах возможно выделение фаз аридизации и гумидизации климата. Процесс изменения климата отражается циклитами разных рангов. Процедура выделения циклитов, характеризующих смену климата, проводится аналогично вышеописанной. Граница перехода между гумидным и аридным климатом обозначается величиной  $Al_2O_3:TiO_2$ , равной 20. Увеличение или понижение этого значения свидетельствует соответственно об аридизации или гумидизации климата. По геохимическому параметру глинистого вещества В:Ga в циклитах выделяются интервалы, отражающие изменения режима седиментации и смену фациальных обстановок. Уменьшение значения геохимического параметра указывает на регрессивное развитие режима седиментации, повышение — на трансгрессивное.

Т а б л и ц а 2. Средние граничные значения величины В:Ga в глинистом веществе

Возраст	Фаши		
	пресно-водные	прибрежные опресненные	морские
Докембрий	1,0	4,3	7
Кембрий	1,0	—	27
Ордовик	—	—	16
Силур	—	4,3	7
Девон	—	5,0	13
Карбон (средний — верхний) *	2,6	6,0	14
Карбон — пермь	1,0	3,5	8

\* По материалам [13].

Рассмотрим на конкретном примере, как в про-рециклитах меняются данные геохимических параметров.

Базальные терригенно-карбонатные слои II—IV циклитов (соответственно слои 3, 4, 8 и 13) характеризуются низкими значениями коэффициентов  $Al_2O_3:TiO_2$  и  $Ba:Ga$  (см. рисунок). На кривой значений  $Ba:Ga$  эти соотношения имеют самые низкие значения (точки 3—5). На кривых коэффициентов  $K_2O:Na_2O$  и  $Al_2O_3:Na_2O$ , наоборот, это повышенные значения (точки 3, 4, 12) в циклитах II и III. По этим данным базальные слои элементарных циклитов можно охарактеризовать как сформировавшиеся в условиях начавшейся трансгрессии, сопровождавшейся аридизацией климата при интенсивном выветривании.

Нижние части прогрессивных гемициклитов (слои 4, 5, 9) отмечаются высокими и максимальными значениями отношений  $Al_2O_3:TiO_2$  и  $B:Ga$  (точки 5, 6 II циклита и 14 III циклита). Значения отношения  $K_2O:Na_2O$  низкие (точки 6—9, 14—15) и самые низкие (точки 5, 19). Кривая значений отношения  $Al_2O_3:Na_2O$  весьма дифференцирована на общем фоне пониженных значений (точки 7, 8, 13—15, 19). Все это позволяет предположить, что прогрессивные части ЭЛЦ формировались в условиях продолжающейся трансгрессии и довольно частых смен аридного климата гумидным.

Не анализируя графики, можно также предположить, что влияние регрессии чувствуется уже в верхних слоях прогрессивных частей циклита, т. е. геохимические показатели в будущем, вероятно, можно использовать для уточнения внутренних границ циклитов.

Регрессивные гемициклиты характеризуются низкими значениями  $Al_2O_3:TiO_2$  (точки 1, 2, 10 I и II ЭЛЦ; 15, 16 III ЭЛЦ), а также  $B:Ga$  (точки 10, 15 соответственно во II и III Ц). Значения  $K_2O:Na_2O$  по сравнению с прогрессивной частью повышены (точки 1, 2, 10, 16, 17). Относительное понижение после высоких значений наблюдается и на кривой  $Al_2O_3:Na_2O$  (точки 1, 2, 10, 16). Все это свидетельствует о формировании отложений данных гемициклитов в условиях регрессии моря при доминировавшем гумидном климате и спаде интенсивности химического выветривания.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы. Геохимические показатели в виде различного рода коэффициентов с успехом используются для расшифровки фациально-климатической природы седиментационных циклов. В рассмотренном случае про-рециклиты являются трансгрессивно-регрессивными, т. е. структура циклита определенным образом отражает его генезис.

Подобный анализ необходимо провести для циклитов всех структурных типов, различного литологического состава (разных типов литогенеза) и ранга. С его помощью можно также уточнить положение внутренней границы циклита, т. е. границу между гемициклитами, что немаловажно при решении целого ряда вопросов.

Целесообразно в каждой структурно-фациальной зоне выполнять исследование такого рода хотя бы по одному разрезу с достаточно плотным отбором образцов. В нашем случае оказалось недостаточно 19 образцов для характеристики двух полных и двух неполных ЭЛЦ. Поэтому выводы о природе рассмотренных циклитов носят предварительный характер.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Акульшина Е. П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971.— 150 с.
2. Акульшина Е. П. Методика определения условий выветривания, осадконакопления и постседиментационных преобразований по глинистым минералам // Глинистые минералы как показатели условий литогенеза.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— С. 9—37.

3. Акульшина Е. П. Эволюция физико-химических условий выветривания в рифее и фанерозе // Поведение рудогенных элементов в опорных профилях выветривания.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982.— С. 12—19.
4. Акульшина Е. П. О климатах позднего палеозоя в Тунгусском бассейне // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых Сибири.— Томск, 1983.— С. 57.
5. Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность.— М.: Недра, 1980.— 242 с.
6. Карогодин Ю. Н. Региональная стратиграфия (системный аспект).— М.: Недра, 1985.— 153 с.
7. Мигдисов А. А. О соотношении титана, алюминия в осадочных породах // Геохимия.— 1960.— № 2.— С. 149—163.
8. Мигдисов А. А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления // Химия земной коры.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— Т. 1.— С. 336—351.
9. Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления // Геохимия.— 1965.— № 2.— С. 131—155.
10. Сердюченко Д. П. О кристаллохимической роли титана в слюдах // Докл. АН СССР. Новая серия.— 1948.— Т. 59, № 4.— С. 739—742.
11. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— Т. I.— 574 с.; Т. III.— 549 с.
12. Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Некоторые итоги и перспективы дальнейших системно-структурных исследований нефтегазоносных бассейнов // Системный подход в геологии (теоретические и прикладные аспекты).— М.: МИНХ и ГП им И. М. Губкина, 1983.— С. 17—19.
13. Degens E. G., Williams E. G., Keith M. L. Environmental studies of carboniferous sediments. I Geochemical criteria for differentiating marine and fresh water shales // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.— 1957.— V. 41.— P. 2427—2455.

И. В. БУДНИКОВ

## ПРИНЦИПЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ЦИКЛИЧНОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХОЯНСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА

Верхнепалеозойские отложения широко распространены в пределах восточного борта Сибирской платформы и в Верхоянье. Они представляют собой полифациальную толщу, слагающую более мощную часть верхоянского терригенного комплекса. Формирование их происходило в приплатформенной части крупнейшего на территории Азии Верхоянского палеобассейна.

С этими отложениями связывают перспективы поисков нефти и газа в краевых депрессиях востока Сибирской платформы, в частности на Вилюйской гемисинеклизе. Однако степень изученности верхнепалеозойских толщ в пределах этой территории крайне низка. Стратиграфическая основа, без которой невозможен целенаправленный поиск нефтяных и газовых месторождений, практически лишь только начинает создаваться. Вскрытые немногочисленными глубокими скважинами пермские и каменноугольные отложения, преимущественно по геофизическим данным, расчленены на толщи с неясным характером границ и латеральных взаимопереходов [4].

Естественные выходы верхнепалеозойских отложений в пределах Верхоянской геосинклинали, представленные мощными послынными разрезами, являются той основой, на которой базируются наши представления о вещественно-структурных особенностях, условиях и способе накопления пермских и каменноугольных толщ Верхоянского палеобассейна. Отложения этого возраста закартированы в пределах Западного Верхоянья (междуречье Дянышки и Барайы) по легенде верхоянской серии листов геологических карт среднего масштаба. В основу ее положена стратиграфическая схема В. Н. Андрианова [1], где в ранг свит выделен регоциклит. Нижние части ритмосвит (регоциклитов) обычно сложены тонкозернистыми, верхние — преимущественно песчаными породами (рис. 1).

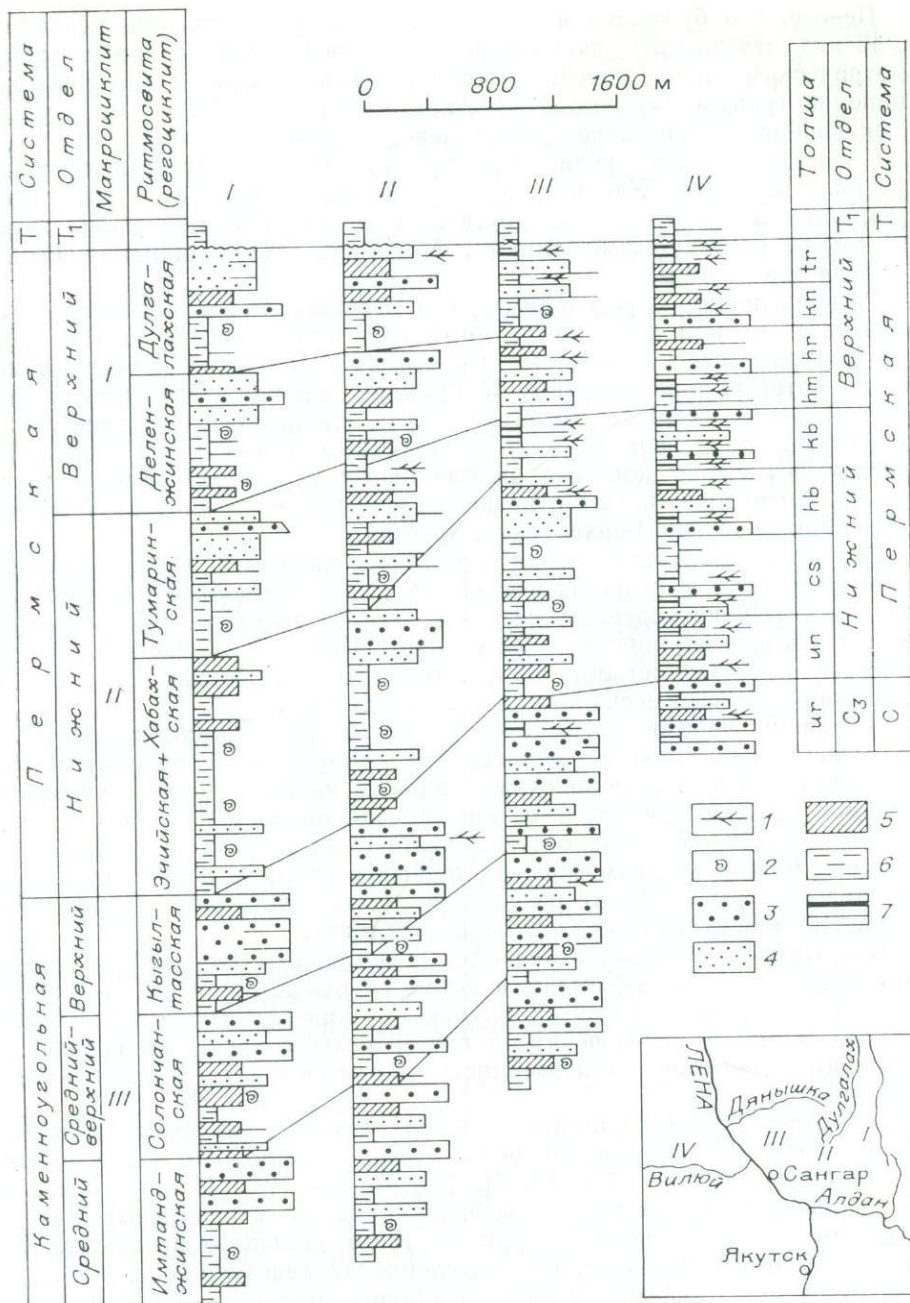


Рис. 1. Схема сопоставления верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья и Вилуйской гемисинеклизы.

1, 2 — уровни, охарактеризованные преимущественно морской фауной (1) и флорой (2); 3 — песчаник средне-крупнозернистый; 4 — песчаник мелкозернистый; 5 — алевропесчаник, алевролит крупнозернистый; 6 — алевролит мелкозернистый, аргиллит; 7 — угольные простои. Толщи: tr — тарайская, kp — кюндейская, hr — харыйасская, hm — хомустахская, kb — кубалангдинская, hb — харбалахская, cs — чочоская, up — юнкюрская, ur — юрэнская.

В 1976—1982 гг. автор провел послышное описание и комплексное изучение разрезов верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья, где особое место было уделено исследованию цикличности их строения. Это явление было изучено с позиций системно-структурного анализа, с привлечением трех главных неразрывно связанных между собой аспектов исследований цикличности — вещественного, структурного и генетического.

Первое, что бросается в глаза при описании обнажений верхнепалеозойских отложений,— закономерное повторение определенных гранулометрических типов пород. Фиксируя направленное и непрерывное изменение гранулометрического состава пород в вертикальном разрезе, отражающемся в характере границ между слоями, на самом начальном этапе, на структурном уровне, удается выделить элементарные седиментационные циклиты. Характеризуя различные интервалы и типы разрезов, они отличаются друг от друга по строению и представлены всеми известными структурными типами. Мощность их различная — обычно 3—10, иногда до 40 м.

Распределение определенных структурных типов элементарных циклитов в тех или иных частях ритмосвит указывает на их генетическую приуроченность, на это же указывают генетические признаки пород, из которых они сложены. К примеру, элементарные проциклиты (грубость зерна уменьшается снизу вверх), сложенные в нижней части гравелитами, а в верхней — тонкозернистыми пойменными породами, представляют собой комплекс аллювиальных отложений. Располагаясь ярусами, такие проциклиты отмечаются в самых верхних частях ритмосвит западного склона Верхоянского хребта.

Рециклиты (грубость зерна увеличивается снизу вверх), широко распространенные в разрезах восточного склона Верхоянского хребта и слагающие нижние подсвиты ритмосвит, представляют собой мелководно- и глубоководно-морские образования. Нижние их части сложены морскими мелкозернистыми алевролитами и аргиллитами, верхние — прибрежно-морскими песчаниками и алевролитами.

В нижних подсвитах реже встречаются про-рециклиты (грубость зерна снизу вверх сначала уменьшается, а потом увеличивается). Большой частью это те же рециклиты, в нижней части которых отмечаются базальные грубые прослой. Этот же тип элементарных циклитов с гораздо более мощной прогрессивной частью довольно часто отмечается в верхних подсвитах ритмосвит, изученных в разрезах западного склона Верхоянского хребта. Это те же аллювиальные и дельтовые проциклиты, содержащие в верхней части угленосные прослой.

В описанных разрезах отмечаются и ре-проциклиты (грубость зерна снизу вверх сначала возрастает, а потом уменьшается). Они обычно отмечаются в верхних подсвитах ритмосвит. Нижние их части сложены морскими и прибрежно-морскими тонкозернистыми породами, средние — песчаными, а верхние — тонкозернистыми прибрежно-континентальными отложениями.

В соответствии с принципом субординации элементарные циклиты объединяются в подразделения более высокого ранга. Это так называемые «субмезоциклиты» (по Ю. Н. Кародину [7]). Мощность их от 100 до 300—500 м. Среди них выделено пока два структурных типа — рециклиты и про-рециклиты. Они не везде одинаково проявлены, существует много интервалов, где выделение их невозможно или затруднено, то же можно сказать и об элементарных циклитах. Наличие таких интервалов с неупорядоченным сочетанием элементов, по мнению И. А. Одесского и С. Н. Филиной [8], вполне закономерно. Они считают, что такие интервалы целесообразно включить в циклиты в качестве самостоятельных элементов, и с этим нельзя не согласиться.

Элементарные циклиты и субмезоциклиты объединяются, в свою очередь, в регоциклиты, которые проявлены наиболее отчетливо и выделяются в любом из разрезов. Границы регоциклитов более резкие, иногда это перерыв в осадконакоплении. Важно отметить, что регоциклиты соответствуют объемам ритмосвит. Мощность их от 350—700 до 1000—1500 м и более (см. рис. 1).

Каждая из ритмосвит (регоциклитов) имеет характерный фациальный облик, что хорошо видно на примере пермских отложений Западного Верхоянья (рис. 2). В разрезах восточного борта Верхоянского хребта и его присводовой части (реки Барайы и Дулгалах) регоциклиты

представлены единственным структурным типом — про-рециклитами. Нижние подслиты здесь сложены морскими тонкозернистыми отложениями, в нижних частях которых мы видим относительно более грубозернистые «базальные» прослои, элементарные циклиты и субмезоциклиты. Наиболее тонкозернистые породы фиксируются обычно в верхней части нижней трети регоциклитов или в их середине и приурочены к интервалам, характеризующимся «ацикличностью». Верхние части регоциклитов представлены здесь прибрежно-морскими песчаными отложениями. В целом каждый из регоциклитов отражает один из трансгрессивно-регрессивных этапов в изученной части палеобассейна, на что указывает анализ последовательной смены фациальных обстановок по каждому из разрезов.

В разрезах западного склона хребта (бассейн р. Дянышки и правых притоков р. Тумары) структурные типы регоциклитов, выделенные в стратотипической местности, не просматриваются (см. рис. 2). Зато последовательная смена фациальных обстановок уверенно отражает ход трансгрессивно-регрессивных этапов в данной части палеобассейна. Это помогает выявлению закономерностей изменения структурных типов регоциклитов в разрезах западного склона Верхоянского хребта. Здесь во время максимума регрессии палеобассейна отмечаются прибрежно-континентальные тонкозернистые отложения. Поэтому большинство ритмосвит (регоциклитов) венчаются здесь существенно тонкозернистыми породами, а наиболее грубозернистые отмечаются в средней их части. Нижние подслиты ритмосвит, сложенные прибрежно-морскими существенно тонкозернистыми отложениями, имеют значительно меньшие мощности по сравнению со стратотипической местностью.

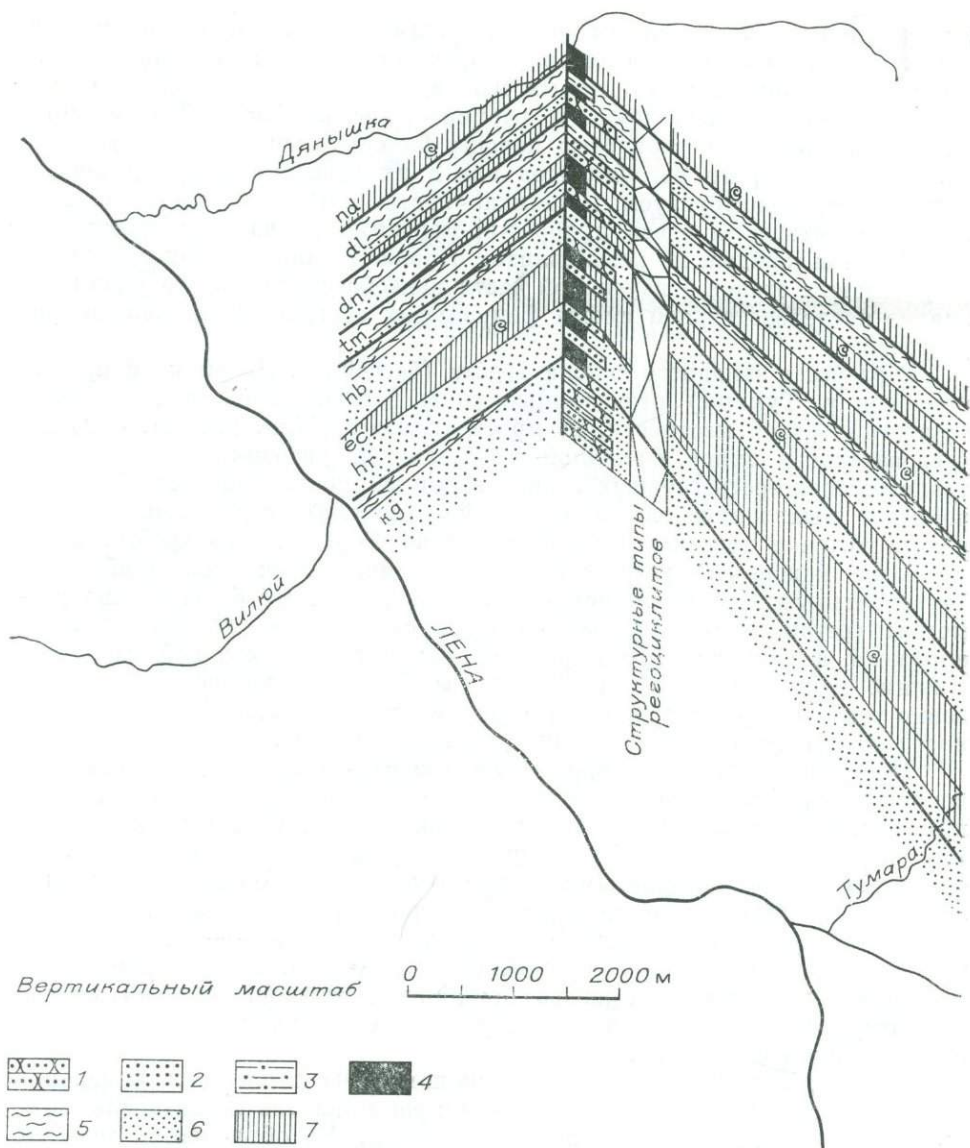
Про-рециклиты, характерные для разрезов восточного склона Верхоянского хребта и его водораздельной части, переходят в про-ре-проциклиты. На рис. 2 видно, что закономерная смена по латерали морских тонкозернистых отложений прибрежно-морскими песчаными и снова существенно тонкозернистыми лагунными, озерно-болотными, иногда аллювиальными повторяется в любой из ритмосвит изученной прибрежной части Верхоянского палеобассейна, что является четким вещественным выражением закона Головкинского — Вальтера. Эта закономерность дает ключ к пониманию процесса циклического осадконакопления изученных толщ и позволяет проследить регоциклиты (ритмосвиты) в пределах Западного Верхоянья.

Однако, несмотря на общую закономерную тенденцию изменения вещественно-структурных характеристик регоциклитов по латерали, каждый имеет свои, присущие только ему, черты. Это объясняется тем, что строение любого циклита зависит от его положения в циклите рангом выше, в данном случае в макроциклите.

Возрастной диапазон изученных отложений позволяет выделить в них три макроциклита примерно в объеме отделов систем [3]. Из-за большого масштаба структурные особенности макроциклитов неотчетливы. В генетическом отношении это также овеществленные трансгрессивно-регрессивные этапы, только большего масштаба, чем регоциклиты.

При выделении макроциклитов значительна роль вещественного аспекта. Так, на рубеже ниже- и верхнепермского макроциклитов в обломочной части алевроитопесчаных разностей пород возрастает содержание обломков эффузивных пород. Здесь же среди аксессуаров появляются бурая шпинель и красные гранаты. На границе каменноугольного и нижнепермского макроциклитов преимущественно аркозидный состав пород меняется на полевошпатово-граувакковый. По-видимому, на рубежах таких крупных трансгрессивно-регрессивных этапов происходили перестройки, синхронные усилению вулканической деятельности в прибортовых частях Верхоянского палеобассейна, а также вовлечению в осадконакопление новых областей сноса.

Все вышеизложенное подтверждает мысль о том, что цикличность необходимо изучать одновременно с позиций вещественно-структурного



и генетического подхода. Только таким образом мы сможем выявить закономерности этого явления.

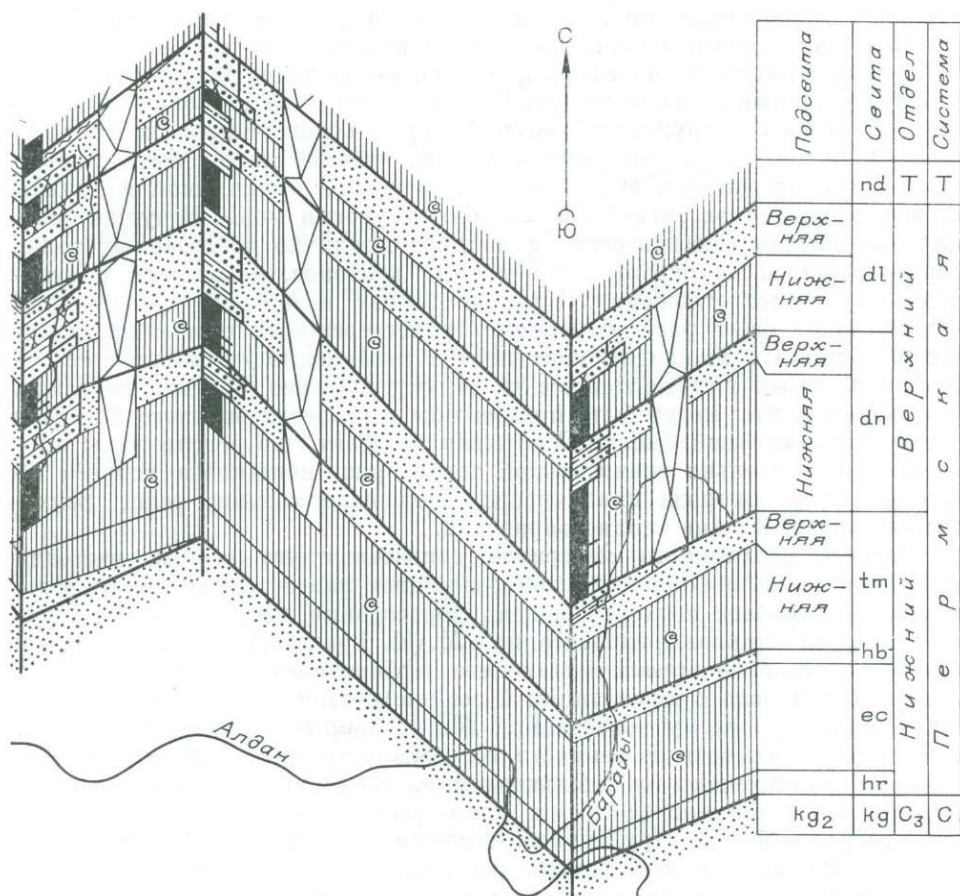
Если элементарные циклиты четко выделяются при изучении гранулометрического состава осадочных толщ, то регоциклиты более однозначно фиксируются при анализе последовательной смены фаций и фациальных обстановок, что позволяет выявить закономерности вещественно-структурных изменений регоциклитов по латерали. Анализ вещественного состава изученных толщ играет большую роль при выделении макроциклитов и некоторым образом контролирует выделение их на основе фациального состава.

Итак, все три аспекта при всей своей взаимообусловленности играют определенную, большую или меньшую роль при выделении циклитов различных рангов.

Выявленные закономерности строения верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья помогают сопоставлению стратиграфических схем различных литофациальных зон этого региона [2]. Анализ позднепалеозойского осадконакопления в пределах Сибирской платформы и Верхоянья позволил сделать вывод о том, что крупные трансгрессивно-

Рис. 2. Панельная диаграмма литофациального состава пермских отложений Западного Верхоянья.

1 — песчаник средне-крупнозернистый; 2 — песчаник мелкозернистый; 3 — алевропесчаник, алевролит крупнозернистый; 4 — алевролит мелкозернистый, аргиллит; 5—7 — комплексы фациальных обстановок: 5 — прибрежно-континентальный, 6 — прибрежно-морской, 7 — морской. Свиты: nd — неджелинская, dl — дулгалахская, dn — деленжинская, tm — тумаринская, hb — хабахская, ec — эчийская, hr — хорокытская, kg — кыгылтасская.



регрессивные этапы (макроциклиты) могут быть прослежены в разрезах Средней и Восточной Сибири [3]. Это подтверждается на примере разреза сверхглубокой скважины, пробуренной в центральной части Вилюйской гемисинеклизы. Здесь вскрыты мощные континентальные и прибрежно-континентальные отложения, отражающие характер позднепалеозойского осадконакопления в прибрежной зоне Верхоянского палеобассейна. Трансгрессивные части ниже- и верхнепермского макроциклита представлены здесь практически безугольными чочоской и харыйасской (без нижней части) толщами [4]. Регрессивные части сложены угленосными толщами (см. рис. 1).

Характер строения изученных разрезов указывает на универсальность разнопорядковой цикличности, анализ особенностей проявления которой позволяет высказать предположения по поводу причин ее возникновения.

На элементарном уровне первопричины могут быть всевозможными: это и климатические изменения, и колебательные тектонические движения, и сейсмические толчки, эвстатические колебания уровня моря. На более крупных уровнях цикличность изученных отложений связана с латеральной миграцией береговой линии палеобассейна. Подавляющее

большинство, если не все исследователи, изучающие или изучившие верхнепалеозойские отложения Верхоянья и других регионов, связывают миграцию береговой линии с тектоническими явлениями, а именно с разнопорядковыми разнонаправленными колебательными движениями земной коры. Причем цикличность не только объясняется этими колебаниями, но, зачастую, является единственным критерием их бывшего существования.

Безусловно, тектоника — один из основных факторов, влияющих на характер осадконакопления. Очевидно, что в данном конкретном случае без длительного однонаправленного погружения восточного борта Сибирской платформы не сформировалась бы мощная циклично построенная верхнепалеозойская толща. Но цикличность ее строения объясняется не только погружением земной коры, осложненным колебательными движениями разных рангов. Данное явление может быть связано со многими причинами. Одной из них, наиболее приемлемой в данном случае, являются эвстатические колебания уровня моря. Ведущая роль эвстазии обычно доказывается на примере циклично построенных толщ, формирующихся на окраинах стабильных кратонов, к каковым и относятся изученные отложения. Наличие былых колебаний уровня моря подтверждает факт распространения трансгрессивных этапов на достаточно обширных площадях континентов независимо от локальных седиментационных или тектонических структур. Ранее [3] было доказано, что макроциклиты могут быть прослежены в разрезах верхнего палеозоя Средней и Восточной Сибири. Учитывая тот факт, что регоциклиты прослежены на довольно значительной территории, постановка вопроса об эвстатическом контроле цикличности верхнепалеозойских толщ Верхоянского палеобассейна вполне оправдана.

Анализ полученного материала свидетельствует о том, что для объяснения образования циклитов различных рангов, в частности регоциклитов, наиболее подходит модель образования депрессионных седиментационных циклов, разработанная М. М. Грачевским [5, 6 и др.] на примере бассейнов преимущественно карбонатного осадконакопления. Мы же имеем дело с иным типом бассейна, поэтому, принимая в целом принципиальную схему образования депрессионных циклов (циклитов), необходимо учитывать особенности их формирования в условиях исключительно терригенного осадконакопления. В данном случае обращает на себя внимание тот факт, что трансгрессивные части регоциклитов или прогрессивные в структурном отношении отнюдь не редуцированы (см. рис. 2), как это отмечается для типичных депрессионных циклов [5]. Это свидетельствует о том, что в изученной прибортовой части Верхоянский палеобассейн не был «голодным». Скорость накопления верхнепалеозойских терригенных осадков примерно 0,5—0,8 мм/год. Вернее всего, в трансгрессивную фазу по мере повышения уровня моря происходила абразия прибрежных, нередко аллювиально-дельтовых отложений, сформировавшихся во время регрессивной фазы предыдущего регоциклита. С подъемом уровня количество и грубость материала уменьшались. В период самого высокого его положения снос обломочного материала с прибортовых частей бассейна был минимальным. Это так называемый момент стояния бассейна, когда накапливались самые тонкозернистые отложения. При падении уровня моря, выведении на поверхность обширных пространств шельфа и прогрессивном понижении базиса эрозии в Верхоянском палеобассейне накапливалась толща заполнения, характеризующаяся погружением материала вверх по разрезу. В его прибортовых частях (разрезы Видлюйской гемиспеклизы и западного склона Верхоянского хребта) толща заполнения венчается обычно прибрежно-континентальными и континентальными угленосными отложениями (см. рис. 1, 2).

В целом верхнепалеозойские отложения изученной части Верхоянского палеобассейна слагают крупный депрессионный циклокомплекс [9], обнаруживающий принципиальное морфологическое сходство с бо-

лее мелкими циклитами. В трансгрессивную фазу некомпенсации в турне-визейское время в этом палеобассейне накапливались глинисто-кремнисто-карбонатные отложения крестяхской, атырдахской, агакуканской свит и их аналогов. В регрессивную фазу происходило заполнение этого прогиба циклично построенной мощной терригенной толщей в течение всего верхнепалеозойского времени.

Исходя из анализа литофациального состава изученных отложений, свидетельствующего о латеральном смещении зон прибрежно-морского и прибрежно-континентального осадконакопления в глубь Верхоянского палеобассейна (см. рис. 2), можно сделать вывод о том, что в регрессивные фазы регоциклов терригенный материал не полностью заполнял прогибающийся палеобассейн. Он надстраивал шельф с краев в виде аккумулятивных террас и сужал его некомпенсированную глубоководную зону во время образования каждого последующего регоциклита. В конце перми прогиб полностью компенсировался осадконакоплением и стабилизировался.

Таким образом, комплексный подход к изучению цикличности осадконакопления не только помогает решению вопросов расчленения и корреляции разрезов перспективных в нефтегазоносном отношении верхнепалеозойских отложений, но и дает возможность предположить наиболее вероятный способ их образования, что особенно важно при поисках стратиграфических и литологических ловушек нефти и газа.

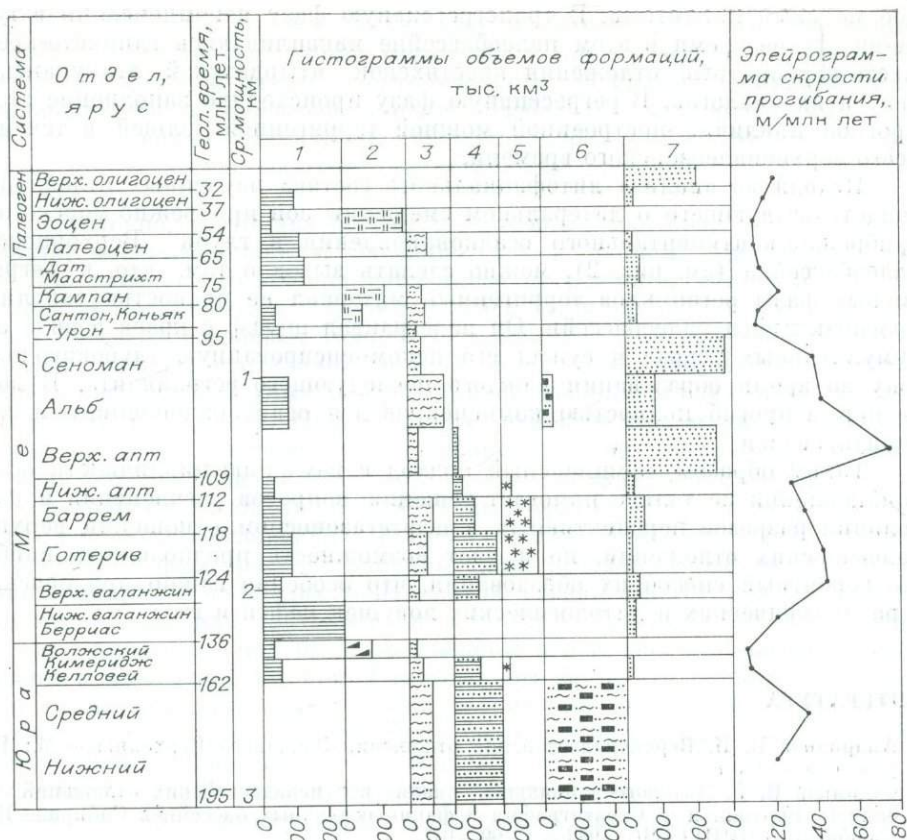
## ЛИТЕРАТУРА

1. Андрианов В. Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья.— М.: Наука, 1966.— 130 с.
2. Будников И. В. Литолого-фациальный анализ верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья // Стратиграфия и фации осадочных бассейнов Сибири.— Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982.— С. 99—107.
3. Будников И. В. Главные этапы позднепалеозойского осадконакопления в Верхоянской геосинклинали и на Сибирской платформе // Проблемы геологии и нефтегазоносности верхнепалеозойских и мезозойских отложений Сибири.— Новосибирск: СНИИГГиМС, 1984.— С. 97—105.
4. Граусман В. В., Матвеев В. Д., Мейен С. В. Стратиграфия пермских отложений Вилойской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1982.— № 11.— С. 57—67. ВИЭМС, 1966.— С. 3—23.
5. Грачевский М. М. О депрессионных циклах // Депрессионные циклы.— М.: ОНТИ ВИЭМС, 1966.— С. 3—23.
6. Грачевский М. М. Палеогеоморфологические предпосылки распространения нефти и газа.— М.: Недра, 1974.— 156 с.
7. Каргодин Ю. Н. Седиментационная цикличность.— М.: Недра, 1980.— 242 с.
8. Одесский И. А., Филина С. Н. Количественные оценки при системно-структурном анализе седиментационной цикличности // Проблемные вопросы литостратиграфии.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980.— С. 71—78.
9. Трофимук А. А., Каргодин Ю. Н. Основные типы циклокомплексов нефтегазоносных бассейнов Сибири // Докл. АН СССР.— 1974.— Т. 214, № 5.— С. 1156—1159.

М. Я. РУДКЕВИЧ, Е. М. МАКСИМОВ

## ЦИКЛИЧНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ НА ПЛАТФОРМЕННОМ ЭТАПЕ

Западно-Сибирский мезозойско-кайнозойский седиментационный бассейн, площадь которого (включая часть Карского моря) превышает 3 млн км<sup>2</sup>, в разных частях отличается строением и развитием. Общие закономерности, присущие всей или большей части территории, выявляются методами количественного анализа. Цикличности геологического развития крупных седиментационных бассейнов посвящена монография Ю. Н. Каргодина [1]. В настоящей статье кратко излагаются результаты изучения тектонической и седиментационной цикличности объемным



и формационным методами на примере Западно-Сибирского осадочно-породного бассейна. При изложении вопросов формационного строения платформенного чехла мы исходили из понимания формаций как геологических образований (геологических тел) и их ранговой соподчиненности. В качестве элементарных геологических формаций выделялись крупные геологические тела (VI ранга) более или менее однородного состава, строения, цвета и происхождения [3]. Результатом анализа объемным методом явились эпейрограмма скорости прогибания (отождествленной со скоростью осадконакопления) для достаточно крупных отрезков времени, ритмограмма объема морских осадков, гистограммы объемов формаций внутри стратоконплексов (рис. 1).

Графики показывают, что процесс общего юрско-палеогенового погружения Западно-Сибирской плиты, длившийся 160 млн лет, происходил по закону цикличности. На эпейрограмме скорости прогибания отчетливо видно чередование эпох замедленного и ускоренного погружения. Выделяются три максимума скорости прогибания, приходящиеся на среднеюрскую, раннемеловую (включая сеноманский век позднего мела) и олигоценовую эпохи. Продолжительность этих максимумов составляет соответственно 16, 32 и 11 млн лет, а средние скорости прогибания 35, 43 и 18 м/млн лет. Разделяющие их минимумы приходятся на позднеюрскую эпоху и поздний мел (без сеноманского века) — палеоцен — эоцен (совместно). Продолжительность минимумов 35 и 63 млн лет, а средние скорости прогибания на этих этапах 11 и 9 м/млн лет. Каждая пара минимума — максимума составляет один цикл.

Ритмограмма объема морских осадков является зеркальным отражением эпейрограммы скорости прогибания: минимумам скорости прогибания соответствуют максимумы объемов морских осадков, максимумам — минимумы. Казалось бы, должно быть наоборот, ведь трансгрес-

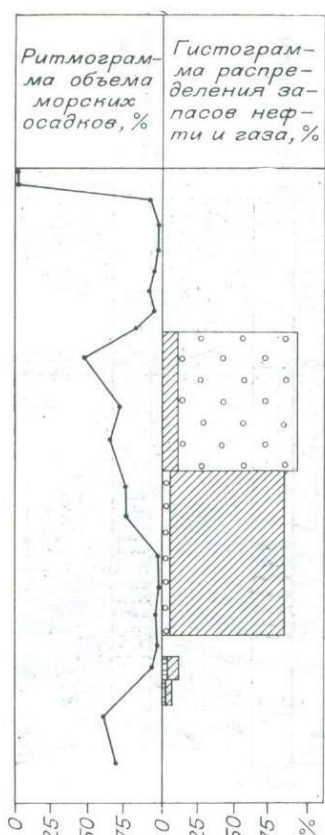


Рис. 1. Формации и нефтегазоносность платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.

1—7 — формации: 1 — глинистая морская; 2 — глинистая битуминозная морская (вожжский ярус) и глинисто-кремнистая морская (коньяк, сантон, эоцен); 3 — песчано-глинистая линзолитовая континентальная; 4 — песчано-глинистая ритмитовая континентально-морская; 5 — песчано-глинистая пестроцветная лагуно-континентальная; 6 — песчано-глинистая линзолитовая континентальная слабоугленосная; 7 — песчаная континентальная.

сии совершаются на опускающуюся сушу. Нет ли здесь противоречия? Да, противоречие есть, оно объясняется некомпенсированностью прогибания осадконакоплением на начальных стадиях трансгрессивного режима: часть прогнозного объема заполняется морской водой. Каков был этот объем — точному расчету не поддается\*. Есть и другое объяснение противоречия. Сопоставление кривых приводит нас к выводу, что трансгрессия моря запаздывает по отношению к прогибанию и наступает лишь тогда, когда достигнута некоторая критическая величина скорости погружения дна седиментационного бассейна (40—70 м/млн лет). После трансгрессии и заполнения бассейна легким веществом (морской водой) скорость прогибания постепенно или резко падает и стабилизируется на относительно длительный срок.

В седиментологии принято говорить о трансгрессивно-регрессивных циклах, а в тектонике началом цикла считается прогибание,

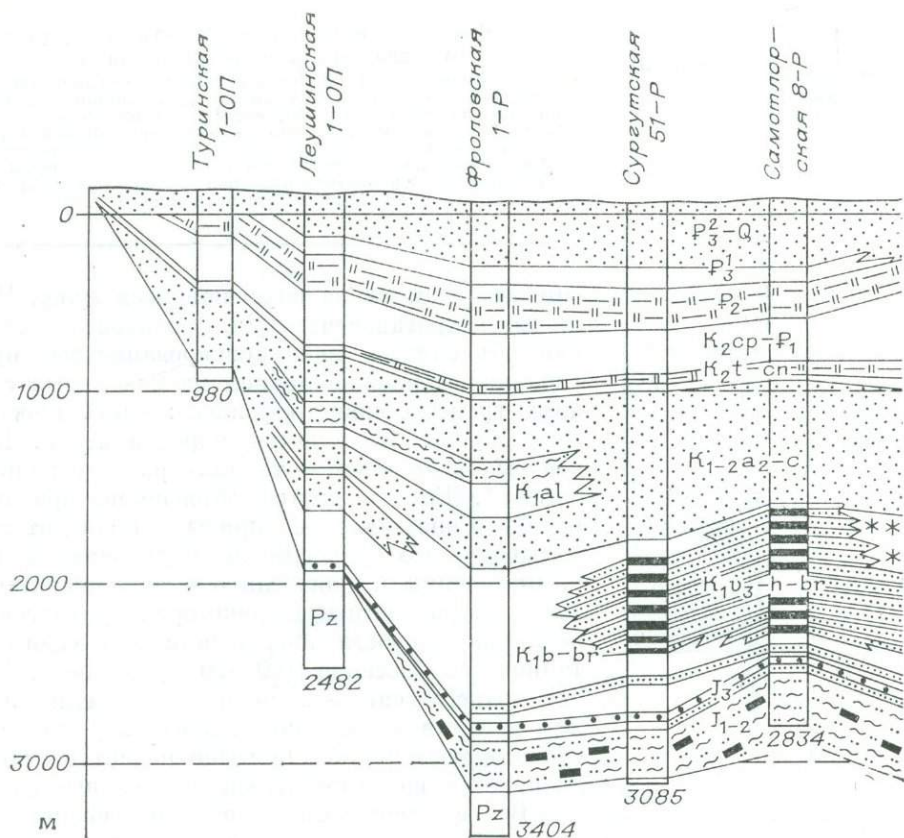
завершением — поднятие, орогенез. С учетом этого положения и на базе вышеохарактеризованных кривых в платформенной истории Западно-Сибирской плиты мы выделяем ранне-среднеюрский, позднеюрско-сеноманский и турон-кайнозойский трансгрессивно-регрессивные признаки и черты сходства. Последнее свидетельствует о повторяемости некоторых событий во времени (например, трансгрессий, регрессий), а отличительные признаки — о неповторяемости отдельных событий и направленности процессов общей эволюции региона. Например, высокобитуминозные глины отлагались только в вожжском веке и начале берриаса, хотя повышенное содержание РОВ характерно для морских глинистых пород всего мезозойского разреза.

Перейдем к характеристике формационного (вещественного) выражения выделенных мегациклов. В соответствии с терминологией, принятой на совещании по цикличности [2], каждому циклу должно соответствовать геологическое тело — цикллит. Поскольку каждый крупный цикл состоит из циклов нижнего ранга, то каждый крупный цикллит будет состояться из цикллитов меньших размеров.

Нижне-среднеюрский мегацикллит в центральных и южных областях Западной Сибири неполный, представлен только верхним — регрессивным — элементом, сложенным песчано-глинистой слабоугленосной континентальной формацией (тюменская свита), имеющей довольно однородное линзовидное строение. Она залегает на складчатом палеозойском фундаменте, средняя ее мощность 300 м. В кровле ее установлены нефтяные и газокоонденсатные залежи.

Верхнеюрско-сеноманский мегацикллит — самый интересный объект платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. В нем сосредоточено свыше 90% промышленных запасов нефти и газа. Как объект исследо-

\* Поправки скорости прогибания с учетом некомпенсации нами не выполнялись из-за отсутствия методики расчетов.



вания он интересен тем, что представлен всеми своими элементами, в то время как ниже- и вышележащие характеризуются неполным строением. Трансгрессивный элемент мегациклита в объеме верхней юры — нижнего валанжина сложен глинистой морской и глинистой битуминозной формациями (см. рис. 1; рис. 2). В зоне мелководья сформировался базальный глинисто-песчаный циклит мощностью 40—50 м в объеме келловейского и оксфордского ярусов (сиговская, васюганская свиты, вогулкинская пачка). Только в прибортовых впадинах компенсированного прогибания келловей-оксфордские слои достигают мощности 100—150 м. Маломощные глауконит-глинистая (кимеридж) и глинистая битуминозная (волжский ярус) формации отвечают этапу максимальной трансгрессии. Площадь развития этих формаций 1—1,5 млн км<sup>2</sup>, а мощность соответственно лишь 1—2 и 20—50 м. Битуминозная (доманиковая) формации являются показателем зрелости седиментационного бассейна [5] и потенциальным источником нефти для вышележащих толщ. Она состоит из тончайшего (доли миллиметров) переслаивания глинистого и биогенного материала гумусово-сапропелевого типа. В зонах повышенных температур и разуплотнения глин она содержит скопления сингенетичной нефти. Залежи нефти находятся как над этой формацией, так и под ней, однако запасы в вышележащих толщах в десятки раз больше. В подошве вышележащей глинистой формации берриас-нижневаланджинского возраста фрагментарно появляется песчаная ачимовская пачка мощностью 10—100 м. Происхождение этих песчаных линз связывается с придонными морскими течениями (турбидитовая фация). От битуминозной формации волжского яруса они отделены маломощными (10—30 м) глинистыми пачками и, как правило, насыщены нефтью в полном объеме. Источником этой нефти, несомненно, являлась нижележащая битуминозная формация волжского яруса.

Средняя (переходная) часть юрско-сеноманского мегациклита сложена ритмичной формацией. Так названа нами терригенная формация,

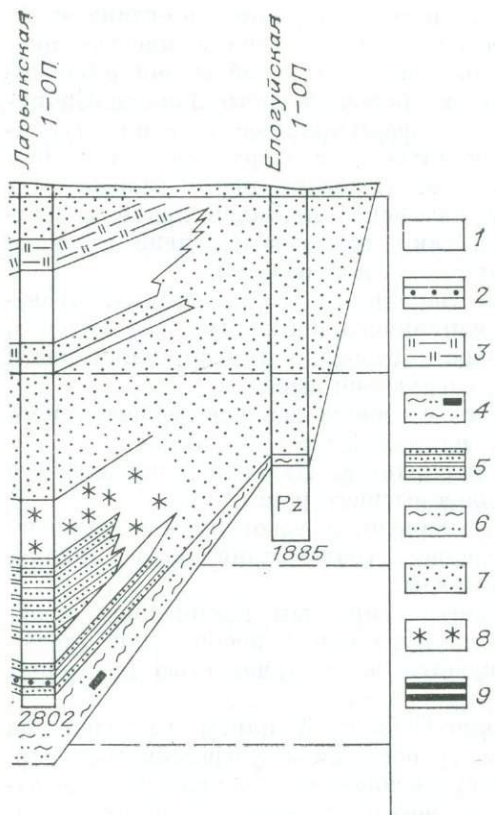


Рис. 2. Формационные ряды платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.

1—8 — формации: 1 — глинистая морская; 2 — глинистая битуминозная морская; 3 — глинисто-кремнистая морская; 4 — песчано-глинистая линзовидная континентальная слабоугленосная; 5 — песчано-глинистая ритмовая континентально-морская; 6 — песчано-глинистая линзовидная континентальная; 7 — песчаная континентальная; 8 — песчано-глинистая пестроцветная лагуноно-континентальная; 9 — залежи нефти.

состоящая из многократного ритмического чередования песчаных пластов-коллекторов и глинистых пластов-покрышек [4]. Каждая пара коллектор — покрышка представляет собой циклит более низшего ранга. Всего в разрезе формации выделяется около 20 таких циклитов. Стратиграфический объем этой формации широкий: она выделяется в объеме верхнемегигонской подбиты, вартовской и алымской свит, т. е. от нижнего валанжина до низов аптского яруса. Мощность формации 500—600 м (см. рис. 2). В латеральном ряду она занимает переходную (мелководную) часть палео-

морья и прибрежную палеосушу, периодически затапливаемую морем. Площадь ее развития более 500 тыс. км<sup>2</sup>. С запада она замещается формацией темноцветных относительно глубоководных морских глин (фроловская свита), с востока — красно- и сероцветной линзовидно-слоистой (линзолитовой) формациями. По своему положению в разрезе, типу строения и условиям происхождения ритмовая формация (или просто ритмит) соответствует флишевой формации геосинклиналей. От последних ритмит отличается большими мощностями циклитов: мощность глин в ритмитовом циклите 10—20 м, песчаников — 10—50 м, в то время как во флише отдельные слои измеряются дециметрами и первыми метрами. В зоне ГФН ритмовая формация исключительно благоприятна для формирования многозалежных месторождений нефти и газа структурного типа. Более 80% промышленных запасов нефти Западно-Сибирской провинции локализовано именно в этой формации нижнего мела.

Верхний (регрессивный) элемент мегациклита сложен песчаной континентальной молассоидной формацией в объеме покурской свиты (верхний апт — альб — сеноман). Средняя ее мощность 700 м. Она представляет собой массивный резервуар, содержащий в своей кровле крупные и гигантские залежи газа (90% промышленных запасов газа Западно-Сибирской провинции).

Турон-кайнозойский мегациклит отличается резкой выраженностью нижней (трансгрессивной) части, отсутствием среднего (переходного) элемента и незавершенностью верхней (регрессивной) части. Средняя его мощность 840 м, из них 670 м приходится на трансгрессивную часть. Отличительным признаком последней является отсутствие битуминозной формации, широкое развитие глинисто-кремнистых пород. Кремнистая формация, состоящая из диатомитов, опок и трепелов, развита в кампанском ярусе и эоценовом отделе. В целом эта мощная глинисто-кремнистая толща играет роль региональной покрышки для нижележащего апт-сеноманского резервуара. Верхняя (регрессивная) часть мегацикли-

та представлена континентальными песчаными, песчано-глинистыми формациями верхнего олигоцена, неогена и антропогена мощностью около 200 м. Такая маленькая мощность континентальной толщи объясняется отсутствием (размывом) неогена на большей части Западно-Сибирской равнины. Положение в разрезе и формационное строение турон-кайнозойского мегациклита неблагоприятно для формирования в нем значительных скоплений нефти и газа. Незначительные залежи газа выявлены в Тазовском районе в газ-салинской песчаной пачке, залегающей в основании коньякского яруса. Такие же газовые залежи в сеноне установлены в Усть-Енисейской нефтегазоносной области.

Анализ платформенной истории Западно-Сибирской плиты, проведенный с помощью объемного, формационного и циклического методов, позволил выявить общие закономерности строения и нефтегазоносности этого уникального региона и сделать следующие выводы.

1. Цикличность является одним из всеобщих законов геологического развития Западно-Сибирской плиты на платформенном этапе.

2. Различаются циклы нескольких рангов. Каждый цикл низшего ранга является составной частью циклов высшего ранга.

3. Тектоническая цикличность, выраженная ускорением и замедлением скорости прогибания, определяет седиментационную цикличность — вертикальные формационные ряды.

4. Геологические циклы не являются простым повторением пройденного. Они характеризуют этапы на пути общей необратимой эволюции геоблока. Этот вывод подтверждается неповторяемостью некоторых формаций в вертикальном разрезе.

5. Платформенный чехол Западно-Сибирской плиты разделен на три мегациклита, отвечающих трем трансгрессивно-регрессивным седиментационным мегациклам: нижне-среднеюрскому (неполный в центральных и южных районах бассейна), верхнеюрско-сеноманскому турон-кайнозойскому. Внутри верхнеюрско-сеноманского мегациклита выделяется специфическая формация, состоящая из ритмичного чередования песчаных пластов-коллекторов и глинистых пластов-покрышек. Эта формация является платформенным аналогом флишевых толщ геосинклиналей. Она благоприятна для формирования многозалежных месторождений нефти и газа. Для ее обозначения нами предлагается термин «ритмичная формация».

6. Распределение запасов нефти и газа в платформенном чехле подчинено закону цикличности и термобарическим законам.

7. Метод циклического анализа является эффективным средством историко-геологических исследований, позволяет систематизировать фактический материал в логическую схему, нацеливает на изучение интересных в научно-практическом отношении переходных и граничных зон геологических тел различных рангов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Карогодин Ю. Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность.— М.: Недра, 1974.— 176 с.
2. Карогодин Ю. Н. Система понятий и терминов седиментационной цикличности // Теоретические исследования по терминологии седиментационной цикличности.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978.— С. 7—52.
3. Максимов Е. М. К методике формационного анализа платформенных толщ (на примере Западно-Сибирской плиты) // Геотектоника.— 1982.— № 3.— С. 64—69.
4. Рудкевич М. Я., Глухоедов Ю. М., Максимов Е. М. Тектоническое развитие и нефтегеологическое районирование Западно-Сибирской провинции.— Свердловск: Сред.-Урал. кн. изд-во, 1976.— 172 с.
5. Эллерн С. С., Тропольский В. И., Бадамшин Э. З., Лебедев Н. П. Доманиковские формации платформ (геотектонические условия их образования и нефтеносность) // Осадочные формации и их нефтегазоносность.— М.: Изд-во МГУ, 1978.— С. 131—132.

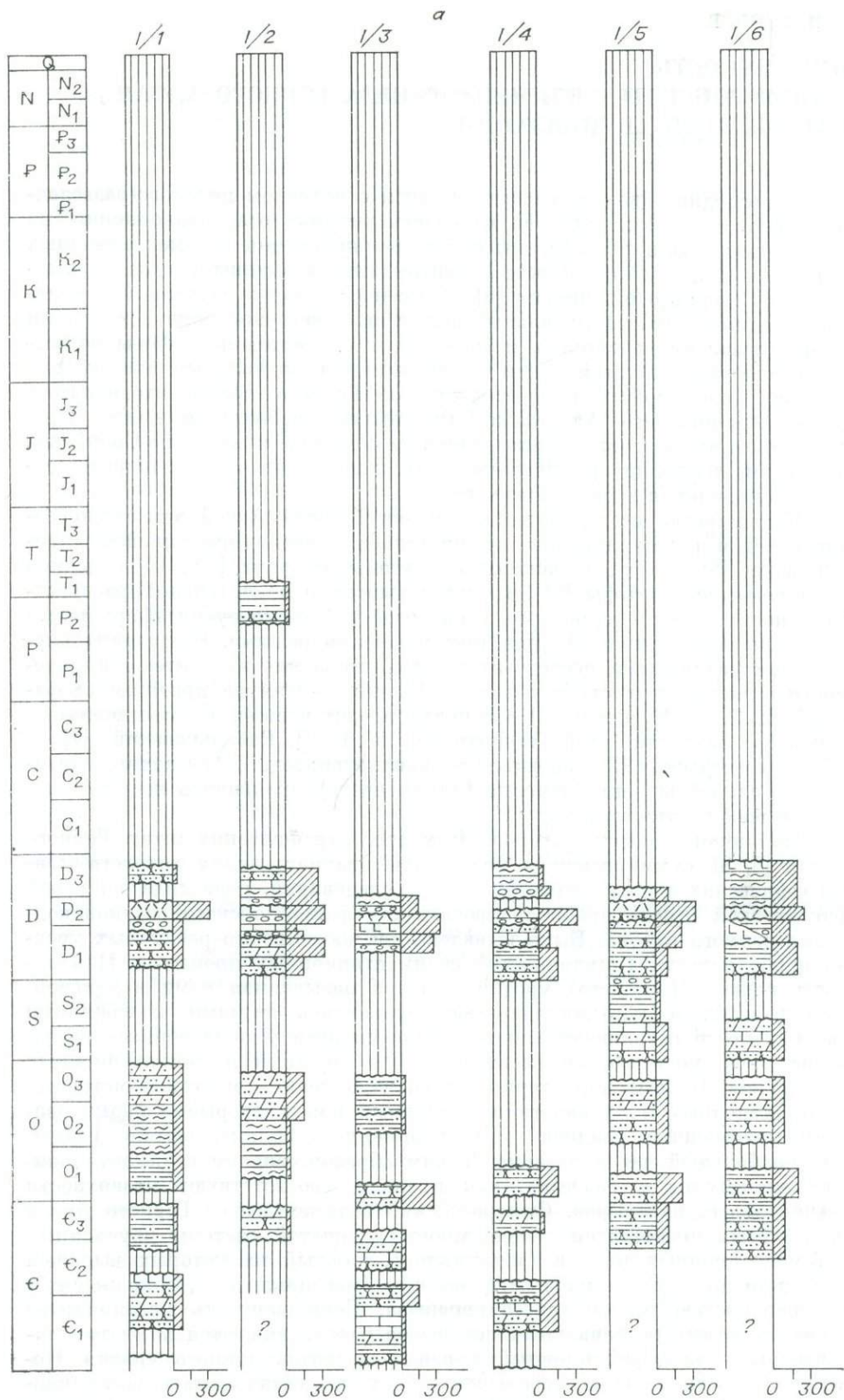
## ЦИКЛИЧНОСТЬ ФАНЕРОЗОЙСКОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ГОРНОГО АЛТАЯ КАК ОБЛАСТИ АКТИВИЗАЦИИ

В последние два десятилетия в связи с размахом поисково-разведочных работ на нефть детально изучалась ритмика осадконакопления на платформах: были разработаны схемы ранжирования седиментационных циклов, доказана синхронность развития циклов высших рангов на платформах Северного полушария [4]. Значительно хуже изучена периодичность седиментогенеза мобильных зон, в силу чего проблема корреляции этапов развития подвижных и стабильных сегментов литосферы остается нерешенной. В этой связи представляется актуальным материал о ритмике фанерозойского седиментогенеза Горного Алтая, входящего в состав крупнейшего Альпийско-Гималайского мобильного пояса. Пространственная близость Горноалтайского региона к Западно-Сибирской платформе позволяет рассматривать их как сопряженные элементы системы «мобильная зона — платформа».

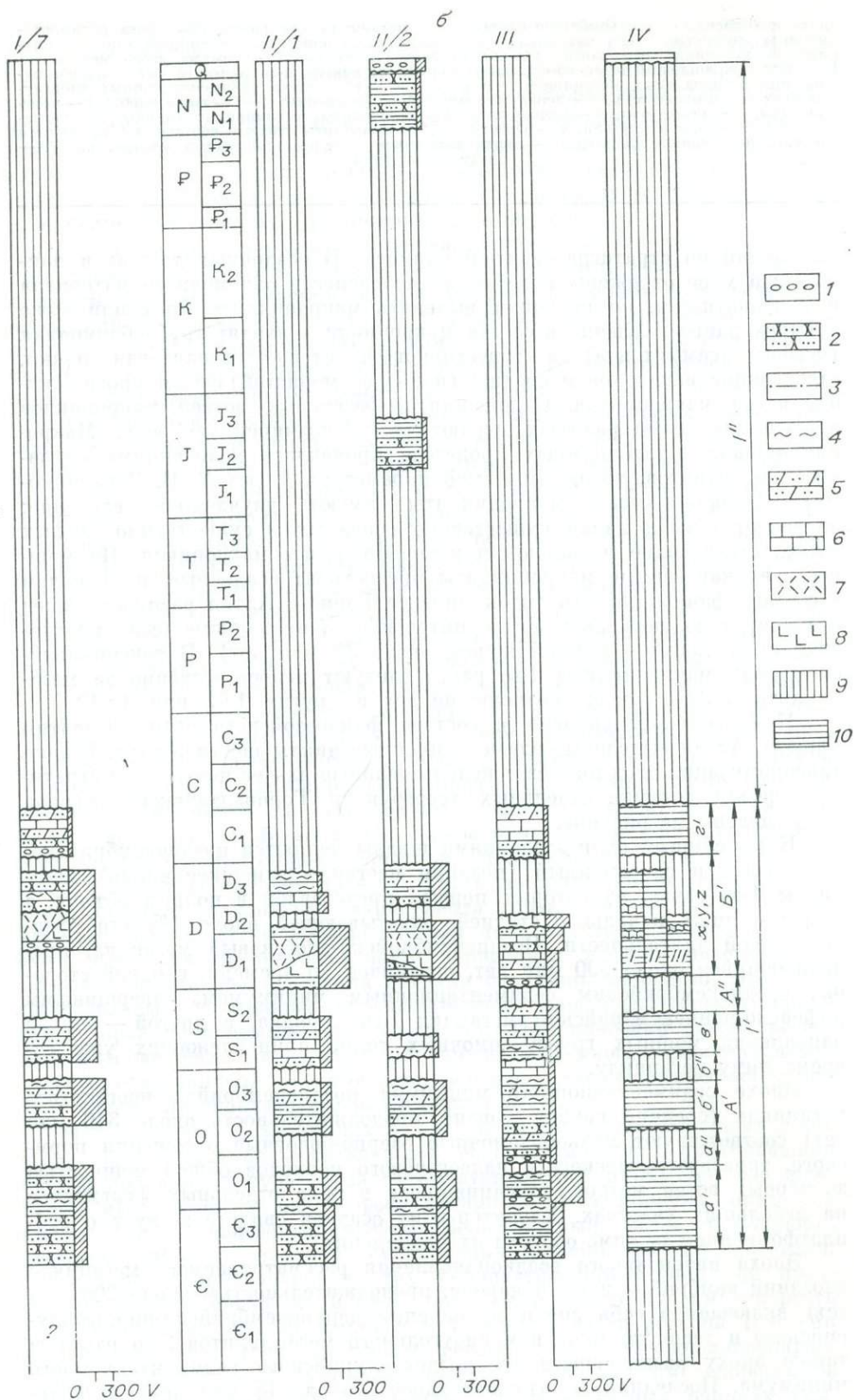
Большинство исследователей считали Горный Алтай длительно развивающейся геосинклиналью, окончательно консолидировавшейся в силурийское [6] или даже раннекаменноугольное время [10]. В последние годы некоторые авторы [3] пришли к выводу о значительной распространенности на этой территории в палеозойское время субплатформенного («квазиплатформенного») типа тектонического режима. По-разному оценивается различными исследователями соотношение элементов повторяемости и направленности в развитии Горного Алтая на протяжении фанерозоя: В. А. Кузнецов [5] обосновал представления о полициклическом характере развития этой территории, а Н. П. Васильковский [1] и Ж. Д. Никольская [7], подчеркивая направленность ее развития, считали, что элементы повторяемости (цикличность) проявились незначительно или вообще отсутствуют.

Публикация новых региональных стратиграфических шкал Горного Алтая [8, 9], суммировавших результаты двадцатилетних литолого-стратиграфических и палеонтологических исследований, позволила на новой фактической основе проанализировать ход фанерозойского осадконакопления данного района. Было выявлено два качественно различных уровня периодичности (цикличности) седиментационных процессов. Цикличность первого (высшего) уровня, условно называемая нами в дальнейшем изложении мегацикличностью, проявилась резкими колебаниями интенсивности осадконакопления, обусловившими упорядоченное чередование эпох мощного седиментогенеза с эпохами седиментационных минимумов. Первые характеризовались накоплением многокилометровых толщ осадочных и вулканогенно-осадочных пород, вторые — формированием маломощных осадков субплатформенного облика, обычно размытых на большей части региона. Таким образом, эпохам седиментационных минимумов в разрезах, как правило, соответствуют поверхности региональных перерывов. Фанерозойский седиментогенез Горного Алтая может быть представлен в виде многоступенчатой системы двучленных седиментационных циклов (мегациклов), каждый из которых выражен в разрезе достаточно мощным стратонем (мегациклитом), сопряженным с поверхностью регионального перерыва. Сопряженность мегациклитов с поверхностями региональных перерывов рассматриваются нами как характерный классификационный признак циклитов данного уровня. Поверхности региональных перерывов обнаруживаются в составе мегациклитов 1-го и 2-го рангов, но отсутствуют в мегациклитах 3-го ранга, в силу чего невозможно расчленение последних на мегациклиты 4-го ранга.

Цикличность второго таксономического уровня — макроцикличность — выразилась упорядоченностью колебаний вещественного состава



Стратиграфические колонки и графики скорости накопления фанерозойских отложений геоструктур Центрально-Восточной (I) (a) и Юго-Юго-Западной (II) и Северо-Западной (III) (б) структурно-формационных зон Горного Алтая.



I/1 — II/2 — геоструктуры: I/1 — Лебедской прогиб, I/2 — Восточно-Уйменский прогиб, I/3 — Каракошпийская впадина, I/4 — Семинская грабен-синклиналь, I/5 — Барагашийский прогиб, I/6 — Куротинская депрессия, I/7 — Бельгешашский грабен, II/1 — Коргонская депрессия, II/2 — Чуйская депрессия; IV — шкала ранжирования фанерозойских мегациклов Горного Алтая; I'' —

эпоха накопления позднекембрийско-неогенового мегацикла 1-го ранга, I' — эпоха седиментационного минимума этого мегацикла; A' — эпоха накопления позднекембрийско-нижнесилурийского мегацикла 2-го ранга, A'' — эпоха седиментационного минимума этого мегацикла; B' — эпоха накопления девонско-каменноугольного мегацикла 2-го ранга; a' — г'' — эпохи накопления региональных мегациклов 3-го ранга; a'' — b'' — эпохи седиментационных минимумов этих мегациклов; x, y, z — зональные мегациклы 3-го ранга; 1—8 — типы пород: 1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — пелитолиты и глинистые сланцы, 5 — песчаные известняки и мергели, 6 — известняки, 7 — вулканиты кислого состава, 8 — вулканиты среднего и основного состава; 9 — эпохи перерывов и седиментационных минимумов; 10 — эпохи накопления.

отложений по стратиграфической нормали. В осадочных толщах в наибольшей мере отражены колебания дисперсности обломочного материала и карбонатности, позволяющие выделять макроциклиты трех или даже четырех рангов. Обычно в состав макроциклита входят грубообломочная (псефито-псаммитовая) и известняково-пелитово-алевролитовая пачки, отвечающие начальной и средней (наиболее мористой) фазам прогрессивной ветви макроциклов. Отложения регрессивных ветвей макроциклов в изученных нами разрезах играют резко подчиненную роль. Макроцикличность вулканогенных процессов проявилась колебаниями основности вулканитов, характеризуемой параметром *b* (по А. Н. Заварицкому). Вулканогенные макроциклиты имеют двучленное строение: включают в себя пачки существенно основных и существенно кислых пород, отвечающие начальной и конечной фазам макроцикла. По мощности вулканогенные макроциклиты превосходят осадочные, но в целом в составе фанерозойского литокомплекса Горного Алтая распространены незначительно, поскольку эпоха интенсивного вулканизма была кратковременной (зиген — ранний живет, около 30 млн лет). В таксономическом ряду макроциклиты 1-го ранга следуют непосредственно за мегациклитами 3-го ранга; соотношение тех и других 1:2 или 1:1.

К настоящему времени в составе фанерозойского этапа развития Горного Алтая выделены седиментационные циклы шести рангов. Шкала таксономизации этих циклов и использованные для ее построения стратиграфические колонки отдельных геоструктур Горноалтайского региона представлены на рисунке.

Крупнейшими подразделениями шкалы являются позднекембрийско-неогеновый и современный (поздний неоген — нынешнее время) мегациклы 1-го ранга, из которых первый представлен в полном объеме, а второй — лишь начальной стадией, охватывающей около 1% его предполагаемой длительности. Позднекембрийско-неогеновый мегацикл, продолжавшийся около 500 млн лет, ограничен во времени, с одной стороны, среднекембрийским седиментационным минимумом, завершившим рифейско-раннекембрийский мегацикл 1-го порядка, с другой — эпохой накопления мощных грубообломочных толщ, принадлежащих уже современному мегациклу.

Эпохе седиментационного минимума позднекембрийско-неогенового мегацикла (средний карбон — ныне, продолжительность около 340 млн лет) соответствуют мелкообломочные озерно-болотные отложения пермского, триасового, юрского и палеогенового периодов общей мощностью до первых сотен метров, сохранившиеся в виде отдельных фрагментов на небольших участках. Характер этих осадков свидетельствует о субплатформенном режиме области их накопления.

Эпоха интенсивного осадконакопления рассматриваемого мегацикла (поздний кембрий — ранний карбон, продолжительностью около 200 млн лет) включает в себя эпохи накопления верхнекембрийско-нижнесилурийского и девонско-нижнекаменноугольного мегациклитов 2-го ранга, а также эпоху разделявшего их позднесилурийского седиментационного минимума. Последняя (продолжительность около 18 млн лет) на большей части Горноалтайского региона выражена в разрезах поверхностью размыва. Достаточно мощные отложения позднего силура существенно известнякового состава (марагдинская и черноануйская свиты общей мощностью до 700 м) развиты лишь на сравнительно небольшой площа-

ди в пределах Центрального Алтая. Формировались они в условиях пенепленизированного рельефа, скорость накопления (V) не превышала 50 м/млн лет. Можно предполагать, что в познесилурийское время территория Горного Алтая характеризовалась платформенным или субплатформенным типом тектонического режима, приближавшимся в пределах наиболее подвижных участков к миогеосинклинальному. Существенно грубообломочные осадки позднего пржиждолия (сибирская свита, мощность около 350 м) отнесены нами уже к следующему (девонско-нижнекаменноугольному) мегациклиту 2-го порядка.

Позднекембрийско-раннесилурийская эпоха накопления мегацикла 2-го порядка, продолжавшаяся около 100 млн лет, включает позднекембрийско-раннеордовикский, средне-позднеордовикский и частично силурийский мегацикл 3-го порядка. Первый из них выражен в разрезе верхнекембрийско-тремадокским циклитом (длительность формирования около 18 млн лет) и поверхностью размыва, соответствующей ариенскому седиментационному минимуму, длившемуся около 10 млн лет. Среди отложений циклита доминируют терригенные породы, характеризующиеся невысокой карбонатностью и весьма широким гранулометрическим спектром. Пестрота вещественного состава этих отложений, отнесенных И. А. Вылцаном [2] к граувакково-сланцевой формации, указывает на значительную дифференцированность рельефа области их накопления; возникшую, скорее всего, в результате более или менее интенсивных блоковых движений. Вверх по разрезу циклита наблюдается заметное повышение дисперсности обломочного материала этих отложений. Мощность циклита составляет 2—3 км, скорость его накопления достигала 150 м/млн лет. Тектонический режим Горноалтайского региона в рассматриваемую эпоху приближался к миогеосинклинальному, а на ранних ее стадиях обнаруживал черты сходства с орогенными.

Средне-позднеордовикский мегацикл 3-го ранга включает в себя ллавирн-раннеашгильскую фазу накопления (продолжительность около 33 млн лет) и позднеашгильскую фазу седиментационного минимума (около 10 млн лет). Ллавирн-нижнеашгильский мегациклит представлен сероцветными мелко- и тонкообломочными породами; нижняя его часть отнесена И. А. Вылцаном к черносланцевой формации, верхняя — к сероцветной терригенно-карбонатной. Мощность циклита в западной части региона составляет 1,0—1,5 км, в восточной возрастает до 3—4 км; скорость накопления варьировала соответственно от 30—40 до 100—120 м/млн лет. Позднеашгильская фаза седиментационного минимума выражена на большей части территории региона поверхностью размыва. Осадки этого возраста сохранились лишь на северо-западе, где представлены известняково-мелкообломочной толщей, скорость накопления которой не превышала 30 м/млн лет. Тектонический режим региона в течение фазы накопления приближался к миогеосинклинальному; эпоха седиментационного минимума, вероятно, характеризовалась платформенным или субплатформенным режимом.

Из силурийского мегацикла 3-го порядка отчетливо выражена лишь фаза накопления (продолжительность около 20 млн лет), охватывавшая первую половину силура; фаза седиментационного минимума, наложившаяся на соответствующую фазу мегацикла 2-го порядка, оказалась практически не дифференцируемой. Вещественный состав и мощность нижнесилурийского циклита существенно изменяются по латерали. В западной и центральной частях Горноалтайского региона он представлен известняковой формацией мощностью около 1,5 км; скорость накопления здесь 60—80 м/млн лет. В южной части региона (бассейн нижнего течения Чуи) отлагалась сероцветная пелитово-алеврокарбонатная флишоподная формация мощностью около 3,2 км; скорость ее накопления достигала 120—150 м/млн лет. В восточных районах Горного Алтая нижнесилурийские отложения отсутствуют; предполагается, что эпоха седиментационного минимума на этой территории наступила уже в начале силурийского периода. Тектонический режим в раннеси-

лурийское время может быть определен как промежуточный между миогеосинклинальным и платформенным.

В целом в течение позднекембрийско-силурийского времени на территории Горного Алтая наблюдалось закономерное чередование эпох миогеосинклинального и платформенного режимов. По суммарной продолжительности первый преобладал над вторым, однако роль второго с течением времени последовательно возрастала; отмечается сравнительно небольшое распространение во времени орогенного режима.

В составе девонско-каменноугольного мегацикла 2-го ранга выделить фазу седиментационного минимума оказалось невозможно из-за ее наложения на соответствующую фазу мегацикла 1-го ранга. Фаза накопления этого мегацикла (девон — ранний карбон, продолжительность около 80 млн лет) характеризовалась весьма высокой активностью блоковых движений и расчленением Горноалтайского региона на зоны и подзоны, существенно различавшиеся периодичностью седиментогенеза и составом отложений. В девонское время на территории Горного Алтая существовали Юго-Юго-Западная, Центрально-Восточная и Северо-Западная структурно-формационные зоны, из которых первые две в отдельные этапы своего развития подразделялись на подзоны.

В Юго-Юго-Западной зоне выделены два зональных мегацикла 3-го порядка: раннедевонско-среднеживетский и позднеживетско-фаменский. Первый включает в себя раннедевонско-раннейфельскую фазу накопления и позднефельско-среднеживетскую фазу седиментационного минимума, выраженную на всей территории зоны поверхностью размыва; продолжительность этих фаз соответственно 26 и 6 млн лет. Характерными особенностями нижнедевонско-нижнейфельского мегациклита являются существенно вулканогенный или грубообломочно-вулканогенный состав, большая мощность (до 4—5 км), высокая скорость накопления, большие значения градиента мощности по латерали, достигающие сотен метров на километр. Эти толщи, отвечающие признакам наземно-вулканогенной и вулканогенно-молассовой формаций, отлагались в небольших изометричных впадинах и линейных приразломных («шовных») прогибах. Тектонический режим характеризовался высокой интенсивностью и дифференцированностью блоковых движений, обусловивших сильную расчлененность рельефа и значительную проницаемость земной коры для магматических расплавов. В заключительную стадию фазы накопления грубообломочно-вулканогенные отложения сменяются известняково-мелкообломочными; накопление последних свидетельствовало о затухании блоковых движений и постепенном переходе орогенного режима в субплатформенный, который сохранился и в течение эпохи седиментационного минимума.

Позднеживетско-фаменский мегацикл состоит из позднеживетско-раннефранской эпохи накопления и позднефранско-фаменской эпохи седиментационного минимума, продолжавшихся соответственно около 12 и около 13 млн лет. Состав и мощность верхнеживетско-нижнефранского циклита существенно менялись по латерали. В пределах Коргонской депрессии он представлен известняковой формацией мощностью около 1 км, отлагавшейся со скоростью 70—80 м/млн лет. В Бугузунской впадине развиты отложения черносланцевой формации мощностью до 3—4 км; скорость накопления достигала здесь 250 м/млн лет. На территории Курайского прогиба отлагались лагунно-континентальные осадки, отвечающие признакам красноцветной формации приморских аллювиальных равнин (мощность 2,0—2,4 км, скорость накопления 160 м/млн лет). На остальной территории зоны в позднеживетско-раннефранское время накапливались существенно карбонатные отложения сравнительно небольшой мощности (до 200 м); большая их часть к настоящему времени размыта. Таким образом, в течение позднеживетско-раннефранской эпохи накопления миогеосинклинальный режим сохранялся лишь в отдельных впадинах и прогибах, а на остальной территории зоны существовала обстановка, близкая к платформенной. В эпоху позднефранско-фа-

менского седиментационного минимума субплатформенный режим устанавливается практически на всей территории зоны; лишь в Курайском прогибе существовали условия, близкие к миогеосинклинальным.

В Центрально-Восточной зоне выделены три зональных мегацикла 3-го порядка: жединско-зигенский, эмско-эйфельский, живетско-фаменский. Первый продолжался с конца прижидолия до начала эмса (около 18 млн лет), причем более 90% этого срока приходилось на эпоху накопления. Мощность жединско-зигенского мегациклита варьирует от 2,5 до 3,5 км, скорость накопления 120—180 м/млн лет. В базальной его части заметную роль играют грубообломочные породы, выделяемые нами в качестве верхнеприжидольско-жединской молассы. Наибольшей мощности эта формация достигает на северо-востоке зоны в пределах Лебедского прогиба. На остальной территории она слагает примерно пятую часть общей мощности мегациклита. Вверх по разрезу моласса сменяется мелко-тонкообломочными красно- и сероцветными осадками, относимыми соответственно к красноцветной и флишоидной терригенно-карбонатной формациям. Первая преобладает в западной части зоны, вторая — на восточной ее окраине, в пределах Восточно-Уйменского прогиба. Эти формации накапливались в условиях миогеосинклинального и субплатформенного режимов. Эти же режимы, видимо, существовали и на остальной территории зоны, где в настоящее время жединско-зигенские отложения отсутствуют. Верхнеприжидольско-жединской молассе соответствовал орогенный тип тектонического режима.

Эмско-эйфельский мегацикл 3-го порядка, продолжавшийся около 14 млн лет, также характеризовался многократным преобладанием эпохи накопления над эпохой седиментационного минимума. Вещественный состав эмско-эйфельского циклита отличается исключительной пестротой и изменчивостью как по латерали, так и по стратиграфической нормали. Наиболее распространены порфириновая, наземно-вулканогенная (порфириновая) и молассовая формации. Значительно меньшая роль принадлежит известняковой и терригенно-карбонатной формациям, слагающим в сумме 10—12% общей мощности циклита. Распределение формаций характеризуется определенной упорядоченностью: осадочные в основном приурочены к низам циклита, а вулканогенные слагают его среднюю и верхнюю части. В наиболее высоких горизонтах циклита вулканы замещаются отложениями флишоидного типа. В западной части зоны порфириновая формация преобладает над порфириновой, а флишоидная — над известняковой; в восточной наблюдается обратная картина. Мощность циклита варьирует в пределах 2,5—4,5 км, скорость накопления достигала 350 м/млн лет. Области накопления этих толщ являлись межгорные впадины и приразломные («шовные») прогибы. В целом территории зоны свойствен орогенный режим, однако приразломные прогибы по характеру тектоноседиментационных обстановок приближались к эвгеосинклиналям.

В составе живетско-фаменского мегацикла 3-го ранга, продолжавшегося около 26 млн лет, эпохи накопления и седиментационного минимума по длительности были примерно одинаковыми. Главную роль в живетско-нижнефранском циклите играет сероцветная терригенно-карбонатная флишоидная формация, иногда замещаемая известняковой и черносланцевой формациями. Основание мегациклита сложено пестроцветной грубой молассой. Мощность его в различных геоструктурах зоны варьирует от 1 до 4 км, скорость накопления — от 80 до 300 м/млн лет. Тектонический режим в течение живетско-раннефранской эпохи накопления был близок к миогеосинклинальному. На ранних стадиях этой эпохи, когда отлагалась крупная пестроцветная моласса, тектоноседиментационная обстановка отвечала признакам режима орогенного типа. В эпоху позднефранско-фаменского седиментационного минимума в пределах зоны, вероятно, существовал субплатформенный или даже платформенный режим.

В Северо-Западной зоне выделены два зональных мегацикла 3-го ранга. Первый — раннедевонско-эйфельский — включает в себя раннедевонско-раннеэйфельскую эпоху накопления и позднейфельскую эпоху седиментационного минимума, продолжавшиеся соответственно около 26 и 4 млн лет. В составе нижнедевонско-нижнеэйфельского мегациклита преобладает известняковая формация, иногда замещаемая сероцветной терригенно-карбонатной флишовой формацией. Наиболее низкие его горизонты сложены грубой мелассой. Мощность мегациклита достигает 2 км, скорость накопления 80 м/млн лет. Тектонический режим раннедевонско-раннеэйфельской эпохи накопления в целом был близок к миогеосинклиальному, а начальная ее стадия характеризовалась орогенным режимом. В течение позднейфельского седиментационного минимума существовал платформенный или субплатформенный режим.

Живетско-позднэфранский мегацикл 3-го ранга по длительности близок к раннедевонско-эйфельскому, но резко отличается от него соотношением эпох накопления и седиментационного минимума. Первая, охватывавшая большую часть живетского века, продолжалась около 8 млн лет, вторая длилась в течение франско-фаменского хроноинтервала (около 20 млн лет). Вещественный состав живетского мегациклита (мощность около 1 км, скорость накопления 120—150 м/млн лет) характеризуется доминирующей ролью наземно-вулканогенной формации. Формирование его происходило в условиях орогенного режима. В течение франско-фаменского седиментационного минимума на территории зоны существовал платформенный или субплатформенный режим.

Приведенный материал показывает, что во второй половине позднего девона тектоническая активность территории Горного Алтая резко уменьшается, различия между зонами нивелируются и практически на всей территории региона устанавливается режим, близкий к платформенному. На рубеже девонского и каменноугольного периодов начинается эпоха накопления каменноугольного мегацикла 3-го ранга, имеющего в отличие от девонских мегациклов региональное, а не зональное распространение. Продолжительность этой эпохи достигала 23 млн лет. Она выражена сероцветной толщей известняков и алевромелкопсаммитовых пород, отвечающей признакам терригенно-карбонатной флишовой формации. В базальных горизонтах толщи развиты грубообломочные разности. Мощность ее, вероятно, 1,0—1,5 км, скорость накопления приближалась к 40 м/млн лет. В современном эрозионном срезе нижнекаменноугольные отложения горного Алтая сохранились лишь в виде небольших по мощности и площади распространения фрагментов. Тектонический режим Горноалтайского региона эпохи накопления каменноугольного мегацикла 3-го ранга определяется нами как переходный между миогеосинклиальным и платформенным. Вопрос о характере и продолжительности эпохи седиментационного минимума данного мегацикла остается открытым, поскольку она наложилась на соответствующие эпохи мегациклов 1-го и 2-го рангов.

Описанные выше мегациклы 3-го ранга по количеству содержащихся в них макроциклитов 1-го ранга подразделяются на одночленные (верхнекембрийско-нижнеордовикский, нижнекаменноугольный, жединско-зигенский, живетско-нижнефранский) и двучленные (средневерхнеордовикский). В одночленных мегациклитах наблюдается последовательное увеличение вверх по стратиграфической нормали дисперсности обломочного материала и карбонатности. В двучленных мегациклитах характер изменения этих параметров более сложный. Однако и в тех, и в других верхняя часть мегациклита 3-го ранга отличается значительно более высокой дисперсностью обломочного материала и карбонатностью. У большинства изученных нами мегациклитов 3-го ранга базальные горизонты сложены грубой мелассой, а средняя и верхняя части — флишовой, реже известняковыми или мелкообломочными красноцветными толщами. В соответствии с этим эпохи накопления мегациклитов 3-го ранга подразделяются нами на две фазы, условно на-

званные «молассовой» и «флишовой». Всего, таким образом, в составе мегацикла 3-го порядка выделяются три весьма специфические фазы.

**Первая** («молассовая») характеризуется мощными и сильно дифференцированными блоковыми движениями, обуславливающими сильную расчлененность рельефа и накопление существенно грубообломочных толщ в опущенных блоках. Из-за многократного перемещения по латерали обломочного материала за счет частой смены знака движения блоков и выноса значительной его части за пределы региона мощности толщ, накопившихся в эту фазу, обычно оказываются не слишком большими.

**Вторая** («флишовая») отличается устойчивым и равномерным прогибанием достаточно крупных блоков региона, компенсируемым отложением мелко-тонкообломочного материала, обычно с повышенной карбонатностью. Выноса материала за пределы региона в течение данной фазы практически не происходит. В эту фазу накапливается большая часть мощности мегациклита.

**Третья**, являющаяся эпохой седиментационного минимума, характеризуется минимальной амплитудой вертикальных перемещений, следствие чего — выположенность рельефа и вынос за пределы региона большей части продуктов разрушения.

Изложенной схемой аппроксимируются практически все мегациклы с одночленными мегациклитами, лишенными проявлений вулканизма. Различные соотношения фаз внутри мегациклов определяют специфику каждого из них. Наибольшие отклонения от схемы наблюдаются у мегациклов с двучленными мегациклитами, однако и в этих случаях ее «работоспособность» в целом сохраняется. При особенно высокой интенсивности блоковых движения «флишовая» фаза замещается «порфирово-порфириновой». На ранних стадиях последней преобладают вулканы средне-основного состава; вверх по разрезу возрастает роль существенно кислых разностей. В наиболее высоких горизонтах мегациклита вулканогенные образования замещаются флишовыми отложениями. Фазы седиментационных минимумов вулканогенных и седиментогенных мегациклов 3-го ранга, видимо, характеризовались сходным тектоническим режимом.

Изложенный фактический материал позволяет сделать некоторые выводы и обобщения.

1. Вырисовывается связь фаз седиментационных мегациклов 3-го порядка с определенными типами тектонического режима. «Молассовая» фаза знаменует собой эпоху орогенного режима, «флишовая» — миогеосинклинального, фаза седиментационного минимума — эпоху платформенного или субплатформенного режима. Исходя из этого, седиментационные циклы рассматриваются нами как отражения тектонических циклов. Эпохи интенсивного осадконакопления являются эпохами активизации, эпохи седиментационных минимумов — эпохами стабилизации.

2. В фанерозойской эпохе геологической истории Горного Алтая выделяется позднекембрийско-неогеновый тектонический цикл 1-го ранга, состоящий из позднекембрийско-раннекаменноугольной эпохи активизации и среднекаменноугольно-неогеновой эпохи стабилизации. Первая из них, характеризовавшаяся многократной сменой платформенного, орогенного, мио- и эвгеосинклинального режимов, подразделяется на два тектонических цикла 2-го ранга; в течение второй наблюдался сравнительно однородный тектонический режим, близкий к платформенному. Позднекембрийско-раннесилурийская и девонско-раннекаменноугольная эпохи активизации тектонических циклов 2-го ранга, в свою очередь, подразделяются на тектонические циклы 3-го ранга. Максимум тектонической активности каждой из этих эпох приходится на начальную ее стадию, однако в целом девонско-раннекаменноугольная эпоха по интенсивности активизации существенно превосходила позднекембрийско-раннесилурийскую. Эпохи стабилизации тектонических циклов 2-го и 3-го рангов характеризовались платформенным или субплатформенным тектониче-

ским режимом. Соотношение продолжительности эпох активизации и стабилизации внутри тектонических циклов может рассматриваться как один из критериев интенсивности активизационных процессов.

3. Описанные выше мегациклы 1—3-го рангов отвечают признакам структурно-стратиграфических подразделений. В соответствии с этим в Горном Алтае выделяется верхнекембрийско-нижнекаменноугольный структурный мегаэтаж, включающий верхнекембрийско-нижнесилурийский и девонско-нижнекаменноугольный структурные этажи. Последные, в свою очередь, подразделяются на структурные ярусы, идентичные мегациклам 3-го ранга. Особенность девонских структурных ярусов состоит в том, что они имеют не региональное, а зональное распространение.

4. Характер тектонической цикличности фанерозойского этапа развития противоречит принятым в настоящее время представлениям о Горном Алтае как области герцинской или каледоно-герцинской складчатости. С нашей точки зрения этот регион представлял собой в рассматриваемое время блок земной коры континентального типа, периодически переживающий эпохи интенсификации глыбовых движений. В зависимости от размаха этого процесса устанавливался миогеосинклинальный или орогенный режим. В моменты, когда интенсивность блоковых движений достигала апогея, формировался режим, близкий к эвгеосинклинальному. В эпоху тектонической стабилизации в пределах Горноалтайского региона существовал платформенный или субплатформенный режим. В свете вышеизложенного мы относим Горный Алтай к зонам активизации, развившимся на салаирском или салаирско-байкальском фундаменте. Наличие этих зон среди горных сооружений юга Сибири уже отмечалось в геологической литературе [11], однако распространенность их, видимо, значительно шире, чем принято считать в настоящее время.

5. Намечается известная коррелируемость седиментационных циклов Горного Алтая с соответствующими циклами платформ. Позднекембрийско-неогеновый мегацикл 1-го ранга по продолжительности оказывается близким тригалоциклу древних платформ, мегациклы 2-го ранга — неосоциклам, мегациклы 3-го ранга — регоциклам. Однако седиментационные циклы мобильных зон и платформ, вероятно, значительно смещены друг относительно друга во времени. Эпохам седиментационных минимумов в мобильных зонах отвечают эпохи интенсивного осадконакопления на платформах. В частности, большая часть эпохи среднекаменноугольно-неогенового седиментационного минимума в Горном Алтае совпадает с эпохой формирования мощного мезо-кайнозойского плаща Западной Сибири, среднекембрийскому седиментационному минимуму отвечает эпоха интенсивного осадконакопления на Сибирской платформе. Имеются и генетические различия седиментационной цикличности платформы и мобильных зон. На платформах седиментационная цикличность формируется несколькими более или менее близкими по значимости факторами (тектоническим, климатическим, космическим). В мобильных зонах формирование седиментационных циклов контролируется практически лишь тектоническим фактором.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Васильковский Н. П., Предтеченский А. А., Сенников В. М. Осадочные и вулканогенные формации Алтае-Саянской складчатой области и связанные с ними полезные ископаемые // Труды Всесоюзного литологического совещания. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1961. — С. 40—61.
2. Вылцан И. А. Флишоподобные формации. — Томск: Изд-во ТГУ, 1978. — 208 с.
3. Ермиков В. Д., Пузырев А. А., Сенников Н. В. Нижне-среднепалеозойский складчатый комплекс Горного Алтая // Геология и геофизика. — 1979. — № 1. — С. 9—17.
4. Кародин Ю. Н. Региональная стратиграфия. — М.: Недра, 1985. — 179 с.
5. Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая // Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1963. — С. 7—67.

6. Матвеевская А. А. Гердинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1969.— 284 с.
7. Никольская Ж. Д., Попов В. Е., Трофимова В. А. История тектонического развития и районирование Горного Алтая // Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана.— М.: Недра, 1963.— С. 92—120.
8. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.).— Новосибирск: СНИИГГиМС, ИГиГ СО АН СССР, 1982.— Ч. I: Средний и верхний палеозой.— 127 с.
9. Решения Всесоюзного совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.).— Новосибирск: СНИИГГиМС, ИГиГ СО АН СССР, 1983.— Ч. II: Верхний докембрий и нижний палеозой.— 212 с.
10. Сенников В. М. Тектоническое районирование юго-западной части Алтае-Саянской складчатой области.— Новосибирск: СНИИГГиМС, 1969.— 61 с.
11. Хаин В. Е. Общая геотектоника.— М.: Недра, 1973.— 510 с.

О. А. МЕЛЬНИКОВ

## ЦИКЛИЧНОСТЬ В ФОРМИРОВАНИИ ХОККАЙДО-САХАЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Понятия «цикличность» и «ритмичность» или «цикл» и «ритм» в геологии появились давно, но до сих пор не стали общепринятыми и однозначными. Иногда цикличность и ритмичность противопоставляются друг другу или обозначают нечто существенно разное. Однако, если подходить к этим понятиям без излишней скрупулезности, то в геологии они близки к синонимам. Под циклом или ритмом в геологии, по всей видимости, следует понимать в общем случае любую устойчивую периодичность или повторяемость геологических тел, явлений, процессов, а о вещественный в горных породах или формациях цикл называется циклитом\*.

Циклический или ритмический характер отдельных геологических процессов или строения некоторых геологических тел, слагающих Сахалин и Хоккайдо, отмечался многими исследователями этих районов (С. Н. Алексейчик, И. И. Ратновский, Б. А. Сальников, Л. С. Жидкова, О. А. Мельников и др.). Наиболее часто такая особенность подчеркивалась литологами и стратиграфами, создавшими на этой основе вполне самостоятельный ритмостратиграфический метод расчленения и корреляции разрезов слагающих Сахалин и Хоккайдо отложений. Однако общего, а тем более единого, взгляда на эту природную особенность у исследователей так и не сложилось. Более того, даже в ритмостратиграфии почти с самого начала ее использования на Сахалине наметилась разноречивость в вопросах выделения ритмов или циклов, следствием чего стало существенно разное количество их в ритмостратиграфических схемах различных авторов, что не преодолено до сих пор. Объясняется это, видимо, не только недостаточной изученностью Сахалина и Хоккайдо с этой точки зрения, но и упомянутым уже неоднозначным пониманием цикла или ритма в геологии вообще и при рассмотрении данного региона в частности.

Основываясь на приведенном понятии цикличности, цикла и циклита, мы проанализировали слагающие Хоккайдо-Сахалинскую складчатую область (ХССО) образования на породном и надпородном уровнях организации вещества и историю формирования Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. В результате выяснилось, что подавляющая часть слагающих исследуемую нами область горных пород и объединяющих их геологических формаций характеризуется отчетливо выраженной

\* Термин «циклит», благодаря активной пропаганде Ю. Н. Карогодина, стал почти общепринятым.

многокомпонентной и многопорядковой (до пяти) цикличностью.

Простейшая двухкомпонентная цикличность свойственна в основном тонкообломочным и тонкозернистым формациям: позднемеловой и среднемиоценовой алевролитно-аргиллитовой формациям, ранне-среднемиоценовой формации кремнистых алевролитов и аргиллитов, позднемиоценовой формации кремнистых и диатомовых алевролитов и аргиллитов, а также тонкообломочным алевролитно-аргиллитовым частям циклитов алевролитно-песчаниковой, песчано-глинистой и некоторых других формаций, неоднократно встречающихся по всему разрезу Хоккайдо-Сахалинской складчатой области.

Своеобразная двухкомпонентная цикличность из массивных или крупнообломочных кремнистых алевролитов в низах циклитов и мелкощебенчатых кремнистых алевролитов в верхах циклитов отмечается в миоценовой формации кремнистых алевролитов и аргиллитов на п-ове Шмидта.

Трехкомпонентная цикличность, пожалуй, наиболее часто встречается в ХССО. Она хорошо выражена во всех алевролитно-песчаниковых формациях (песчаники — алевролиты — аргиллиты), в позднемиоценовой песчано-глинистой (пески — алевриты — глины), иногда в некоторых вулканитсодержащих (туфы — алевролиты — аргиллиты, вулканомиктовые песчаники — алевролиты — аргиллиты).

Четырехкомпонентная цикличность по своей распространенности в ХССО почти не уступает трехкомпонентной. Она свойственна большинству грубозернистых конгломератсодержащих формаций (конгломераты — песчаники — алевролиты — аргиллиты) или их вулканомиктовым разновидностям (вулканомиктовые конгломераты — вулканомиктовые песчаники — алевролиты — аргиллиты), а также значительной части углесодержащих или угленосных формаций (песчаники — алевролиты — аргиллиты — каменные угли).

Пятикомпонентная цикличность встречается в основном в грубозернистых частях угленосных формаций (конгломераты — песчаники — алевролиты — аргиллиты — каменные угли), изредка в конгломератсодержащих (конгломераты — гравелиты — песчаники — алевролиты — аргиллиты), например, в песчаник-конгломератовой формации при отчетливом обособлении гравелитов в циклитах.

Шести- и более компонентная цикличность отмечается в ХССО редко. В угленосных формациях иногда выделяются циклиты, состоящие из шести компонентов: конгломераты — гравелиты — песчаники — алевролиты — аргиллиты — каменные угли.

Многокомпонентная цикличность в ХССО свойственна не только осадочным и вулканогенно-осадочным отложениям, но и магматическим образованиям, в частности расслоенным интрузивам габбро-гипербазитовой (альпинотипной), сиенит-монцонит-трахидолеритовой и долеритовой формаций. Отчетливой двух- или трехкомпонентной цикличностью (дуниты — перидотиты — габброиды) характеризуется большинство тел габбро-гипербазитовой (альпинотипной) формации ХССО. В верхней части наиболее изученного из них массива Хороман на юге Хоккайдо наблюдается двухкомпонентная (плагноклазовые лерцолиты — дуниты) цикличность, а в нижней части — очень отчетливая трехкомпонентная (дуниты — лерцолиты — плагноклазовые лерцолиты) [5—7]. Отчетливая трехкомпонентная цикличность свойственна расслоенным телам долеритовой (долериты — кварцевые долериты — долеритовые порфириты) и сиенит-монцонит-трахидолеритовой (сиениты — монцониты — трахидолериты или кварцевые монцониты — трахидолериты — порфиритовые бавальты) формациям [4, 1, 3].

Многокомпонентной цикличностью в ХССО характеризуются не только породный, но и надпородный (формационный) уровни организации вещества. И здесь зачастую отчетливо выделяются двух-, трех- и даже четырехкомпонентные циклиты. Примером двухкомпонентного циклита является часто встречающаяся в разрезе ХССО последователь-

ность из алевролита-песчаниковой и алевролита-аргиллитовой формаций или вулканитовой формации и формации кремнистых алевролитов и аргиллитов; трехкомпонентная цикличность выражена последовательностью из яшмовой, вулканитовой и глинисто-сланцевой формаций или из угленосно-песчаниково-алевролита-аргиллитовой, алевролита-песчаниковой и алевролита-аргиллитовой формаций, а с появлением в начале этого последнего ряда песчаниково-конгломератовой формации образуется иногда встречающаяся в ХССО и четырехкомпонентная цикличность.

Иногда в ХССО отмечается циклический многокомпонентный характер распространения остатков фауны в разрезе. На Хоккайдо в позднемеловых отложениях выделяется, например, так называемый цикл Хаборо [8], состоящий (снизу вверх) из богатых раковинами иноцерамов, на которых залегают алевролиты с «плавающими» в них остатками той же фауны, а завершают цикл косослоистые песчаники, бедные органическими остатками, или же цикл, состоящий из слоев с остатками аммонитов в низах цикла, с остатками иноцерамов — в верхах, а между ними — слой со смешанной фауной.

Из пяти достаточно отчетливо обособляющихся в ХССО рангов или порядков цикличности наименьшим является миллиметрово-сантиметровый, которым характеризуются в основном породы тонкозернистых формаций — алевролита-аргиллитовой, кремнистых алевролитов и аргиллитов, а также близкие по составу части циклитов более крупных рангов.

Наиболее отчетливым в ХССО являются циклы 2-го порядка дециметрово-десятиметровой мощности, получившие название элементарных. Циклиты этого порядка отмечаются в породах подавляющего большинства формаций ХССО, прежде всего в алевролита-песчаниковых и угленосно-песчаниково-алевролита-аргиллитовых формациях, а также в формациях крупнофлюидно переслаивающихся вулканомиктовых конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов и крупнофлюидно переслаивающихся вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Элементарные циклиты иногда проявляются даже в вулканитовых формациях.

Циклиты 3-го порядка мощностью в сотни метров, называемые иногда мезоциклитами, представляют уже циклическое повторение не пород, а элементарных циклитов или формаций. В ХССО они развиты значительно уже циклитов двух предшествующих порядков, но в ряду случаев выражены очень отчетливо, например, два мезоциклита в среднемиоценовой формации крупнофлюидно переслаивающихся вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов в южной половине Сахалина, три отчетливых мезоциклита из угленосно-песчаниково-алевролита-аргиллитовой и алевролита-песчаниковой формаций в палеогеновых отложениях на Хоккайдо, от 6 до 14 мезоциклитов, состоящих в основном из алевролита-песчаниковой и алевролита-аргиллитовой формаций, в позднемеловых отложениях на Хоккайдо. Три достаточно отчетливых мезоциклита из вулканитовой формации в низах циклита и формации кремнистых алевролитов и аргиллитов в верхах циклита выделяются в раннесреднемиоценовых отложениях в южной части Сахалина и в юго-западной части Хоккайдо. Три сходных мезоциклита (трижды повторяющаяся группировка из двух формаций — кремнистых алевролитов и аргиллитов и крупнофлюидно переслаивающихся вулканомиктовых конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов) отмечаются в ранне-среднемиоценовых отложениях в восточной части Хоккайдо.

Отчетливые выражены в ХССО циклиты 4-го порядка мощностью в несколько тысяч метров — макро- или мегациклиты, которые объединяют иногда осложненные мезоциклитами ряды формаций, образующих так называемые мегаформации. Особенно отчетливы три таких мегациклита в кайнозойских отложениях ХССО. Нижний или палеогеновый мегациклит состоит (снизу вверх) из следующего ряда осложненных мезоциклитами формаций: песчаниково-конгломератовой, угленосно-песчаниково-алевролита-аргиллитовой, алевролита-песчаниковой и формации пес-

чаников, песчаных алевролитов и аргиллитов. Средний ранне-среднемиоценовый мегациклит состоит в основном из нескольких (до четырех) вулканических формаций, разделенных формациями кремнистых алевролитов и аргиллитов или формациями латерального ряда: алевролитопесчаниковой — вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов — вулканомиктовых конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, однако в основании среднего мегациклита в ряде мест отчетливо выражены следы песчаниково-конгломератовой и угленосно-песчаниково-алевролитово-аргиллитовой формаций. Наконец, верхний миоцен-плиоценовый мегациклит представлен следующим рядом формаций (снизу вверх): песчаниково-конгломератовой, угленосно-песчаниково-алевролитово-аргиллитовой, алевролитопесчаниковой, взаимно замещающимися формацией кремнистых и диатомовых алевролитов и аргиллитов и песчано-глинистой формацией, лигнит-конгломератово-песчаной.

Несмотря на существенные различия в перечисленных рядах формаций всех трех мегациклитов, наличие в них таких общих, закономерно сменяющих друг друга формаций, как песчаниково-конгломератовая — угленосно-песчаниково-алевролитово-аргиллитовая и алевролитопесчаниковая, делает три выделяемых мегациклита достаточно надежными и близкими к однотипным. Существование аналогичного ряда из трех характерных формаций (песчаниково-конгломератовой — угленосно-песчаниково-алевролитово-аргиллитовой и алевролитопесчаниковой) в позднемеловых отложениях ХССО дает основание полагать, что и верхнемеловые отложения, хотя бы частично, могут в совокупности образовывать еще один мегациклит такого рода.

Помимо четырех перечисленных порядков цикличности, свойственных слагающим ХССО отложениям, намечается еще один, самый крупный, 5-й ранг циклитов (суперциклитов), охватывающих несколько мегациклитов. Их полная мощность превышает 10 тыс. м. Один из таких наиболее отчетливых в ХССО суперциклитов охватывает три из четырех охарактеризованных мегациклитов — палеогеновый, ранне-среднемиоценовый и миоцен-плиоценовый. К другому суперциклиту относятся все допалеогеновые (палеозой-мезозойские) отложения ХССО. Наконец, четвертичные отложения, по всей видимости, отражают начало еще одного — третьего суперциклита\*.

Возрастной диапазон циклитов ХССО выражается примерно в таких цифрах: суперциклиты — около 60 млн лет, мегациклиты — 15—30 млн лет, мезоциклиты — 3—5 млн лет, элементарные циклиты — десятки — сотни тысяч лет.

По наборам компонентов и их расположению циклиты ХССО более или менее общепринято делятся на полные и неполные, трансгрессивные и регрессивные. В Хоккайдо-Сахалинской складчатой области явно преобладают неполные трансгрессивные циклиты, особенно на уровне циклитов 2-го порядка или элементарных циклитов. Подавляющее большинство этих циклитов в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях ХССО начинается с наиболее грубых пород — конгломератов, гравелитов и песчаников или их вулканомиктовых разновидностей, иногда псефитопсаммитовых туфов, которые с отчетливо выраженной волнистой поверхностью размыва залегают на подстилающих образованиях. Выше по разрезу грубозернистые породы постепенно сменяются тонкозернистыми обычно в такой последовательности: конгломерат — гравелит — песчаник — алевролит — аргиллит. В вулканических формациях эта последовательность выражена близким набором вулканомиктовых пород, начиная с лавобрекчий, конгломерато-брекчий, агломератов или туфов различной размерности, а в углесодержащих формациях к этой последовательности добавляется каменный уголь или углистые аргиллиты. В полных циклитах верхняя их половина слагается породами обратной

\* По терминологии Ю. Н. Карогодина, суперциклиты ХССО отвечают, по-видимому, нексоциклитам, а мегациклиты — регоциклитам.

последовательности. Однако в ХССО полные элементарные циклиты встречаются редко. Обычно верхние части этих циклитов оказываются в той или иной степени редуцированы размывом, иногда с уничтоженной верхней частью и даже частично нижней, и на волнистой размывтой поверхности, сохранившейся от размыва части неполного трансгрессивного циклита, ложатся грубозернистые породы (конгломераты, гравелиты, песчаники и т. д.) нового элементарного циклита.

К неполным трансгрессивным циклитам относится и большинство циклитов 3-го (мезоциклиты) и 4-го (мегациклиты) и даже 5-го (два верхних суперциклита) порядков надпорного уровня организации вещества. Они также начинаются с наиболее грубозернистых песчаниково-конгломератовых образований со следами размыва на подстилающих отложениях. Эти грубозернистые образования вверх по разрезу циклитов постепенно сменяются в самом общем виде более тонкозернистыми отложениями, которые, в свою очередь, вновь постепенно сменяются более грубозернистыми. Однако и у этих циклитов верхние части их оказываются, как правило, в той или иной степени редуцированными за счет отчетливо выраженного размыва, выше поверхности которого залегают грубозернистые песчаниково-конгломератовые образования уже нового циклита. Исключение составляют, пожалуй, лишь циклиты самого низкого, сантиметрово-миллиметрового, порядка, которым трансгрессивность и неполнота либо не свойственны, либо они очень плохо выражены.

Итак, подавляющая часть геологических образований Хоккайдо-Сахалинской складчатой области на породном и надпородном (формационном) уровнях организации вещества отличается отчетливой многокомпонентной и многопорядковой цикличностью с преобладанием неполных циклитов трансгрессивного типа. Некоторое исключение составляют вулканические формации с плохо выраженной, затушеванной бурным вулканизмом цикличностью и две (олигоценовая и среднемиоценовая) формации неяснослоистых песчаников, песчанистых алевролитов и аргиллитов, в которых цикличность в силу, видимо, каких-то специфических особенностей осадконакопления не получила соответствующего отражения. В целом же свойственная слагающим ХССО горным породам и геологическим формациям цикличность явно отражает циклический характер формирования этой области, в основном цикличность проявления тектонических движений различного типа (колебательных, волновых, складчатых), в меньшей мере цикличность проявления вулканизма в вулканических и вулканитодержащих формациях.

Элементарные циклиты в подавляющем большинстве своим происхождением обязаны колебательным тектоническим движениям: поднятию областей сноса, усилению их эрозионного разрушения и отложению на размывтой поверхности в областях осадконакопления принесенного туда с областей сноса грубозернистого материала, постепенной смене грубозернистого материала тонкозернистым в связи с опусканием, сменившим подъем. Новый подъем областей сноса и сменившее его опускание приведут к образованию следующего элементарного циклита и т. д. Не совсем ясно, чему обязана своим происхождением сантиметрово-миллиметровая цикличность. Возможно, тем же колебательным тектоническим движениям более мелкого порядка, возможно, сезонным изменениям или тому и другому вместе. Циклиты трех остальных порядков — мезо-, мега- и суперциклиты — обязаны своим происхождением волновым тектоническим движениям разной амплитуды и частоты, сопровождаемым иногда фазами проявления складчатых движений (интенсивными фазами складчатости в случае суперциклитов и слабыми — в случае мегациклитов). Судя по отчетливо возрастающей с севера на юг выразительности этих циклитов, увеличению числа мезо- и мегациклитов в этом же направлении, с севера на юг растут частота и амплитуда волновых тектонических движений. По своему общему выражению в разрезе мезо-, мега- и суперциклиты сходны с элементарными циклитами, что указывает на по-

добие и, видимо, общий генезис порождающих их волновых и колебательных тектонических движений в смежной системе прогиб — поднятие, в связи с чем возникает сомнение в выделении этих движений в качестве самостоятельных типов. Скорее всего, это один и тот же тип волновых тектонических движений различной амплитуды и частоты, на которые накладываются спорадически проявляющиеся складчатые движения.

Несмотря на некоторое своеобразие цикличности в каждом отдельном районе ХССО, многие циклиты, в частности все мега- и суперциклиты, присущи всей области, т. е. являются отражением волновых тектонических движений, охватывающих всю территорию ХССО, а возможно, и шире, на что указывает синхронность и однородность некоторых событий, связанных с волновыми тектоническими движениями, например, перерывы в осадконакоплении на границе между мелом и палеогеном, палеогеном и неогеном, неогеном и кватерном, которым в разрезе соответствуют определенные мега- и суперциклиты. Все это свидетельствует о региональной и даже, по-видимому, общепланетарной природе волновых тектонических движений и отвечающих им циклитов. Земная кора под действием каких-то общепланетарных сил словно пульсирует в многопорядковом волновом режиме, образуя выраженную во множестве многокомпонентных и многопорядковых циклитов сложную, интерференционную картину. Что же это за общепланетарные силы, которые вызывают одновременный на всем земном шаре подъем положительных или опускание отрицательных структурно-геоморфологических элементов, приводящие к обширным (общепланетарным?) трансгрессиям и регрессиям? Вряд ли это можно объяснить прямой эвстатикой уровня океана. Трудно найти и подходящий механизм колебаний уровня океана при неизменном объеме воды в океанах, а тем более периодически меняющемся.

Привлекательна на первый взгляд для объяснения всего этого многообразия явлений пульсационная модель расширяющейся Земли: расширение Земли, увеличение ее объема и наружной поверхности — регрессия, сжатие Земли, уменьшение ее объема и дневной поверхности — трансгрессия. Однако анализ материалов по складкообразованию в ХССО, явно связанному со сжатием, показывает обратную ожидаемой зависимость: сжатие, как правило, сопровождается регрессией, а не трансгрессией моря. Трудно объясняется пульсационной моделью расширяющейся Земли и резко неравномерный характер проявления сжимающих (складчатых) напряжений на поверхности Земли в ее историческом развитии.

Более приемлемой для объяснения всего этого комплекса явлений, связанных с цикличностью проявления волновых и складчатых движений в ХССО, представляется предложенная нами [2] ротационная динамическая модель земной коры, основанная на неравномерности вращения Земли в направленно-меняющемся гравитационном и электромагнитном полях, за счет которых в Земле и в земной коре действуют четыре основных накладывающихся друг на друга механизма: ротогенез, дрефтогенез, рифтогенез и сепаратогенез. За счет ведущего из этих механизмов — сепаратогенеза — Земля испытывает постоянное расслоение на различные по своим физико-химическим свойствам оболочки, вращающиеся с разными относительно друг друга скоростями, более высокими, как правило, у внутренних оболочек по сравнению с внешними, причем земная кора и составляющие ее «слои» в своем формировании проходят путь от зарождения в виде «околополюсовых» (приполярных) шапок, постепенного роста их по направлению к экватору до превращения в конечном счете в сплошные (общепланетарные) оболочки. Инструментально доказанная неравномерность вращения Земли и, видимо, составляющих ее оболочек приводит к общему сжатию во время ускорения вращения Земли или общему расширению во время его замедления. Направленно-пульсационный характер изменения скорости вращения Зем-

ли и составляющих ее оболочек, видимо, и вызывает волновой характер проявляющихся в земной коре тектонических движений, что отражает наблюдаемая в ХССО многопорядковая цикличность.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин. Геологическое описание.— М.: Недра, 1970.— 432 с.
2. Мельников О. А. Динамическая модель земной коры и ее вероятный механизм // Восточно-Азиатские островные системы.— Южно-Сахалинск, 1978.— С. 27—32.
3. Стрессинг земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 367 с.
4. Fujiwara Y., Nagase M. Paleomagnetic studies of the Cretaceous rocks in the Nemuro Peninsula, Hokkaido, Japan // Earth Science (Chikyu Kagaku).— 1965.— N 79.— P. 42—51.
5. Komatsu M., Nochi M. Ultrabasic Rocks in the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, Japan I-Mode of Occurrence of the Horoman Ultrabasic Rocks // Earth Science (Chikyu Kagaku) (The Journal of the Association for the Geological Collaboration of Japan).— 1966.— N 87.— P. 21—29.
6. Niida K. Structure of the Horoman ultramafic massif of the Hidaka metamorphic belt in Hokkaido, Japan // The Journal of the Geological Society of Japan.— 1974.— V. 80.— P. 31—44.
7. Niida K. Petrology of the Horoman Ultramafic Rocks in the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, Japan // Journal of the Faculty of Science Hokkaido University.— Ser. IV. Geology and Mineralogy.— 1984.— V. XXI, N 2.— P. 197—250.
8. Okada H., Matsumoto T. Cyclic sedimentation in a part of the Cretaceous sequence of the Yezo geosyncline, Hokkaido // The Journal of the Geological Society of Japan.— 1969.— V. 75, N 6.— P. 311—328.

А. В. ШПИКОВ, С. Н. СИМОНОВ

## ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ НА СВОЙСТВА И СТРУКТУРУ ЦИКЛИТОВ

Палеогеографические построения, выявление причинно-следственных связей обстановки осадконакопления с субаквальными отложениями обусловлены многообразием и многофакторностью литогенетических условий и процессов, а также постседиментационными преобразованиями осадков и пород. Поэтому наряду с традиционными методами фациально-генетического анализа большое значение приобретают исследования закономерностей формирования современных морских осадков и их инженерно-геологических свойств в связи с конкретными условиями седиментации и раннего диагенеза, поскольку состав, строение и свойства грунтов являются результатом их генезиса в широком смысле слова.

Обстановку накопления тех или иных литогенетических типов осадков можно оценить при последовательном рассмотрении факторов, условий и процессов седиментогенеза. Некоторые авторы [1], отмечая, что формирование осадков — многоступенчатый и длительный процесс, смешивают его разноуровневные составляющие либо сводят его к способу накопления [5]. Анализ современной обстановки на северо-западном шельфе Черного моря и в Причерноморских лиманах показывает, что на фоне действия региональных факторов (структурно-геологического и климатического) в качестве наиболее значимых можно выделить следующие условия седиментации: состав и количество терригенного материала, гидродинамический режим и биологическую продуктивность. Степень влияния всех перечисленных условий определяет характер протекания процессов седиментогенеза, которые приводят к накоплению различных литологических осадков. Например, лавинообразное осаждение тонкодисперсного материала, выносимого из устьев рек и лиманов, при относительно малой биопродуктивности влечет за собой накопление мощных толщ глинистых илов. Разнообразное протекание седиментационных процессов, ха-

ракторное для шельфовых областей, дает в конечном результате сложную картину распространения современных и реликтовых осадков на донной поверхности. Закономерные изменения условий и, следовательно, процессов осадконакопления во времени приводят к седиментационной цикличности, вещественным выражением которой являются циклиты.

Вследствие тесной зависимости состава и свойств грунтов от обстановки осадконакопления и литогенеза для фациального анализа целесообразно использовать показатели, которые, отражая компонентный состав и степень литификации осадков и пород, чутко реагировали бы на любые вариации условий седиментогенеза и постгенетические изменения свойств.

Для субаквальных тонкодисперсных осадков наиболее объективным показателем, отражающим условия седиментации, является соотношение твердой и жидкой компонент в грунте на раннем этапе диагенеза. Согласно современным представлениям физико-химической механики дисперсных систем [4], это соотношение обусловлено энергией взаимодействия между указанными компонентами на границе раздела фаз, т. е. гидрофильностью осадков. В грунтоведении для косвенной сравнительной оценки гидрофильности используют влажность на границе текучести, которая чутко реагирует на любые изменения минерального и химического состава, дисперсного состава твердой компоненты, минерализации порового раствора, в комплексе определяющих среду седиментации [3, 7].

Результаты глубокого бурения показывают, что в процессе литогенеза терригенных отложений «...не характерны явно выраженные, закономерно направленные постседиментационные преобразования химико-минералогического состава, дисперсности, гидрофильности, физико-химической активности и, следовательно, способности удерживать то или иное количество связанной воды» [3, с. 15]. Следовательно по гидрофильности грунтов ( $W_L$ ) можно судить об обстановке осадконакопления и ее изменении во времени. Например, по значениям влажности на границе текучести в толще верхнеплейстоцен-голоценовых илов Причерноморских лиманов выделено семь крупных флуктуаций, связанных с определенными трансгрессивно-регрессивными циклами колебаний уровня моря [1]. Современные илы северо-западного шельфа Черного моря имеют следующие значения  $W_L$ : прибрежные (в зоне волнового воздействия) — 0,25—0,40; приустьевые (в условиях лавинной седиментации твердого стока рек) — 0,60—0,78 на Дунайской авандельте, 0,93—1,20 в Днепровском желобе; лагунные (в условиях флювиальной гидродинамики, незначительного выноса материала) — 0,80—1,06 в Джарылгачемском заливе, 0,68—1,07 в Днепрово-Бугском лимане. Сопоставление условий и процессов седиментации субаквальных осадков с характерными величинами влажности на границе текучести открывает возможность их генетической типизации по составу, обобщенным показателем которого является  $W_L$ .

С увеличением энергии взаимодействия дисперсной фазы с дисперсионной средой наряду с влажностью на границе текучести растет максимальная водоудерживающая способность [4], а следовательно — седиментационная влажность и пористость субаквальных отложений. Между начальной (седиментационной) влажностью тонкодисперсных осадков (илов) и влажностью на границе текучести выявлено простое соотношение:  $W_0 = 2W_L$  [6, 7]. Аналогичная зависимость получена для осадков при искусственной седиментации в лабораторных условиях.

В процессе литогенеза в результате гравитационного уплотнения и дегидратации терригенных отложений происходят закономерные изменения их естественной влажности и пористости. Для количественной оценки степени этих изменений в тонкодисперсных водонасыщенных осадках целесообразно использовать показатель уплотнения и дегидратации ( $K$ ), который равен отношению их естественной влажности к удвоенной влажности на границе текучести, т. е. к начальной влажности:  $K = W/2W_L$ . В условиях «нормальной» морской седиментации значения показателя уплотнения и дегидратации для илов, находящихся на раннем этапе диагенеза, близки к единице. В процессе литогенеза осадков и пород  $K$  зако-

померно уменьшается, стремясь к нулю. С предлагаемым показателем тесно связаны плотность, пористость, сжимаемость и прочность субаквальных отложений. Таким образом, если величина влажности на границе текучести отражает условия седиментации, то показатель уплотнения и дегидратации позволяет судить о постседиментационных изменениях терригенных осадочных образований.

При системно-структурном анализе и палеогеографической реконструкции циклитов используются мощности элементарных слоев, которые зафиксированы в разрезах. По ним судят о характере протекания, темпах седиментации, об изменении условий и перерывах осадконакопления. Однако следует учитывать, что в процессе литогенеза под влиянием природного давления происходит уплотнение субаквальных осадков, причем сокращение мощности может быть значительным, что зависит, от их литологического состава и глубины залегания. Поэтому методически более правильным будет восстановление «седиментационной» мощности элементарных циклитов, не претерпевших литогенетических изменений. Для этого можно использовать известное выражение, описывающее деформацию сжатия грунта под нагрузкой. Если принять субаквальные осадки и породы практически полностью водонасыщенными, а их начальную влажность определить влажностью на границе текучести ( $W_0 = 2W_L$ ), то получим уравнение для расчета начальной мощности слоя ( $h_0$ ):

$$h_0 = h \frac{\frac{1}{\rho} + 2W_L}{\frac{1}{\rho} + W}$$

где  $h$  — зафиксированная мощность слоя, см;  $\rho$  — плотность частиц, г/см<sup>3</sup>;  $W$ ,  $W_L$  — соответственно естественная влажность и влажность на границе текучести слагающей слой породы.

Так как плотность частиц морских терригенных отложений изменяется в пределах 2,60—2,82, отношение  $\frac{1}{\rho}$  можно принять равным 0,37. Тогда приведенное выше уравнение представится в виде

$$h_0 = r \frac{1 + 5,4W_L}{1 + 2,7W}$$

Расчеты по описанным в литературе [1] разрезам плейстоцен-голоценовых отложений Черного моря (скв. 380—380А) показывают, что в ближней части их мощность сократилась на 40—60%. Голоценовые осадки уплотняются в меньшей степени (до 25%), однако это необходимо учитывать при их системно-структурном анализе.

Предлагаемый способ определения начальной мощности слоев морских осадочных пород дает возможность не только восстанавливать седиментационную структуру циклитов, но и судить об их истинной скорости осадконакопления.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бабинец А. Е., Емельянов В. А., Митропольский А. Ю. и др. Физико-механические свойства донных осадков Черного моря.— Киев: Наук. думка, 1981.— 204 с.
2. Геология шельфа УССР. Лиманы.— Киев: Наук. думка, 1984.— 176 с.
3. Коробанова И. Г. Закономерности формирования свойств терригенных отложений.— М.: Наука, 1983.— 112 с.
4. Кузьмицкий Л. И., Усыров О. Г. Физико-химические основы формирования свойств глинистых пород.— М.: Недра, 1981.— 178 с.
5. Фролов Т. П. Генетическая типизация морских отложений.— М.: Недра, 1984.— 222 с.
6. Шахгельдян И. Г., Рышков В. С. Физико-механические свойства четвертичных отложений мелководной части шельфа Японского моря // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1978.— № 1.— С. 84—90.
7. Шпиков А. Б. Некоторые аспекты изучения и оценки инженерно-геологических свойств морских илов // Инж. геология.— 1980.— № 6.— С. 50—60.

## СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ВОСТОЧНО-УКРАИНСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАСЕЙНА

Восточно-Украинский нефтегазоносный бассейн (ВУНГБ) — сложная гетерогенная система, образованная сопряженными частями разнородных структурных элементов литосферы: Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) и Донецкого складчатого сооружения (ДСС). Структурно-вещественная организация бассейна является результатом длительной многоэтапной эволюции обширного региона, расположенного на стыке древней платформы и молодой геосинклинальной области. Оценка нефтегазового потенциала сложно построенных динамичных систем типа Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения правомерна лишь в историческом аспекте с позиций эволюционно-тектонического подхода к объекту исследования.

В ранее опубликованной работе [4] рассматривалась модель тектонического строения системы с точки зрения ее генетической связи с глубинными процессами, протекавшими в смежной Донецко-Предкавказской геосинклинальной области. В соответствии с принятой концепцией составляющие систему элементы были отнесены к категории резонансно-тектонических структур.

Ведущая роль в возникновении и последующем развитии ДДВ и ДСС — составных элементов ВУНГБ, а также в формировании их структурно-формационной зональности принадлежала глубинным разломам древнего Сарматского щита. Система этих разломов служила «матрицей» при зарождении внутриплатформенной ровообразной впадины, образующей единую основу современной гетерогенной структуры бассейна.

Продольные нарушения, определяющие авлакогенную природу впадины, формировались путем последовательной (в направлении от геосинклинали к платформе) активизации отдельных различно ориентированных отрезков уже существовавшей сети разломов кристаллического основания и интеграции их в единые зоны северо-западного простирания, названные краевыми нарушениями. Это обусловило причудливо-извилистый, кулисообразный характер их структуры и резко меняющуюся по простиранию амплитуду.

Краевые разломы контролировали область наиболее интенсивного прогибания и накопления максимального объема осадков во всех элементарных древних бассейнах, составляющих в совокупности современный результирующий нефтегазоносный бассейн — ВУНГБ. Одновременно с продольными происходила активизация и поперечных разрывных дислокаций, развивавшихся унаследованно от субмеридионально ориентированных раннепротерозойских мобильных разломно-складчатых структур фундамента. Они оказывали постоянное влияние на структурно-вещественные параметры осадочного выполнения ВУНГБ, определяя границы изменения литологического состава, фациального характера, полноты разреза и толщины разновозрастных породно-слоевых ассоциаций. Это предопределило преимущественно поперечную тектоническую и нефтегазогеологическую зональность бассейна, которая получила обоснование при составлении карт тектонического и нефтегазогеологического районирования ДДВ и ДСС [2, 3].

Периодичность осадконакопления в бассейне отражала колебания активности тектонических движений и запечатлена в разрезе осадочной толщи бассейна, с одной стороны, перерывами и угловыми несогласиями, с другой — повторением исходных последовательностей осадочных и осадочно-вулканогенных породно-слоевых ассоциаций. В соответствии с характерными особенностями и активностью проявления тектонических движений, а также масштабностью вызванных ими перестроек структурных

планов межперерывных толщ в осадочном выполнении ВУНГБ выделяют-ся структурные подразделения трех рангов.

**Структурные комплексы** — наиболее крупные объекты структурной организации осадочного чехла бассейна. Они соответствуют геотектоническим этапам развития региона в целом или его основополагающих составных элементов — ДДВ и ДСС: авлакогенному, геосинклинальному, орогенному, платформенному. Разграничиваются они региональными перерывами (иногда скрытыми) и, как правило, резкими угловыми несогласиями — предкаменноугольным, предпоздневизейским, внутриараукаритовым, предпозднетриасовым, предпалеогеновым. Среди категории вещественной организации бассейна им эквивалентны тектоноформационные комплексы — крупные породно-слоевые системы, являющиеся отражением последовательной смены во времени и пространстве основных эндогенных режимов земной коры в пределах рассматриваемого региона.

**Структурные этажи** — объекты среднего масштаба в субординации структурных подразделений бассейна. Они отражают стадийности тектонического развития региона в рамках выделенных крупных тектонических этапов. Этажи прослеживаются на всей площади бассейна. элементы которого существенно различаются по интенсивности и направленности тектонических процессов. Поэтому угловые несогласия не являются обязательным (повсеместным) признаком их разграничения. На современном этапе геологической изученности осадочного выполнения бассейна в нем выделяются следующие структурные этажи: среднедевонско-нижнефранский, верхнефранский, фаменский, турнейско-нижневизейский, верхневизейско-серпуховский, среднекаменноугольный, верхнекаменноугольно-нижнепермский, триасовый и т. д. В иерархии вещественных объектов им соответствуют, как правило, формации.

**Структурные ярусы** — низшее звено в иерархической субординации объектов структурной организации осадочного чехла бассейна. Они формируются движениями каждой из проявленных в регионе фаз складчатости. Благодаря локальности развития складчатых деформаций, в различных тектонических (структурно-формационных) зонах бассейна структурные этажи состоят из разного количества специфических структурных ярусов. Последние в большинстве случаев сопоставимы с элементарными вещественными образованиями осадочного чехла — субформациями.

Полученные в результате эволюционно-тектонического анализа представления об иерархической организации структурно-вещественных объектов осадочного выполнения современного результирующего нефтегазонасного бассейна (ВУНГБ) позволяют выделять в его разрезе и прослеживать по площади элементы нефтегазогеологической системы — нефтегазонасные комплексы с присущими им структурными планами, наборами и сочетаниями формаций, особенностями ритмического строения осадочных и вулканогенных толщ, типами ловушек, коллекторов, покрышек и другими параметрами, влияющими на выбор оптимальных направлений поисков промышленных скоплений углеводородов.

В рамках герцинского цикла тектогенеза, когда происходило образование наиболее нефтегазонасыщенных породно-слоевых ассоциаций ВУНГБ, в его составе выделяются верхнекаменноугольно-нижнепермский, среднекаменноугольный, верхневизейско-серпуховский, турнейско-нижневизейский и девонский нефтегазонасные комплексы.

Верхнекаменноугольно-нижнепермский нефтегазонасный комплекс формировался синхронно заключительной стадии геосинклинального этапа развития Донецко-Предкавказской подвижной области. Он относится к нефтегазонасным комплексам периклинального прогиба, которые, являясь аналогами краевого прогиба, формировались на периклинальном замыкании Донецкой мегосинклинали. Прогиб заполнялся формациями, типоморфными для пограничных резонансно-тектонических структур. В инверсионную стадию развития ДСС здесь происходило образование нижней молассы (верхи араукаритовой свиты и картамышская свита) и соле-

посной формации (бахмутская серия), создающих в совокупности идеальный резервуар для скопления углеводородов. Соленосная формация периклиналильного прогиба отличается ритмичным строением. Каждый из ритмов начинается глинисто-карбонатно-сульфатными породами и заканчивается мощными соляными пластами, развитыми преимущественно в юго-восточной части ДДВ. Присущее рассматриваемому комплексу строение разреза определило развитие массивно-пластового типа нефтяных и газовых залежей в нижней молассе и-пластового литологически ограниченного типа в соленосной формации. Соленосная формация выделяется геологами УкрНИИГаза в самостоятельный объект поисков и разведки газа. Здесь в последнее время выявлены газовые залежи на ряде известных месторождений юго-восточной части бассейна. Несмотря на значительную разведанность верхнекаменноугольно-нижнепермского комплекса, его возможности еще до конца не изучены, особенно в зонах окаймления соляных штоков, характеризующихся нередко вздернутым и крутым залеганием пород с улучшенными коллекторскими свойствами.

Среднекаменноугольный нефтегазоносный комплекс является образованием пригеосинклиналильного прогиба, развивавшегося на платформенном основании синхронно геосинклиналильному этапу эволюции сопредельной складчатой области. Слагающие рассматриваемый комплекс формации отличаются рядом особенностей — большой толщиной разреза, многопорядковой ритмичностью сложения, многократной перемежаемостью морских и континентальных фаций, исключительной полнотой разреза. Изменения в формационном составе отложений, их угленосности и толщинах происходят постепенно и закономерно как в поперечном сечении, так и вдоль простирания бассейна по направлению от Донецкого геосинклиналильного трога к платформенной части бассейна (ДДВ).

В юго-восточной придонецкой части бассейна среднекаменноугольный нефтегазоносный комплекс представлен геосинклиналильной угленосной параллельной формацией. Для нее характерны значительные толщины (15—20 см) элементарных циклитов, типичные для подавляющей части угольных бассейнов. По направленности изменения структурных особенностей и литологического состава пород это преимущественно проциклиты. Циклиты более крупного масштаба относятся к категории про-рециклитов [1]. Ритмичность устойчива во времени и в пространстве, благодаря чему соотношение толщины циклитов разного ранга остается стабильным.

В северо-западном направлении геосинклиналильная параллельная формация замещается карбонатно-терригенной полифациальной субугленосной, а на крайнем северо-западе — терригенной. Мощность циклитов сокращается, а в их составе вместо аллювиальных и болотных начинают преобладать прибрежно- и мелководно-морские фации.

Среднекаменноугольный комплекс характеризуется высокими коллекторскими свойствами терригенных пород, большим количеством структурных ловушек, однако отсутствие региональной покрывки приводит к тому, что места скопления углеводородов здесь развиты спорадически и отличаются, как правило, небольшой величиной запасов.

Верхневизейско-серпуховский нефтегазоносный комплекс, синхронный ранним стадиям каменноугольного этапа развития Донецко-Предкавказской геосинклиналильной области, сложен угленосными полифациальными формациями, толщины и стратиграфическая полнота которых меняются в значительных пределах в зависимости от характера проявления внутриформационных перерывов и изменения скорости седиментации. В юго-восточной придонецкой части бассейна развита субгеосинклиналильная (переходная) неустойчиво-угленосная параллельная мелкоритмичная формация. Толщина элементарных циклитов (5—6 см) значительно меньше, чем в типичных толщах такого генезиса. Эта особенность формации наряду со сравнительным однообразием литологического состава и фаций придает ей флишеподобный характер, что отмечалось рядом исследователей (В. В. Белоусов, Н. В. Логвищенко, А. П. Феофилов, М. Л. Левинштейн).

Рассматриваемый нефтегазоносный комплекс развит не только в пределах грабена, но и на бортовых частях ДДВ. Это предопределяет особенности пространственного размещения залежей нефти и газа, которые выявлены в пределах грабена, а также на юго-восточном склоне Воропежской аштеклизы (Радянско-Дружелюбовская нефтегазоносная зона). Верхневизейско-серпуховский комплекс является наиболее нефтегазоносным. Почти на всей территории развития его разрез перспективен, а большинство выявленных локальных структур, независимо от их типа и приуроченности к тому или иному тектоническому элементу ВУНГБ, содержит залежи углеводородов в одном или нескольких песчаных горизонтах. Региональной покрывкой углеводородным залежам служит комплекс глинисто-карбонатных пород, образованных в период наиболее обширной раннекаменноугольной трансгрессии. Крупные скопления углеводородов отмечаются на структурах, приуроченных к периферическим частям крупных впадин кристаллического основания — Сребненский, Лютевской и др., где прослеживаются зоны перепада мощностей и широкого развития локальных поднятий (Гнедищевское, Яблунское месторождения). Отмеченные закономерности в размещении залежей по площади рассматриваемого комплекса позволяют высоко оценивать перспективы нефтегазоносности в юго-восточной, еще не изученной, его части, где первоочередными объектами поисков могут явиться поднятия, расположенные на склонах Чутовской и Распашовско-Мироновской депрессий (в частности, Светловское, Веселовское, Восточно-Павловское, Мирновское, Беляевское поднятия).

Турнейско-нижневизейский нефтегазоносный комплекс, отвечающий переходному от авлакогенного к платформенному этапу развития основной (ДДВ) части бассейна, контролируется в своем площадном развитии краевыми нарушениями грабена. Разрез комплекса складывается из нескольких полифациальных породно-слоевых ассоциаций, характеризующихся значительной литологической изменчивостью.

В пределах геосинклинальной части ВУНГБ комплекс представлен карбонатной и кремнисто-карбонатной формациями малой толщины, знаменующими собой платформенную паузу между девонским и каменноугольным этапами геосинклинального развития Донецко-Предкавказской складчатой области.

По простиранию бассейна (от ДСС к ДДВ) значительно возрастают терригенные компоненты формаций (местами до полного вытеснения карбонатной составляющей), появляются многочисленные перерывы в осадконакоплении, наблюдается пестрая картина в распределении литофаций и толщин отложений. Это обуславливается тем, что на особенности состава и пространственного распределения различных типов осадочных образований турнейско-нижневизейского комплекса большое влияние оказывали не только краевые, но и субмеридиональные разломы — границы поперечных тектонических подразделений региона.

Турнейско-нижневизейский комплекс перспективен почти на всей площади своего развития. Слабопроницаемая толща в кровле нижневизейских отложений имеет региональный характер и способна экранировать значительные скопления углеводородов. В целом нижнекаменноугольные (верхневизейско-серпуховский и турнейско-нижневизейский) комплексы ВУНГБ — основной резерв для восполнения запасов углеводородов и концентрации поисково-разведочного бурения на ближайшие годы. Новые месторождения будут связаны с пликативными, как правило, малоамплитудными перегибами пронизываемых пластов и с зонами выклинивания, а также стратиграфического и тектонического экранирования нефтегазоносных горизонтов.

Девонский нефтегазоносный комплекс (в составе которого при более детальной изученности, несомненно, обособятся самостоятельные нефтегазогеологические подразделения) является производным авлакогенного (геосинклинально-авлакогенного в ДСС и платформенно-авлакогенного в ДДВ) этапа развития ВУНГБ. Он характеризуется пестрой литолого-фа-

циальной изменчивостью разреза, резкими перепадами толщин, что свидетельствует о напряженной тектонической обстановке в период его формирования. Строение комплекса представляется в виде двух регоциклитов (эйфельско-живетско-франского и фаменского), каждый из которых начинается серией трансгрессивных отложений, составляющих терригенные и карбонатные формации, и заканчивается нередко синхронными образованиями соленосных и вулканогенных формаций. Последние доминируют в объеме комплекса (70—80%). Площадь девонского седиментационного бассейна, за редким исключением, контролируется краевыми нарушениями грабена. Слабый нефтегазопроизводящий потенциал девонских отложений, неблагоприятный вещественный состав (насыщенность эффузивными образованиями и весьма ограниченное распространение карбонатных коллекторов, которые вмещают все разведанные запасы нефти и газа в Припятской впадине), глубокие вторичные изменения пород, обусловившие их низкие емкостные и фильтрационные качества, интенсивная тектоническая раздробленность, — все это свидетельствует о невысокой перспективности нефтегазоносности девонского комплекса.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Карогодин Ю. П., Гайдебурова Е. А. Системные исследования слоевых ассоциаций нефтегазопосных бассейнов (по комплексу промыслово-геофизических данных). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 112 с.
2. Стерлин Б. П., Томашунас Э. В., Шумилина Т. И. Тектоническое районирование Днепровско-Донецкой впадины как основа прогнозирования перспектив газоносности // Научно-техн. обзор. Сер. геология и разведка газ. и газоконд. м-ний. — М.: ВНИИЭгазпром, 1973. — 44 с.
3. Стерлин Б. П., Томашунас Э. В., Шумилина Т. И. Нефтегазогеологическое районирование Днепровско-Донецкой впадины как основа раздельного подсчета прогнозных запасов газа и направленных поисков газовых месторождений // Научно-техн. обзор. Сер. геология и разведка газ. и газоконд. м-ний. — М.: ВНИИЭгазпром, 1976. — 60 с.
4. Томашунас Э. В., Стерлин Б. П., Соловьев В. О. О тектонической природе и взаимосвязи Припятской, Днепровско-Донецкой впадин и Донецкого складчатого сооружения // Развитие газовой промышленности УССР. — М.: Недра, 1972. — С. 32—45.

Н. И. ГАЛАБУДА

#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Объект нашего изучения — породно-слоевые ассоциации разного ранга, слагающие осадочную толщу Днепровско-Донецкой впадины и служащие вмещателем залежей нефтяных углеводородов.

Предмет исследования — уровни организации осадочной толщи региона, закономерности размещения конкретных литологических разностей пород на разных уровнях, взаимосвязи вещественных и структурных образований осадочных циклокомплексов, соотношения коллектирующих и экранирующих разностей пород и распределение залежей нефтяных углеводородов.

Породно-слоевые ассоциации Днепровско-Донецкой впадины представлены различными образованиями: от грубообломочных до хемогенных и органогенных. Они заполняют субширотную структуру, протянувшуюся от Белоруссии до Мангышлака и названную Припятско-Донецким авлакогеном. В основании этой структуры находится палеорифт, секущий архей-протерозойские складки консолидированной древней платформы. Заложение палеорифта относится к рифейскому времени [23], однако наиболее древними породами, вскрытыми в основании осадочного чехла, являются среднедевонские, поэтому историю формирования региона можно

восстановить только со среднедевонского времени. Общая мощность осадочных образований достигает 22 км. Представительность разрезов девонского, каменноугольного, пермского периодов и мезозойской эпохи сопоставима с эталонными разрезами других областей Восточно-Европейской платформы и позволяет решать вопросы цикличности как регионального, так и локального характера.

Изученность Днепровско-Донецкой впадины достигла такого уровня, что для поисков залежей нефтяных углеводородов целесообразно использовать новые методические приемы, которые были бы эффективными при идентификации продуктивных горизонтов и поисках залежей в ловушках, не связанных с перегибами проницаемых пластов. Изучение цикличности стало тем методическим приемом, который позволил выяснить региональные закономерности в преимущественной концентрации коллектирующих или экранирующих толщ крупных осадочных циклокомплексов, а также локальные особенности, позволившие проследить нефтегазоносные горизонты по площади региона.

Изучение цикличности осадочных толщ нефтегазоносных провинций Украины находится в стадии становления. Трудности обусловлены прежде всего сложностью объекта исследования, отсутствием единых правил выделения и группировки слоев в естественные вещественно-структурные ассоциации. Небесные тела или животные, являющиеся объектами исследований астрономии или биологии, имеют четко очерченные пространственно-временные границы, что в геологии мы наблюдаем только на уровне кристаллов минералов.

Для решения этого вопроса нами переосмыслены представления об уровнях организации осадочного геологического вещества, о своеобразии закономерностей, свойственных каждому из выделенных уровней, об иерархии геологических объектов, слагающих осадочную толщу, и месте в этой иерархии объектов нефтяной геологии применительно к Днепровско-Донецкой впадине.

Объект изучения нефтяной геологии — осадочные породы — имеет свое содержание и форму [18, 20, 15]. Первое определяется минеральным составом породы, второе — характером залегания отдельных слоев, слоевых ассоциаций и осадочной толщи в целом. Разделение слоев по вещественному составу уже не вызывает трудностей, однако для характеристики породы как геологического объекта, с которым могут быть связаны полезные ископаемые, необходимо, кроме состава, знать его размеры, соотношение с другими объектами разного ранга, условия формирования и существования. Это привело к появлению в 70-х годах представлений о триединой структуре геологического знания [26, 29], которые переросли в принцип тетраединой структуры [19]. Этот принцип предусматривает изучение вещественной и структурной организации осадочного геологического вещества и процессов, в результате которых оно сформировалось.

Первые попытки выделения уровней организации геологического вещества принадлежат Н. С. Шатскому, В. И. Попову, Н. С. Хераскову и связаны с учением о формациях; в дальнейшем построение «иерархической лестницы» геологических объектов предпринималось И. В. Крутем, В. И. Драгуновым, О. А. Вотахом, А. М. Садыковым, Л. И. Четвериковым и другими исследователями [16, 26]. На Украине этими вопросами занимались Н. Ф. Балуховский и В. К. Гаврини [2, 7]. Однако до работ Ю. Н. Каргодина вещественная и структурная формы организации осадочного вещества не различались. За последнее десятилетие, благодаря усилиям Ю. Н. Каргодина, вопросы выделения ранговых элементов в осадочной толще в основном решены. Схемы, предложенные А. Н. Дмитриевским, Ю. П. Смирновым, С. Л. Афанасьевым и другими исследователями, увязывают в единую систему различные аспекты этого вопроса [1 и др.], а разработанная Ю. Н. Каргодиным понятийно-терминологическая база сейсмолитологии [19] является хорошей основой для дальнейшего развития представлений о цикличности и практического ее использования.

Объекты нефтяной геологии Днепровско-Донецкой впадины в иерархии гео

Уровень организации	Геологический объект вещественной организации	Геологический объект структурной организации
Региональный	Комплекс формаций (некоциклит)	Структурный этаж
	Ряд формаций (регоциклит)	Структурный подэтаж
Локальный	Формация	Секция
	Циклоачка (темциклит)	Полипласт
	Циклит	Гетеропласт
	Слой	Пласт

Нами на примере Днепровско-Донецкой впадины предпринята попытка увязать результаты изучения цикличности с материалами по нефтегазносности региона, отобразить взаимосвязь вещественной и структурной организации осадочного вещества Днепровско-Донецкой впадины на разных уровнях [9], показать место понятий нефтяной геологии среди тел-носителей этих уровней, районы их распространения и этапы формирования (см. таблицу).

Иерархическая лестница на обоих уровнях имеет трехчленное деление. В основании каждого уровня находится элементарное геологическое тело локального (слой) или регионального (формация) уровней, выше — ассоциация этих тел, в вершине — их комплекс (набор ассоциаций). Все ступени приведенной иерархии геологических объектов строго подчиняются принципу субординации.

Поскольку любой естественно-научный закон применим только для определенного класса объектов, предлагаемая таблица имеет практическое значение; определяются пределы приложения каждого закона (это то, что в философии называют «принципом экстраполируемости законов естествознания»).

Расчленение разреза на геологические объекты разного ранга представляет собой таксономически-мерномическую процедуру, при которой, согласно целям того или иного исследования, может меняться множество объектов в зависимости от заданного списка их признаков на входе и соответственно схема таксонов на выходе. При этом очень важно уметь отличать внутренние границы (внутри определенной породно-слоевой ассоциации) от внешних. Нами для выделения породно-слоевых ассоциаций разного ранга используется как изменение вещественного состава пород, так и эмерджентность других его свойств. Понятие эмерджентности означает появление нового, отсутствовавшего ранее. Предполагается, что в случае, если разрез осадочной толщи непрерывен (тектонические и физико-химические условия изменялись постепенно), то главное свойство пород разреза (например, изменение размеров частиц дезинтегрированных пород, содержания органического вещества, карбонатности, солёности и пр.) должно изменяться постепенно, без скачков, т. е. эмерджентность этих свойств должна быть направленной и непрерывной. Резкие и скачкообразные изменения (отклонения от правила) свидетельствуют о выпадении части разреза вследствие перерыва в осадконакоплении или размыва. В этом месте необходимо провести одну из границ.

Циклическое развитие геоструктурного элемента реализуется в геологическом разрезе многократным повторением однотипных пород. Однако давно известно, что не каждый геологический процесс отображается в разрезе осадочной толщи определенным набором пород и не каждый образовавшийся набор слоев сохраняется полностью или частично. Это обусловлено сложным взаимодействием колебательных движений различной амплитуды с процессами денудации и аккумуляции, вследствие чего

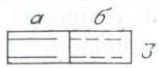
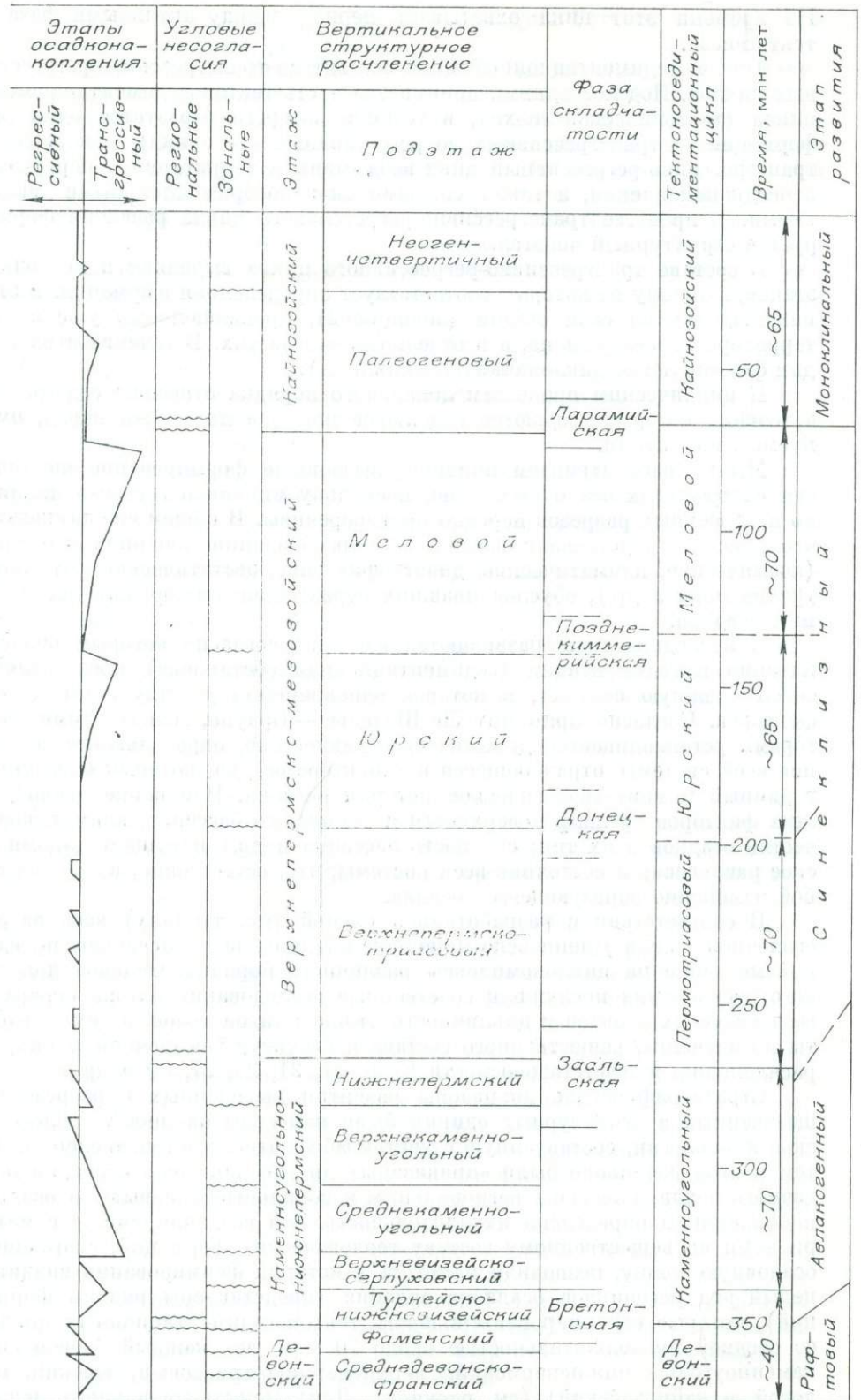
Объект нефтяной геологии	Распространение	Этап формирования
Нефтегазоносный этаж	Нефтегазоносная провинция	Тектоноседиментационный неосоцикл (фаза тектогенеза)
Стратиграфический уровень нефтегазоносности	Нефтегазоносная область	Трансгрессивно-регрессивный регоцикл (подфаза тектогенеза)
Нефтегазоносный или экранирующий комплекс	Нефтегазоносный район	Этап регоцикла
Природный резервуар Ловушка	Нефтегазоносная зона	Зонацикл
Пласт — [коллектор экран	Нефтегазоносная площадь Участок	Седичикл Этап седичикла

одинаковые промежутки геологического времени, в течение которого проявлялись циклические процессы, могут отображаться в геологическом разрезе различными циклокомплексами. Поэтому говорить о строгом соответствии между циклическим строением геологического разреза и периодическим характером исходного процесса можно только с большой долей условности. Кроме того, в последние годы установлено, что в геологическом разрезе континентов отображается лишь от 1 до 30% их геологической истории и даже во флишевых разрезах, считающихся эталонами циклическости (ритмичности), в пределах одного обнажения можно наблюдать изменения толщины как отдельных слоев однотипных пород, так и образований более высокого порядка на относительно небольших расстояниях, а также выпадение из разреза одного или нескольких слоев, связываемых с определенным циклом седиментации. Все это свидетельствует о том, что значительная часть геологического времени, в течение которого действуют определенные геологические процессы, не отображается в разрезе осадочной толщи. В связи с этим назрела необходимость четкого разграничения представлений о геологических реалиях от представлений о геологических процессах. Только такой подход позволит установить взаимосвязь между осадконакоплением и колебательными движениями земной коры, на осуществление которой впервые указал Н. А. Головкинский. Он писал: «Мы реставрируем историю Земли по ее строению, пользуясь при этом положением, которое считаем аксиомой, а именно, что всякая минеральная масса есть ...естественный результат некоторого предшествовавшего процесса» [28]. В настоящее время это понимается так, что всякие колебательные движения земной коры фиксируются (в отрицательных структурах) в литологическом разнообразии последовательно накапливающихся слоев и одновременно в повторении в разрезе определенных типов пород или «породных ассоциаций». Другими словами, если мы имеем в разрезе неоднократную повторяемость однотипных пород, то полагаем, что такое их строение есть следствие определенного периодического процесса, и при последующих построениях и выводах опираемся на это предположение, которое считается фундаментальным и служит исходной предпосылкой для разработки иерархии понятий, определяющих тектоноседиментационные процессы. В результате этих процессов формируются литологические циклокомплексы различного порядка.

Поскольку представления о геологических и, в частности, циклических процессах относятся к категории теоретических, а не эмпирических, следует сказать, что разработаны они на базе изучения разреза Днепровско-Донецкой впадины и при использовании выделенных терминов для других регионов возможна корректировка их понимания.

Наиболее крупным циклическим тектоническим процессом в пределах ДДВ считается тектоноседиментационный цикл, в течение которого образуется комплекс формаций и формируется структурный этаж в результате движений завершающей цикл фазы тектогенеза.





тенсивно, б — проявившиеся неповсеместно и слабо). Цифрами в кружках обозначены формации девона: 1 — глинисто-песчаная пестроцветная; 2 — соленосная, 3 — терригенная, 4 — карбонатная, 5 — соленосная, 6 — глинисто-карбонатная, 7 — терригенная.

По времени этот цикл охватывает период между активными фазами тектогенеза.

Тектоноседиментационный цикл состоит из трансгрессивно-регрессивных циклов. Под последними понимается часть тектоноседиментационного цикла (тектонической эпохи), в течение которого образуется один ряд формаций от трансгрессивных до регрессивных (регоцикл). Завершается трансгрессивно-регрессивный цикл воздыманием территории и перерывом в осадконакоплении, а также слабыми складкообразовательными движениями. В процессе трансгрессивно-регрессивного цикла развития формируются структурный подэтаж.

В составе трансгрессивно-регрессивного цикла выделяются несколько этапов, каждому из которых соответствует определенная формация. В этапах выделяются свои стадии (зоноциклы), проявляющиеся уже не на территории всего региона, а в отдельных его частях. В течение этих стадий формируются циклоачки (темциклиты).

К циклическим процессам локального порядка отнесены седициклы, в течение которых создаются отдельные последовательности пород, именуемые циклитами.

Мы не рассматриваем причины, вызвавшие формирование циклически построенных осадочных толщ, поскольку мнения о генезисе циклично построенных разрезов нередко противоречивы. В общем можно сказать, что ранее господствовали взгляды о преобладании внешних факторов (космические, климатические, диастрофические, эвстатические колебания уровня моря и др.), обуславливавших образование циклически построенных осадков.

В последние годы развиваются взгляды, согласно которым области питания и седиментации (седиментационная обстановка) представляют собой сложную систему, в которой одновременно действует множество факторов. Согласно принципу Ле-Шателье — Брауна, между этими факторами устанавливается динамическое равновесие, определяющее состояние всей системы, отражающееся в характере осадка, который образуется в данный момент геологической истории региона. Изменение любого из этих факторов (рельеф поверхности и осадочного бассейна, климат, количество осадков и их тип; соленость бассейна и др.) нарушает динамическое равновесие и состояние всей системы, что, естественно, влечет за собой изменение образующегося осадка.

В соответствии с разработанной схемой (см. таблицу) весь разрез осадочной толщи Днепровско-Донецкой впадины был расчленен по единой методике на циклокомплексы различного порядка. Основой для такого расчленения послужили собственные исследования автора иерархии геологических объектов и цикличности отложений палеозоя, а также работы по изучению вещественного состава и структуры осадочной толщи, ее расчленению и нефтегазоносности [5, 6, 17, 21, 24, 27, 30 и др.].

Стратиграфические диапазоны развития выделенных в разрезе вещественных и структурных единиц были нанесены на шкалу геологической хронологии, составленную с учетом абсолютного летоисчисления. Затем к этой же шкале были «привязаны» другие данные о строении осадочного чехла, нанесены региональные и зональные перерывы в осадконакоплении и определена их длительность. Эти сведения вместе с материалами по вещественному составу геологических формаций, слагающих осадочную толщу, позволили наметить в истории формирования впадины целый ряд регоциклов осадконакопления (представлены рядами формаций), которые сгруппированы в шесть тектоноседиментационных циклов со средней продолжительностью около 70 млн лет каждый (девонский, каменноугольно-нижнепермский, верхнепермско-триасовый, юрский, меловой и кайнозойский) (см. рисунок). Длительность начального, девонского, тектоноседиментационного цикла составляет половину продолжительности остальных циклов. Это обусловлено тем, что в основании осадочной толщи региона находятся среднедевонские образования, следовательно, образование структуры ДДВ в ее современных размерах связано

с глобальным прогибанием обширной территории Русской платформы в среднедевонский период [7, 15 и др.].

Каждый тектоноседиментационный цикл (нексоцикл) формирования территории охарактеризован одним или несколькими рядами геологических формаций, образовавшихся в течение одной тектонической эпохи (фазы). По структурной организации тектоноседиментационным циклам отвечают структурные этажи или подэтажи. Их отнесение к тому или иному рангу структурной организации осадочного чехла зависит от интенсивности проявления в регионе фаз тектогенеза. Так, девонский и каменноугольно-нижнепермский тектоноседиментационные циклы сформировались в результате интенсивно проявившихся бретонской и заальской фаз герцинского тектогенеза и соответствуют одноименным структурным этажам. Пермотриасовый, юрский и меловой тектоноседиментационные циклы сопоставляются с одноименными подэтажами, поскольку донецкая и позднекимерийская фазы альпийского тектогенеза проявились в регионе не повсеместно, и перестройки структурных планов, а соответственно и угловые несогласия, здесь не столь значительны, как в нижележащих частях разреза осадочной толщи.

Общий тектоноседиментационный цикл связывается с кайнозойской эпохой. Формирование кайнозойского структурного этажа началось после ларамийской фазы альпийского тектогенеза и продолжается в настоящее время.

Таким образом, изучение развития региона с позиций цикличности показало, что его формирование четко отображается в вещественной и структурной организации осадочной толщи; тектоно-седиментационным циклам развития соответствуют комплексы осадочных формаций и структурные этажи (или подэтажи). Каждый тектоноседиментационный цикл состоит из одного или нескольких трансгрессивно-регрессивных циклов (регоциклов), элементами которых являются этапы осадконакопления. Трансгрессивно-регрессивные циклы разделяются эпохами воздымания и денудации.

Для прослеживания нефтегазосодержащих горизонтов по площади по предложению Главгеологии УССР были проведены исследования, направленные на разработку единой для всего региона схемы индексации маркирующих известняков и нефтегазовмещающих горизонтов, названных «продуктивными». Работы проводились в разведочных трестах и в УкрНИИГазе группами по изучению стратиграфии и детализированы многими исследователями [3, 5, 6, 17, 19, 10, 27, 30 и др.].

На первом этапе на базе имеющейся схемы стратиграфии карбона и перми в разрезе были выделены стратиграфические единицы, характерные для всего исследуемого региона: свиты, макрофаунистические горизонты, зоны. В дальнейшем в их пределах по лутугинской методике прослеживались маркирующие известняки и песчаные горизонты. В результате проиндексировано более 100 прослоев известняков мощностью 3—5 м и около 75 песчаных горизонтов мощностью от 5 до 60 м. При этом, как делалось в Донбассе и ранее [13], каждый пласт известняка получил свой постоянный индекс, указывающий на его место в разрезе. Для индексации песчаных горизонтов приняты поярусные обозначения, где заглавная буква русского алфавита указывает на принадлежность выделенного горизонта к определенному ярусу унифицированной схемы, а арабская цифра — на его место в разрезе и порядковый номер (сверху вниз). Например для башкирского яруса — горизонты Б-1, Б-2, ..., Б-12. В результате в разрезе верхнего карбона выделено 18 «продуктивных» горизонтов, среднего — 19, нижнего — 47. Несколько индексов оставлено в разрезе на случай вскрытия неизвестных частей разреза.

Выделенные «продуктивные» горизонты состоят из многослойного набора разнотипных пород, в котором преобладают дезинтегрированные разности и по своему характеру соответствуют ингемициклитам или фингемициклитам выделяемых нами циклопачек (темциклитов). Остальную часть циклопачек составляют неучтенные в «продуктивных» горизонтах

карбонатно-глинистые слои. Эта особенность позволяет нам полностью использовать разработанную для «продуктивных» горизонтов синонимику при индексации циклопачек карбона и нижней перми. В соответствии с этим количество циклопачек разреза полностью отвечает количеству выделенных «продуктивных» горизонтов.

В разрезе осадочного чехла Днепровско-Донецкой впадины выделяют три нефтегазоносных и два перспективных комплекса, что обусловлено особенностями размещения в разрезе залежей углеводородов, а также коллекторов и покрышек.

Распределение регионально коллектирующих и экранирующих толщ также контролируется циклическим развитием региона. Экранирующие толщи приурочиваются к верхним частям рядов осадочных формаций, а коллектирующие — к нижним или находятся под региональными покрышками — в верхних частях разреза. Это обусловлено тем, что коллекторами в ДДВ являются почти исключительно породы гранулярного типа, которые накапливались преимущественно на начальных этапах обширных трансгрессий или же на завершающих, предшествующих седиментации эвапоритов. В результате к региональным нефтегазоупорам относятся две соленосные толщи девона, образовавшиеся в заключительные этапы формирования среднедевонско-франского и фаменского рядов осадочных геологических формаций, соленосная толща нижней перми с глинистой толщей верхней перми, а также глинистые толщи верхневизейско-серпуховского и юрского возраста. При этом юрская глинистая толща контролирует залежи верхнепермско-мезозойского этажа нефтегазоносности, верхнепермская глинистая и нижнепермская соленосная толща являются покрышкой для залежей, сформировавшихся в образованиях нижней перми и верхнего карбона, а верхневизейско-серпуховская глинистая толща, содержащая такой сильно разбухающий компонент, как монтмориллонит, экранирует залежи, находящиеся в песчано-алевролитовых коллекторах нижнего карбона. Глинистые толщи среднего карбона сложены преимущественно минералами группы гидрослюд и каолинита или их ассоциациями с примесями других глинистых минералов, поэтому они не являются региональными экранами, а рассматриваются как зональные флюидоупоры для расположенных глубже залежей.

Соленосные толщи девона считаются пока потенциальными флюидоупорами, поскольку под ними еще не открыты промышленные залежи нефтяных углеводородов.

Регионально-нефтегазоносными в Днепровско-Донецкой впадине являются два комплекса: нижнепермско-верхнекаменноугольный и нижнекаменноугольный. Остальные комплексы, в которых установлены промышленные залежи углеводородов, нефтегазоносны только в отдельных частях региона. Так, мезозойский этап нефтегазоносности выделяется только в средней части региона, среднекаменноугольный — в юго-западной половине впадины, на северной окраине Донбасса, а также на Качановском и Рыбальском поднятиях на северо-востоке региона. Границы нефтегазоносности нижневизейско-турнейских образований пока четко не определены, хотя промышленные залежи уже выявлены на 26 площадях. В образованиях девона месторождения пока не открыты, хотя полупромышленные притоки и другие прямые признаки нефтегазоносности установлены на многих площадях в различных тектонических зонах Днепровского грабена.

Отмеченные особенности в распределении залежей нефтяных углеводородов обусловлены характером развития коллектирующих толщ и отдельных горизонтов. К регионально коллектирующим толщам относятся подсолевая терригенная и межсолевая терригенная формации девона, песчано-глинистая формация турне — нижнего визе, песчано-глинистая угленосная формация верхневизейско-серпуховского яруса, глинисто-песчаная серо- и пестроцветная формации среднего — верхнего карбона и нижней перми. Отдельные участки развития коллекторов допускаются во всех формациях, в том числе в соленосных.

Нефтеобразование и нефтегазонакопление рассматриваются нами как часть единого процесса развития нефтегазонасыщенной провинции, обусловленного превращениями, осуществляющимися в условиях астеносферы Земли. Формирование углеводородных залежей связывается с наиболее активными этапами геотектонического развития нефтегазонасыщенных провинций. Для геоструктур, расположенных в пределах древних платформ, отмечается два-три крупных перестройки структурного плана, связанных с определенными циклами тектогенеза.

Основные перестройки структурных планов осадочной толщи в Днепровско-Донецкой впадине относятся к завершающим циклам герцинского и альпийского тектогенеза — заальской и ларамийской фазам. С этими эпохами связывается и формирование месторождений нефти и газа (2 этапа), причем на завершающем этапе развития (ларамийская фаза) преобладала вертикальная миграция флюидов, а на предыдущем (заальская фаза) роль вертикальной и латеральной миграции, очевидно, была соизмерима. Окончательно решить этот вопрос можно будет только с накоплением материала по нефтегазонасыщенности неизученных частей разреза и нефтегазонасыщенности тектонически активных (подвижных) и пассивных (стабильных) участков нефтегазонасыщенной провинции.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев С. А. Система геохронологических подразделений цикло-, био- и магнитостратонов // Системный подход в геологии: Тез. докл.— М., 1983.— С. 20—22.
2. Балуховский Н. Ф. Геологические циклы.— Киев: Наук. думка, 1966.— 168 с.
3. Билык А. А. Некоторые вопросы соляной тектоники Днепровско-Донецкой впадины // Труды ВНИИГаза.— 1962.— Вып. 14/22.— С. 18—42.
4. Бражникова Н. Е., Вакарчук Г. И., Вдовенко М. В. Микрофаунистические горизонты каменноугольных и пермских отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Киев: Наук. думка, 1967.— 384 с.
5. Вакарчук Г. И., Винниченко Л. Г., Дудко И. А. и др. Схема индексации и региональная корреляция продуктивных горизонтов карбона Днепровско-Донецкой впадины // Геология и геохимия горючих ископаемых.— 1979.— Вып. 52.— С. 35—45.
6. Вакарчук Г. И., Плошко В. В., Карпова М. А. Средне- и нижнекаменноугольные отложения северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины // Труды УкрНИГРИ.— 1968.— Вып. 16.— С. 110—118.
7. Гавриш В. К. Глубинные структуры (разломы) и методика их изучения.— Киев: Наук. думка, 1969.— 226 с.
8. Галабуда Н. И. Формации карбона Днепровско-Донецкой впадины // Докл. АН УССР. Сер. Б.— 1977.— № 12.— С. 1062—1065.
9. Галабуда Н. И. Цикличность геологических формаций палеозоя Днепровско-Донецкой впадины // Геология и геохимия горючих ископаемых.— 1981.— Вып. 56.— С. 20—29.
10. Галабуда Н. И. Цикличность и ее значение для размещения нефтегазовых залежей // Геол. журн.— 1983.— № 2.— С. 105—113.
11. Галабуда Н. И., Доленко Г. Н., Сухорский Р. Ф., Фещенко Н. И. Ритмичность и распространение формаций девона Днепровско-Донецкой впадины // Теоретические вопросы нефтегазовой геологии.— Киев: Наук. думка, 1950.— С. 12—26.
12. Геологическое строение и история развития платформенных областей Украины и Северо-Западной Африки в связи с проблемой нефтегазонасыщенности фундамента/Порфирьев В. Б., Доленко Г. Н., Соллогуб В. Б. и др.— Киев: Наук. думка, 1975.— 193 с.
13. Геология месторождений угля и горных сланцев СССР.— М.: Госгеолтехиздат, 1963.— Т. 1.— 1910 с.
14. Доленко Г. Н., Галабуда Н. И. К проблеме цикличности в нефтегазонасыщенных провинциях // Теоретические вопросы нефтегазовой геологии.— Киев: Наук. думка, 1950.— С. 58—64.
15. Доленко Г. Н., Галабуда Н. И., Фещенко Н. И., Сухорский Р. Ф. Формации девона Днепровско-Донецкой впадины // Литология и полезн. ископаемые.— 1975.— № 1.— С. 144—151.
16. Дмитриевский А. Н. Системный литолого-генетический анализ нефтегазонасыщенных осадочных бассейнов.— М.: Недра, 1982.— 230 с.
17. Иващенко З. Ф., Пашова Н. Т. Зависимость изменчивости литологических пачек верхнего виле от структурно-тектонических особенностей зоны центрального грабена Днепровско-Донецкой впадины // Труды УкрНИИГаза.— 1973.— Вып. 8.
18. Каргодин Ю. Н. Методологические и методические вопросы седиментационной цикличности // Теоретические и методические вопросы седиментационной цикличности.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР.— 1977.— С. 48—71.

19. Карогодин Ю. Н. Основа понятийно-терминологической базы сейсмолитологии: Методические разработки.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР.— 1985.— 34 с.
20. Кедров Б. М. Предмет и взаимосвязь естественных наук.— М.: Наука, 1967.— 436 с.
21. Коган В. Д. Основные ритмы хемогенной толщи Донецкой перми // Сов. геология.— 1964.— № 9.— С. 95—103.
22. Косыгин Ю. А. Основы тектоники.— М.: Недра, 1974.— 216 с.
23. Левенштейн М. Л., Павленкова Н. И., Баранова Е. П. Особенности строения фундамента наиболее погруженной части Днепровско-Донецкой впадины // Геол. журн.— 1971.— № 2.— С. 77—82.
24. Лукин А. Е. Формации и вторичные изменения каменноугольных отложений ДДВ в связи с нефтегазопослостью.— М.: Недра, 1977.— 102 с.
25. Максимов С. П., Кунин Н. Я., Сардонников Н. М. Цикличность геологических процессов и проблема нефтегазопослости.— М.: Недра, 1977.— 280 с.
26. Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза.— М.: Наука, 1977.— 264 с.
27. Потушанский А. А. Классификация нефтегазопослных горизонтов ДДВ // Геофизические исследования на Украине.— Киев: Техника, 1973.— С. 88—97.
28. Романовский С. И. Николай Алексеевич Головкинский.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1979.— 192 с.
29. Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Общетеоретические и методологические вопросы основных направлений и задач исследования геоцикличности // Геоцикличность.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976.— С. 9—15.
30. Фещенко Н. И. Литология и фации девонских отложений северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины в связи с перспективами их нефтегазопослности: Автореф. дис.— Львов, 1974.— 22 с.

В. Г. КУЗНЕЦОВ

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЦИКЛИТОВ НИЖНЕЙ ЮРЫ И НИЖНЕГО ТИТОНА ЛАБИНО-МАЛКИНСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ (ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПРЕДКАВКАЗЬЕ)

### ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Усилившийся в последнее время интерес к изучению цикличности строения осадочных серий привел к разработке ряда важных аспектов этой проблемы. Необходимо прежде всего отметить глубокую проработку вопросов системно-структурных принципов выделения и анализа циклитов, их классификации [2]. Вместе с тем «вещественная» сторона проблемы, характер пород, слагающих выделенные и описанные на этой принципиально новой методической базе циклиты, их изменения в циклитах, построенных структурно однотипно, но формировавшихся в различных тектонических, палеогеоморфологических и климатических обстановках, оказалась менее разработанной, хотя большое значение аспекта исследования седиментационной цикличности очевидно.

Объектом исследования были две терригенные толщи — нижней юры и нижнего титона, — развитые на Северном Кавказе и изученные в районе среднего течения р. Подкумок и его правых притоков — рек Аликоновки и Эшкакона. Обе толщи являются базальными комплексами чехла молодой платформы, т. е. тектоническое положение их однотипно, однако климатические условия формирования разные, поэтому различия в их составе, строении и условиях образования практически полностью определяются лишь климатом. В связи с этим задача выявления влияния какого-либо одного фактора, в данном случае климата, на этих примерах может быть решена наиболее успешно, так как действие фактора проявляется как бы в чистом виде.

Эти толщи полностью удовлетворяют основным принципам выделения циклитов с позиций системно-структурного подхода, сформированным Ю. Н. Карогодиным [2, с. 64, 112]. Они обе имеют резкую нижнюю границу и залегают со стратиграфическим, а часто угловым несогласием на

подстилающих образованиях, четко отделены от вышележащих толщ, в то время как внутри них отдельные границы выражены нечетко, и переходы чаще всего более плавные. Наконец, толщи характеризуются «двудельным» строением, причем каждая часть отличается прежде всего текстурными и структурными особенностями — массивные, неправильно-линовидно-слоистые грубозернистые образования в основании и горизонтально-слоистые и алевролитовые в кровле. В обоих случаях отмечается отчетливая направленность изменения существенных свойств в вертикальном разрезе, в частности уменьшение зернистости. Наличие ряда флуктуаций показывает, что данные толщи не являются элементарными циклитами в строгом смысле этого понятия, но общее уменьшение размерности обломков снизу вверх позволяет считать каждую толщу мезоциклитом.

Важно также отметить, что первоначальной базой для формулировки принципов системно-структурного подхода было изучение именно терригенных отложений, где рассматривалось изменение по разрезу размерности зерен, поэтому все эти принципы в полной мере приложимы к рассматриваемым толщам. Возникающие сомнения в применимости подобного подхода при изучении иных отложений (карбонатных, соленосных и т. д.) в данном случае лишены основания.

Характеристика толщ как циклитов основывается на результатах полевых и лабораторных исследований, прежде всего массовых гранулометрических анализов (глинистые породы не анализировались), а также микроскопического изучения в шлифах, определений минерального состава обломков, химических карбонатных анализов, на определении глинистых и карбонатных минералов с помощью рентгеноструктурного анализа на приборе ДРОН-2 и содержания ряда элементов с помощью спектрального анализа. Для сравнения исследовано несколько проб коры выветривания. При классификации обломочных пород и для графического выражения данных гранулометрии использован известный треугольник Л. В. Пустовалова [5], однако, поскольку в изученных породах весьма существенна роль грубообломочного материала, т. е. они имеют четырехкомпонентный состав, применено два вида группировки — песок и гравий в одном случае, и глина с алевритом — в другом. Химические элементы систематизированы, согласно А. И. Перельману [4], по степени их подвижности в экзогенных условиях.

## ТЕРРИГЕННАЯ ТОЛЩА НИЖНЕЙ ЮРЫ

Отложения терригенной толщи нижней юры в изученных разрезах среднего течения р. Эшпакоп не содержат фаунистических остатков. По спорово-пыльцевым спектрам и редким определениям остатков высшей растительности, найденной в разрезах рек Кубани и Мара двустворок, брахиопод и гастропод ее возраст датируется плинсбахом. Она залегает с резким угловым и значительным стратиграфическим несогласием на верхнепалеозойских гранитах и коре их выветривания, перекрывается также несогласно карбонатными отложениями оксфорда — кимериджа. Ее мощность в пределах изученного района 45—50 м, к западу резко возрастает и достигает нескольких сотен метров.

Разрез толщи сложен песчано-гравийными и глинистыми породами. Чистых гравелитов и песчаников не обнаружено, редки алевролиты и практически отсутствуют смешанные породы типа хлидолитов (рис. 1).

Гравелиты встречаются обычно в нижней трети разреза. Это светлые, часто почти белые, рыхлые породы, обломочная часть которых практически полностью состоит из зерен кварца. По структурным особенностям, в частности по преобладанию или наличию отдельных размерных фракций, выделяются четыре разновидности гравелитов. Гравелиты разнозернистые со значительным содержанием гальки (рис. 2, 1) характеризуются широким спектром гранулометрических фракций, причем фракции более 1 мм составляют 69—72%, в то время как содержание песчаных фракций

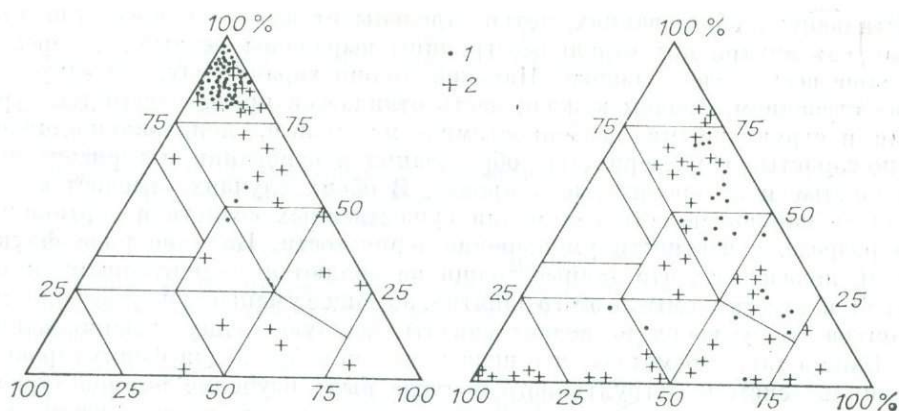


Рис. 1. Треугольные диаграммы гранулометрического состава нижнеюрских и нижнетертионских терригенных отложений.

1, 2 — фигуративные точки нижнеюрских (1) и нижнетертионских (2) отложений.

сравнительно невелико — 18—21%. В связи с этим породы данной группы отличаются максимальным медианным диаметром ( $M_d = 2,65 - 4,49$  мм) и минимальной отсортированностью ( $S_0 = 13,3 - 19,12$ ). В разноразмерных гравелитах (см. рис. 2, 2) содержание гравия меньше (50,80—70,21%), почти полностью отсутствует галька, повышено содержание песчаных фракций (23,11—36,95%). Поэтому медианный диаметр существенно снижается (1,2—1,7 мм), несколько улучшается отсортированность, хотя коэффициент отсортированности остается высоким (4,5—8,65). Две следующие разновидности, при близких друг к другу и к предыдущей разновидности суммарных содержаниях гравийной (соответственно 55,50—

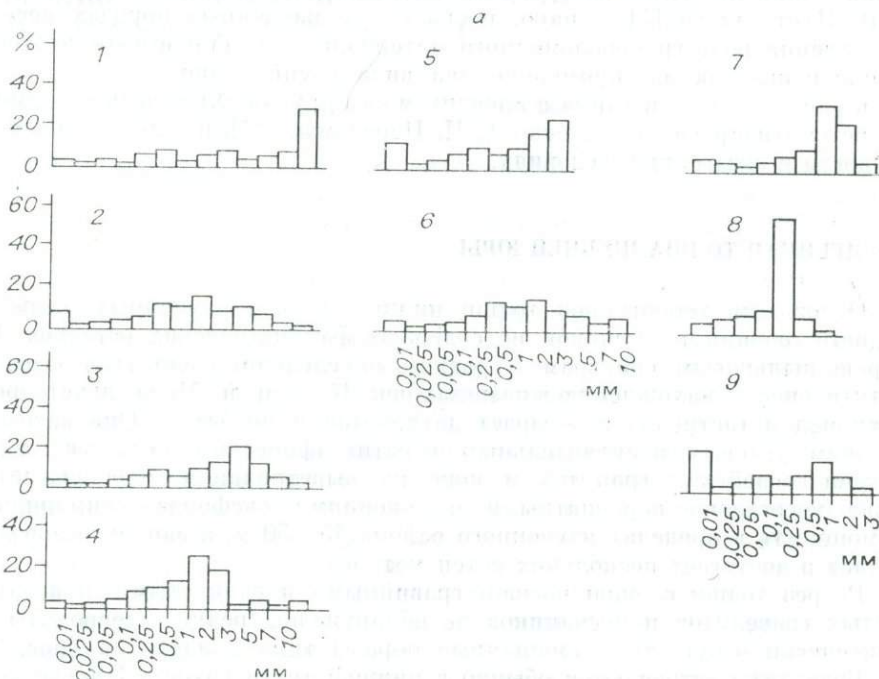


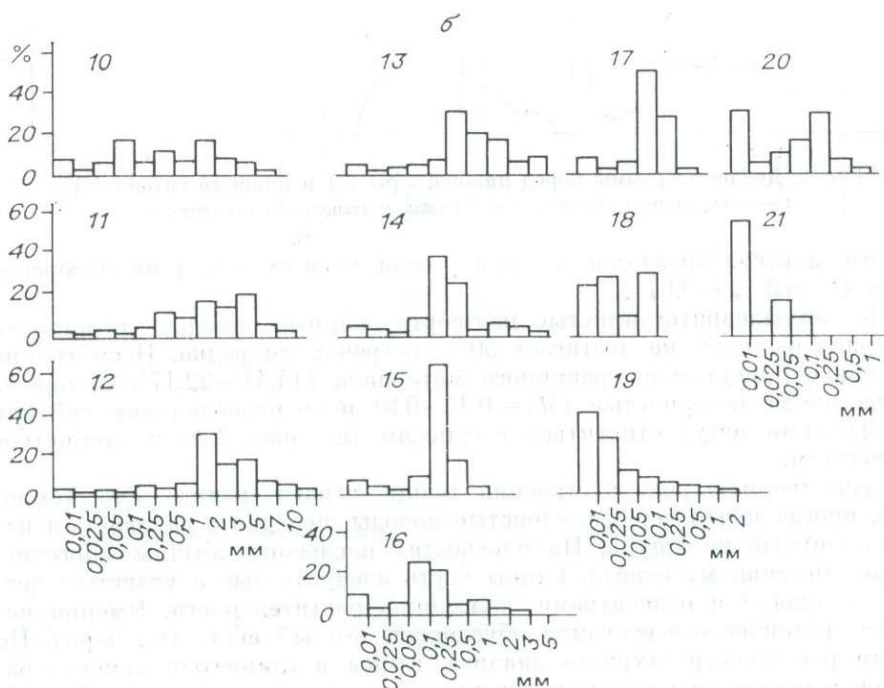
Рис. 2. Гистограмма гранулометрического состава нерастворимой части основных типов пород.

*а* — нижнеюрские, *б* — нижнетертионские отложения; 1—4 — гравелиты: 1 — разноразмерный песчанистый с галькой ( $M_d = 4,49$ ;  $S_0 = 19,12$ ), 2 — разноразмерный песчанистый ( $M_d = 1,2$ ;  $S_0 = 8,65$ ), 3 — среднеразмерный ( $M_d = 2,4$ ;  $S_0 = 8,98$ ), 4 — мелкозернистый ( $M_d = 1,25$ ;  $S_0 = 5,2$ ); 5, 6 — песчано-гравийная порода ( $M_d = 0,8$ ;  $S_0 = 17,5$  (5);  $M_d = 0,8$ ;  $S_0 = 8,8$  (6)); 7, 8 — песчаники: 7 — крупно-среднеразмерный с гравием ( $M_d = 0,43$ ;  $S_0 = 2,92$ ), 8 — мелкозернистый алевролитовый ( $M_d = 0,13$ ;  $S_0 = 3,13$ ); 9 — су-

70,04 и 55,78—62,77%) и песчаной (соответственно 23,64—33,97 и 25,14—34,03%) фракций, отличаются достаточно отчетливым преобладанием одной фракции — среднего гравия (см. рис. 2, 3) или мелкого (см. рис. 2, 4). В связи с этим медианный диаметр их резко различен: соответственно до 2,4 и не более 1,5 мм. Мелкозернистые гравелиты имеют наименьшие среди гравелитов значения коэффициента отсортированности (4,17—5,2). Все гравелиты цементируются алевритоглинистым материалом (3,06—14%) при весьма невысоком содержании растворимой в соляной кислоте части (обычно 2—4, в единичных анализах до 10,8%).

В группе песчано-гравийных пород ни одна из размерных фракций не достигает 50%, причем содержания гравийных и песчаных фракций близки (соответственно 40,25—49,0 и 28,33—44,86%), хотя гравия всегда несколько больше. Медианный диаметр везде ниже 1 мм (0,5—0,9 мм), а отсортированность весьма низкая ( $S_0 = 6,8—17,5$ ). По характеру распределения выделяются разновидности с одним максимумом в области гравийных фракций (см. рис. 2, 5) и с двумя (средний песок и мелкий гравий) (см. рис. 2, 6). Карбонатность, как и в гравелитах, низка (2—4, единично 17,45%), цемент алевритоглинистый (6,4—14,86%).

Песчаники развиты в верхней половине разреза. Это светло-серые непрочные породы кварцевого состава с глинистым цементом, слабоизвестковистые (содержание растворимой части 1,95—7,62%). Крупно-среднезернистые песчаники с гравием, содержание которого составляет 14,03—44,52% (см. рис. 2, 7), имеют медианный диаметр 0,35—0,67 мм и обычно среднюю отсортированность ( $S_0 = 2,92—5,0$ , преобладают значения 3,5—4,5). Мелкозернистые алевритовые песчаники (см. рис. 2, 8) гравия обычно не содержат, но количество алеврита в них повышено (14,27—25,56%), поэтому медианный диаметр уменьшается до 0,13—



песь глинистая ( $M_d = 0,14$ ;  $S_0 = 44,1$ ); 10 — диамиктит ( $M_d = 0,4$ ;  $S_0 = 21,3$ ); 11 — дресвит мелко-среднезернистый ( $M_d = 1,89$ ;  $S_0 = 6,5$ ); 12 — гравелит мелкозернистый ( $M_d = 1,04$ ;  $S_0 = 6,48$ ); 13—15 — песчаники: 13 — гравийный ( $M_d = 0,11$ ;  $S_0 = 1,5$ ), 14 — средне-мелкозернистый с гравием ( $M_d = 0,23$ ;  $S_0 = 2,5$ ), 15 — мелкозернистый ( $M_d = 0,12$ ;  $S_0 = 1,6$ ); 16 — супесь ( $M_d = 0,098$ ;  $S_0 = 3,28$ ); 17, 18 — алевриты: 17 — песчаный ( $M_d = 0,086$ ;  $S_0 = 1,61$ ), 18 — глинистый ( $M_d = 0,029$ ;  $S_0 = 14,1$ ); 19 — суглинок ( $M_d = 0,013$ ); 20 — доломит глинисто-алевритовый ( $M_d = 0,055$ ;  $S_0 = 16,67$ ); 21 — доломит ( $M_d = 0,011$ ).

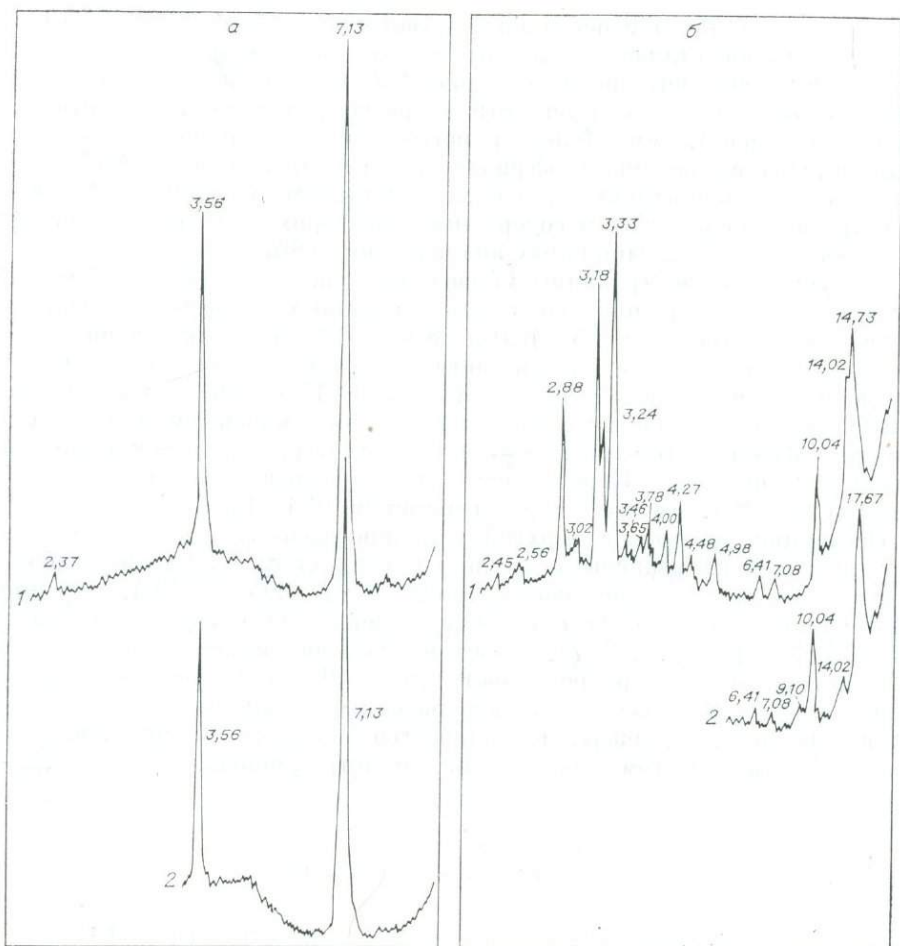


Рис. 3. Диффрактограммы пород нижней юры (а) и нижнего титона (б).  
1 — натуральный образец; 2 — образец, насыщенный глицерином.

0,27 мм, а отсортированность — наилучшая из всех пород нижнеюрской толщи ( $S_0 = 3,12 - 3,67$ ).

Песчано-алевритоглинистые неотсортированные породы, где ни одна размерная фракция не достигает 50%, встречаются редко. Несмотря на постоянное присутствие гравийного материала (14,41—22,17%), породы эти все же мелкозернистые ( $M_d = 0,13 - 0,8$ ) и по преобладанию той или иной фракции могут относиться к супесям (см. рис. 2, 9) и глинистым алевролитам.

Существенную роль в строении толщи играют глины. Это темно-серые, иногда почти черные, слоистые породы, нередко с раковистым изломом, жирные на ощупь. На плоскостях наслоения обычны многочисленные листочки мусковита. Глины часто алевритистые с углистым детритом, а иногда и отпечатками обугленной растительности. Именно наличием органического вещества обусловлен темный цвет этих пород. По данным рентгеноструктурного анализа, глины и глинистый цемент гравелитов и песчаников практически исключительно каолинитовые (рис. 3, 1). Лишь в кровле толщи наряду с каолинитом появляется гидрослюда и в одном случае смешанослойные минералы ряда гидрослюда — монтмориллонит. Среди тонкодиспергированных неглинистых минералов встречается кварц.

Таким образом, для отложений нижней юры данного разреза характерны широкое развитие крупнообломочных пород и высокое содержание гравия в песчаниках и более мелкозернистых породах, белые и темно-

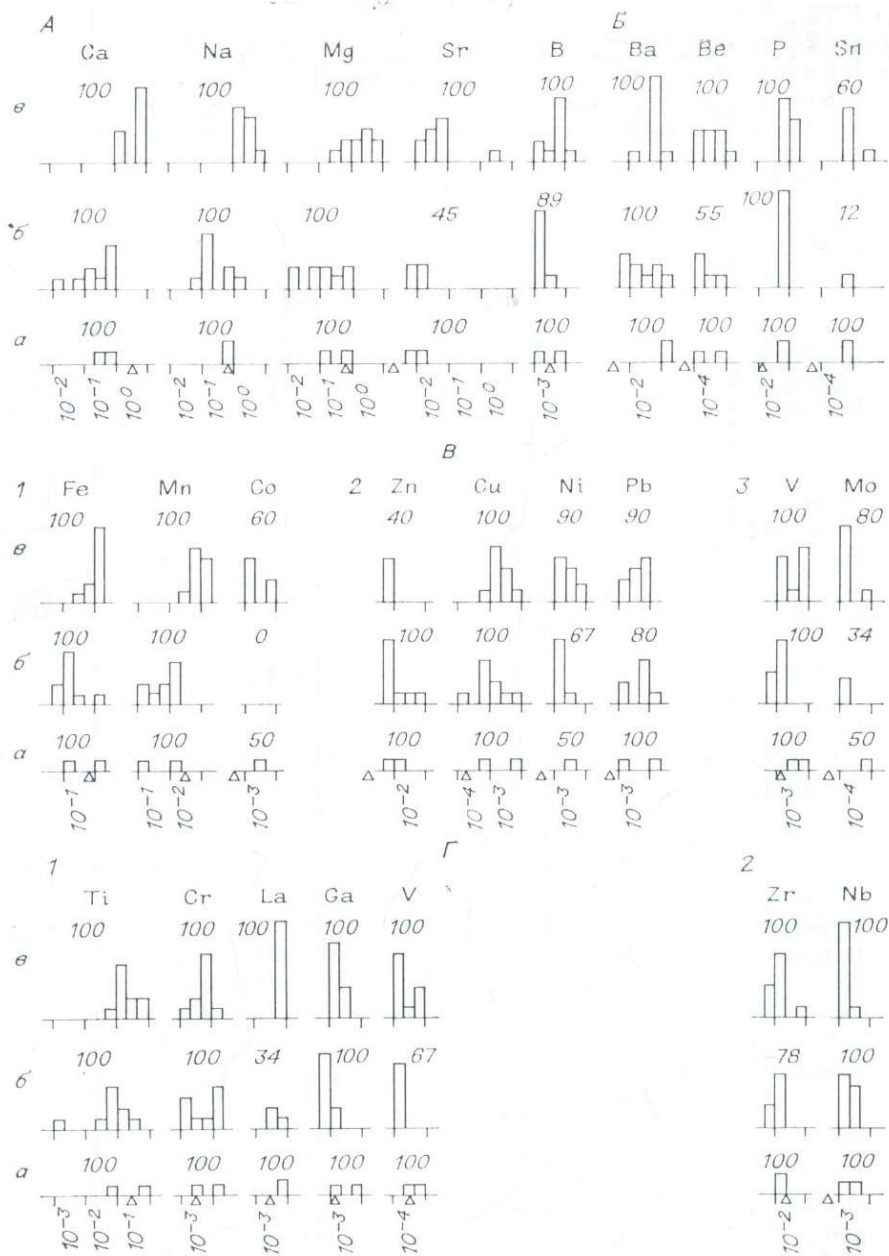


Рис. 4. Гистограммы распределения содержаний химических элементов в коре выветривания (а), нижнеуральских (б) и нижнететонских (в) отложениях.

А — Г — элементы: А — подвижные, Б — слабоподвижные, В — подвижные и слабоподвижные (1 — в восстановительной глеевой среде, 2 — в окислительной и глеевой обстановках, 3 — в окислительной обстановке), Г — малоподвижные, частично мигрируют (1 — в сильнокислой и 2 — щелочной средах). Цифры у гистограммы — процент встречаемости элемента в отложениях при используемой чувствительности анализа. Треугольником указан кларк элемента в песчаниках [по 1].

серые окраски, почти исключительно кварцевый состав обломочной части и каолинитовый состав цементирующей части и глинистых пород. Окатанность зерен невелика. Средние значения балла окатанности по пятибалльной шкале [6, с. 523] для фракции 1—2 мм составляют 0,82—1,16.

Содержание растворимой части, определенное при проведении дезинтеграции для гранулометрического анализа, не превышает 11% (исключая один образец, где оно равно 17,45%), а в 81% случаев оно ниже 7%. По данным химического анализа, карбонатность (по содержанию

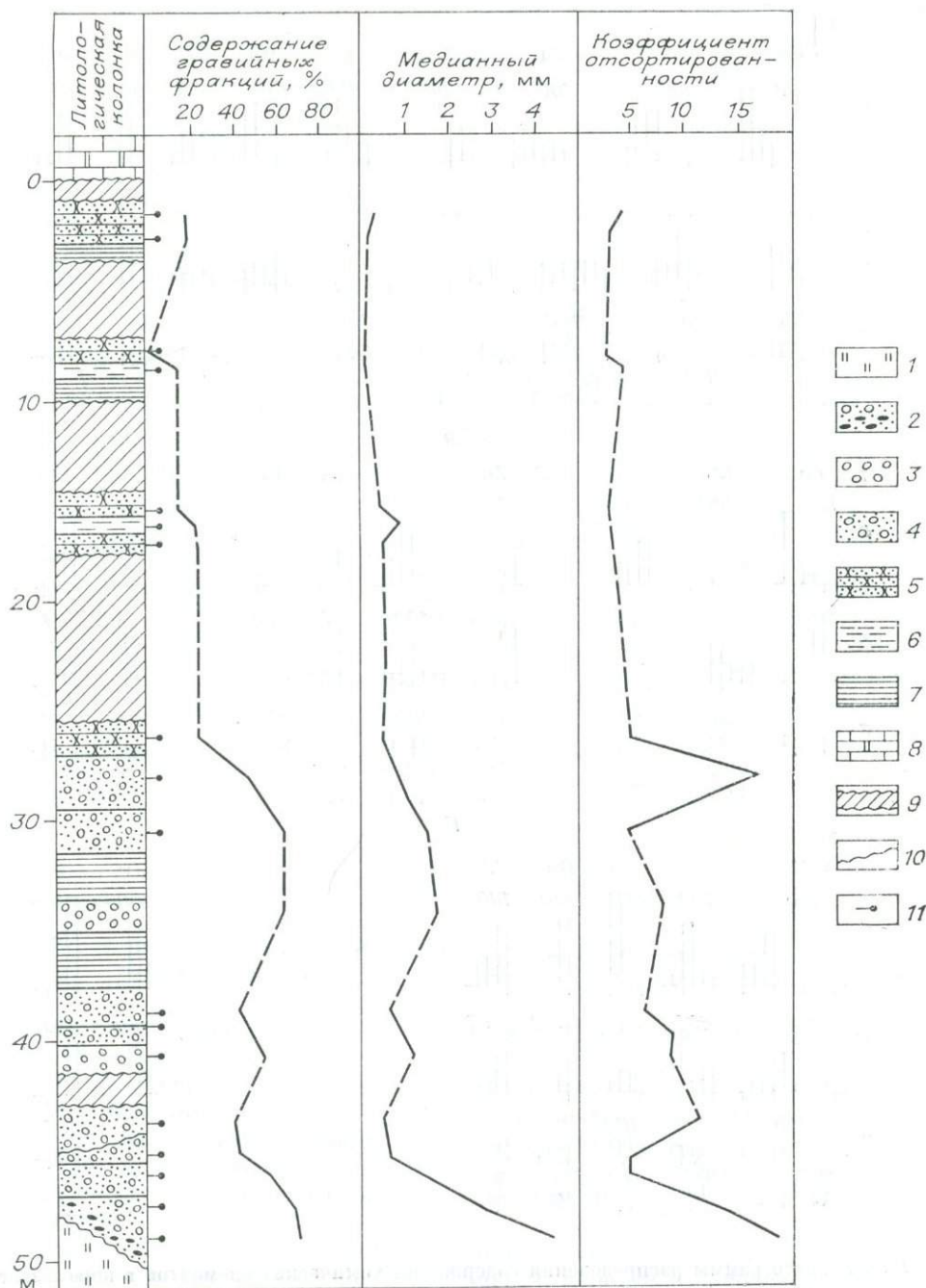


Рис. 5. Литологический разрез нижнеюрских отложений бассейна р. Эшкакон.

1 — кора выветривания палеозойских гранитов; 2 — гравелиты с галькой; 3 — гравелиты; 4 — песчаники с гравием; 5 — песчаники; 6 — алевролиты и супеси; 7 — глины; 8 — известняки и доломиты онсфорда и вимериджа; 9 — задернованные участки и осипи; 10 — поверхности размыва; 11 — место отбора образца.

CO<sub>2</sub>) равна 0,68—1,36% и лишь в одном случае — 4,78%. По данным рентгеноструктурного анализа, среди карбонатов отмечен только кальцит. Очень низко, почти на пределе ошибки, содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,02—0,18% при среднем 0,05%; низко также количество полуторных окислов (0,36% при крайних значениях 0,13—0,87%). Содержания большинства малых элементов невелики как по проценту встречаемости, так и по абсолютным значениям и, как правило, ниже, чем в коре выветривания (рис. 4).

Намечаются определенные изменения пород, их структур и текстур

по разрезу (рис. 5). Разнозернистые гравелиты с галькой основания разреза выше постепенно сменяются гравелитами с преобладанием среднего и мелкого гравия, а затем песчаниками и глинами. В связи с этим средний диаметр в целом уменьшается вверх по разрезу. В том же направлении несколько улучшается сортировка обломочного материала и ухудшается окатанность зерен (0,98—1,16 внизу и 0,82—1,04 вверху). В основании толщи отмечается линзовидная форма осадочных тел с выгнутыми вниз основаниями, иногда с косою слоистостью, для средней и верхней ее частей характерны отчетливая горизонтальная слоистость, чередование песчаников, гравелитов и глин, четкое послойное расположение листочков слюд, причем в средней части слои более мощные (1—4 м), нежели в верхней (0,2—0,5 м).

В нижнеюрской толще отмечается и ряд более мелких циклитов, различно выраженных в ее основании и кровле. В нижней части толщи, охватывающей примерно четверть ее мощности, в пределах каждого линзовидного тела, имеющего четкие нижнюю и верхнюю границы, уменьшается зернистость от его основания к кровле и от центральной части к краям. Однако само расположение этих линз в пространстве и разрезе довольно сложно, встречаются срезания, пространственные и временные смещения и т. д., что затрудняет выделение этих циклитов. Во второй же половине разреза, где развиты слоистые отложения, циклиты (проциклиты) выделяются отчетливо и представляют собой ассоциации слоев разного состава (гравелит — песчаник — глина, песчаник — глина).

Судя по приведенным данным, в раннеюрское время в исследуемом районе господствовал гумидный климат, что и обусловило интенсивное и глубокое химическое выветривание, формирование каолиновой коры выветривания, в результате перебива которой и образовался кварц-каолиновый состав рассматриваемых отложений. Лишь в верхах толщи, куда поступали продукты размыва нижних горизонтов коры выветривания, появляются гидрослюды. Обилием влаги и гуминовых кислот объясняется формирование кислых сред, что привело к выносу карбонатов, вследствие чего — очень низкая карбонатность отложений. Высокая влажность обусловила наличие речных артерий и русловых отложений в основании толщи; удается выделить даже отдельные фации аллювиального комплекса — стрежневые, прирусловой отмели, перлювия и др. Судя по величине переносимых обломков и глубине вреза, течения были достаточно сильными, т. е. рельеф был расчлененным. Однако он оказался относительно быстро сnivelирован, и аллювиальные отложения сменились озерными слоистыми, причем озера периодически заболачивались и в них накапливались углистые глины. Озера были, видимо, относительно небольшими по площади с залесенными берегами и поэтому изолированными от ветрового воздействия; в связи с этим гидродинамическая активность в них была невелика и зерна практически не окатывались, а русловый гравий основания потока часто окатан несколько лучше.

Подобные условия образования позволяют понять разный характер цикличности в нижней и верхней частях толщи. В основании она типично «событийная»\* и связана с деятельностью отдельных водотоков, которые сменяли друг друга в пространстве и времени далеко не закономерно. Сами потоки, насколько это можно судить по их положению в толще, глубине вреза, мощностям и поперечному сечению русловых образований, а также их зернистости, возникали нерегулярно, значительно

\* Авторы очень интересного сборника [7] подразделяют наслоения осадочных толщ на две основные группы — связанные с периодическими, достаточно медленно и равномерно меняющимися условиями (образующиеся при этом ассоциации слоев называют периодитами) и обусловленные различными неритмичными, как правило, катастрофическими явлениями (event stratification — наслоение в результате случайных событий или «событийное наслоение»). Сформированные в первом и втором случаях наборы пород образуют, по сути дела, циклиты, хотя и разного происхождения и по-разному выраженные. Одним из классических примеров событийных циклитов являются турбидиты.

различались по своей динамике и длительности существования, что и обусловило отмеченные выше особенности циклитов. Лимнические циклилы второй половины разреза определяются обычными постепенно происходящими процессами развития озера, в том числе и его заболачиванием, являются периодами, их выделение и описание принципиальных трудностей не вызывает.

## ТЕРРИГЕННАЯ ТОЛЩА НИЖНЕГО ТИТОНА

Красноцветные отложения данного комплекса не содержат фаунистических остатков, и их возраст определяется стратиграфическим положением между карбонатными отложениями оксфорда — кимериджа (западнее изученных разрезов) и верхнего титона. В исследуемом районе толща залегает на подстилающих верхнепалеозойских гранитах с перерывом и резко несогласно, что, в частности, проявляется в значительных изменениях ее мощностей на коротких расстояниях [3]. Непосредственно над гранитными выступами, обнажающимися по дну долины р. Аликоньки, мощность толщи составляет 40—45 м, а между ними, т. е. на расстоянии 500—700 м, только видимая мощность превышает 80—90 м. В районе р. Эшакон ее мощность возрастает до 100—120 м. Без видимого несогласия, но быстро и резко отложения титона перекрываются карбонатной толщей верхнего титона-валанжина (рис. 6).

Набор пород, слагающих толщу, весьма разнообразен. Преобладают обломочные породы широкого гранулометрического спектра — от гравелитов (дресвитов) до алевритистых глин, а также несортированные породы — хлидолиты или, учитывая значительное количество псефитового материала и используя термин Р. Ф. Флинта, — диамиктиты. Более редкие карбонатные породы также обогащены обломочным материалом. Поэтому фигуративные точки распределяются практически по всем полям классификационного треугольника (см. рис. 1).

Хлидолиты (диамиктиты) залегают в нижних частях разреза, главным образом непосредственно на гранитном фундаменте. Это розово-красные и шоколадно-коричневые, обычно довольно рыхлые породы, состоящие из обломков гранитных пород, микроклина, ортоклаза, кислых плагиоклазов, кварца, реже обломков гранитных пегматитов, слабо сцементированных глинистым и карбонатным материалом (см. рис. 2, 10). Карбонатность их составляет 4,9—17,6%, количество пелитовых фракций 5,9—31%. Несмотря на высокие содержания гравийных фракций (25—35%), медианный диаметр из-за большого количества алевритоглинистого материала (22—35%) сравнительно невысок (0,08—0,4 мм), отсортированность очень слабая ( $S_0$  везде существенно выше 10).

Грубообломочные породы — дресвиты и гравелиты — составляют около 40% разреза, различаются между собой только по степени окатанности обломков и близки по внешнему облику к хлидолитам, но отличаются от последних тем, что содержание фракций размером более 1 мм уже превосходит 50%. По структурным особенностям среди них выделяются две разновидности. Мелко-среднезернистые разности (см. рис. 2, 11) дают на гистограммах обычно два, хотя и слабо выраженных, максимума с размерами фракций 1—2 и 3—5 мм. Общее содержание фракций более 1 мм составляет 63,4—79,3%, часто присутствуют щебень, галька (10—12%). В связи с уменьшением содержания песчано-глинистого материала относительно увеличивается медианный диаметр (1,7—2,78 мм) и несколько улучшается сортировка ( $S_0$  изменяется от 4,4 до 13,57, составляя в среднем 6,75). Мелкозернистые разности (см. рис. 2, 12) характеризуются отчетливо выраженным модальным интервалом 1—2 мм и в связи с этим лучшей сортировкой обломочного материала ( $S_0 = 4,48—6,48$ ) и уменьшением медианного диаметра ( $M_d = 1,04—1,8$  мм). Все псефиты отличаются довольно высокой карбонатностью (2,37—23,65% при среднем значении 13,82%). Дресвиты и гравелиты встреча-

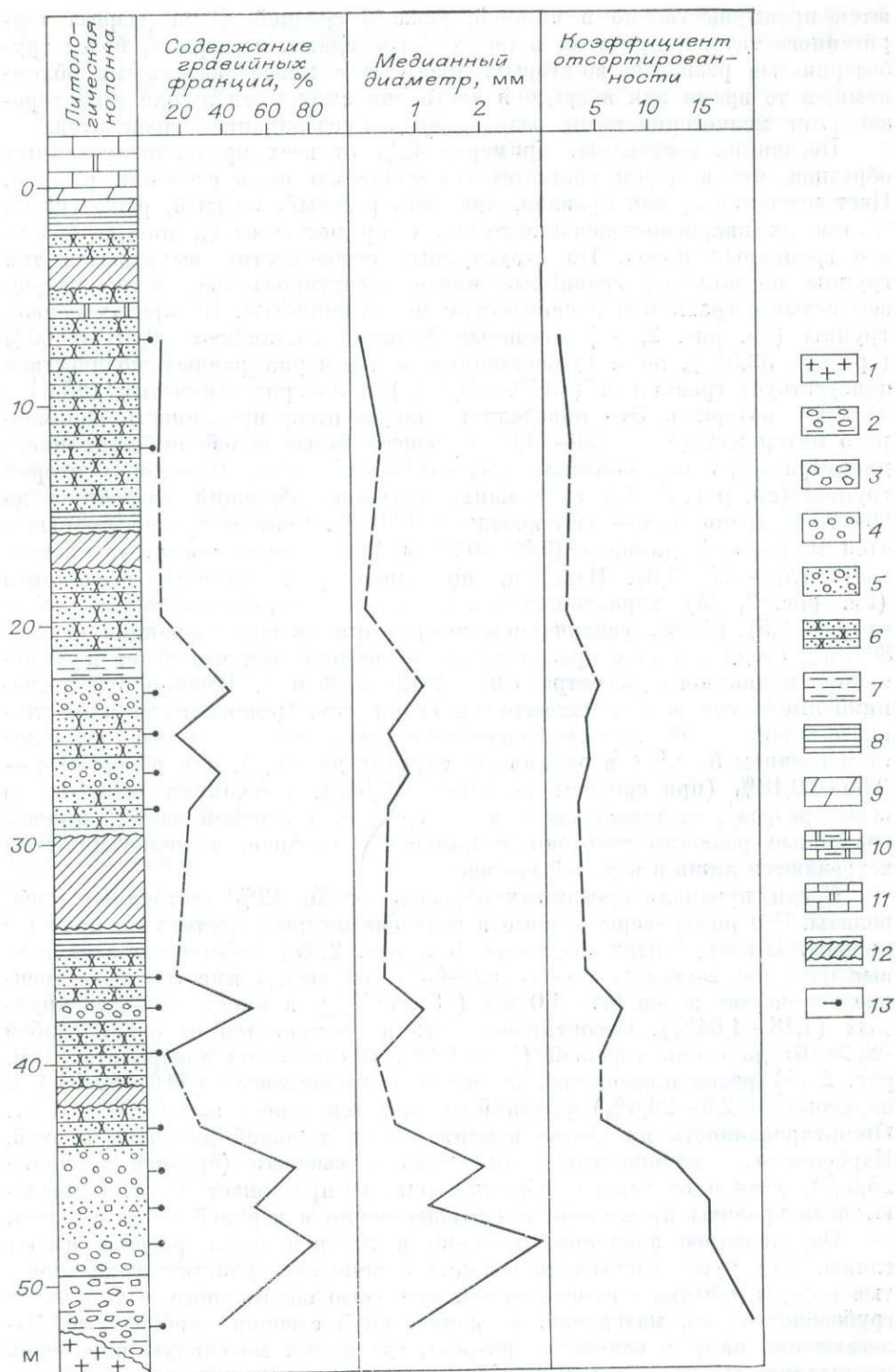


Рис. 6. Литологический разрез нижнетертичных отложений среднего течения р. Аликовка (район Медовых водонадов).

1 — граниты палеозоя; 2 — хлидолиты (диамититы); 3 — дресвиты; 4 — гравелиты; 5 — песчаники с гравием (дресвой); 6 — песчаники; 7 — супеси, алевролиты, суглинки; 8 — глины; 9 — мергели; 10 — доломиты глинистые и песчаные; 11 — известняки и доломиты верхнего тона; 12 — задернованные участки и осыди; 13 — место отбора образца.

ются преимущественно в нижней, реже в средней части разреза терригенного титона, при этом в низах преобладают, во-первых, более грубозернистые разности, во-вторых, дресвиты с менее окатанными обломками, в то время как в средней части они сменяются лучше отсортированными мелкозернистыми разностями с преобладанием гравелитов.

Песчаники составляют примерно 42% от всех проанализированных образцов, что в целом соответствует значению их в строении разреза. Цвет песчаников, как правило, красный, розовый, желтый, реже серый. Состав их кварцево-полевошпатовый, с примесью слюд, иногда обломков гравитных пород. По структурным особенностям выделяются три группы песчаников: гравийные плохо отсортированные, мелко-среднезернистые с гравием и алевритистые мелкозернистые. В породах первой группы (см. рис. 2, 13) песчаные фракции составляют 50,81—60,69% (среднее 53,5%), но в существенных и примерно равных количествах присутствует гравийный (10,53—33,85%) и алевритоглинистый (10,64—34,84%) материал. Это определяет слабую отсортированность обломочного материала ( $S_0 = 3,56—11,9$ ) и существенные колебания медианного диаметра в разных образцах ( $M_d = 0,11—0,55$  мм). В породах второй группы (см. рис. 2, 14) содержание песчаных фракций возрастает до 56—75%, гравийных — не превышает 12,08%. Соответственно уменьшается медианный диаметр (0,33—0,23 мм) и улучшается отсортированность ( $S_0 = 2,5—3,3$ ). Наконец, последняя разновидность песчаников (см. рис. 2, 15) характеризуется хорошей отсортированностью ( $S_0 = 1,53—2,5$ ), резким увеличением содержания песчаных фракций (72,2—86,6%), среди которых преобладают мелкозернистые, что ведет к уменьшению медианного диаметра ( $M_d = 0,12—0,18$  мм). Именно эти песчаники имеют серую и зеленовато-серую окраску. Цемент песчаников глинисто-карбонатный, причем содержание глинистого материала составляет в среднем 5—6% (в единичных случаях до 13%), а карбонатного — 2,85—29,18% (при среднем значении 13,6%). Песчаники развиты по всему разрезу, но преобладают в его средней и верхней частях, причем гравийные разности тяготеют к нижней и средней, а мелкозернистые встречаются лишь в верхней его части.

Среди проанализированных образцов около 12% составляют алевролиты. Это розово-серые, серые и зеленовато-серые, достаточно прочные породы. В алевролитах песчаных (см. рис. 2, 17) собственно алевритовые фракции составляют всего 52—60%, но всегда имеется существенное количество зерен 0,1—1,0 мм (16—49,5%), а иногда и более крупных (1,18—1,64%). Отсортированность их изменяется от очень слабой ( $S_0 > 10$ ) до очень хорошей ( $S_0 = 1,16$ ). В глинистых алевролитах (см. рис. 2, 18) резко повышается содержание алевритовых (59,9—82,5%) и пелитовых (12,5—29,6%) фракций и снижается — песчаных (5,0—10,6%). Отсортированность их также изменяется от хорошей до очень плохой. Карбонатность алевролитов, как правило, высокая (среднее значение 25,6%), хотя в отдельных образцах она не превышает 1,4%. Встречаются алевролиты прослоями, преимущественно в верхней части разреза.

Определенное значение, особенно в нижней части разреза имеют глины. Это буро-красные, шоколадно-коричневые, участками зеленоватые породы, обычно с существенной примесью обломочного, в том числе грубообломочного, материала, в значительной степени карбонатные. Залегают они чаще в основании разреза, где имеют массивную или очень неотчетливо-слоистую текстуру. По своему составу, как и глины цемента обломочных пород, они резко полиминеральны (см. рис. 3, 2). Их основу слагают гидрослюды, кальциевые и кальций-натриевые монтмориллониты, в меньшей степени присутствуют смешаннослойные минералы ряда гидрослюда — монтмориллонит; встречаются хлорит и каолинит. Среди дисперсных неглинистых минералов установлены полевые шпаты, реже кварц.

Кроме описанных относительно «чистых» пород имеются и промежуточные или «гибридные» разности — супеси (см. рис. 2, 16), суглинки

(см. рис. 2, 19) и, наконец, в виде маломощных прослоев в верхней части разреза — доломитовые мергели, доломиты и доломитовые известняки песчаные, алевролитовые и глинистые.

Таким образом, для отложений нижнего титона характерны высокое содержание грубообломочных пород, частые включения гравийного материала в песчаниках, а нередко и в глинах, низкая окатанность обломков (для фракции 1—2 мм средний балл равен 1,33—2,64), отчетливое преобладание красноцветных окрасок, обусловленное как цветом обломков (микроклин, граниты), так и присутствием в значительных количествах окислов и гидроокислов железа. Содержание  $Fe_2O_3$  составляет в среднем 0,27%, полуторных окислов — 0,95%. Породы отличаются высоким содержанием растворимой части — преимущественно от 4 до 18%, но в четверти всех изученных образцов оно выше 25%, причем велика роль доломитовой составляющей.

Из восьми проанализированных образцов в одном из них цемент определяется как доломит известковистый, в двух — как доломит известковый, в четырех — как известняк доломитовый и в одном — как известняк доломитистый. По данным рентгеноструктурного анализа, во всех образцах присутствует доломит и лишь менее чем в четверти из них наряду с доломитом имеется кальцит. Содержание большинства малых элементов выше, а иногда и существенно выше кларка для песчаных пород (см. рис. 4). Наконец, в этих породах, особенно в нижней части разреза, отмечаются мелкие (1—3 мм) гвезда гипса, иногда крупные (до 10—15 см в поперечнике) гипсовые розы, а также стяжения целестина (от 1—2 до 5—7 см).

Устанавливаются также отчетливые изменения характера отложений по разрезу (см. рис. 6). Снизу вверх происходит смена хлидолитов дресвитами и гравелитами, затем гравийными песчаниками и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями мелкозернистых гравелитов. В верхней трети разреза появляются прослой глины, мергелей, реже глинистых доломитов и доломитовых известняков. Это отражается в увеличении вверх по разрезу содержания песчано-алевролитовых фракций и в соответственном снижении гравийно-дресвяных. Что касается медианного диаметра и содержания фракции размером более 1 мм, то при переходе от хлидолитов основания разреза к дресвитам и гравелитам они вследствие уменьшения содержания песчано-глинистого материала несколько возрастают, а затем отчетливо уменьшаются к кровле терригенной толщи. Снизу вверх улучшается также степень отсортированности обломочного материала и окатанности обломков.

Меняются, наконец, и текстурные особенности отложений: внизу они массивные или неотчетливо- и неправильно-слоистые, в верхней части — отчетливо-горизонтально- и пологоволнисто-слоистые. Согласно изменению текстур меняется и характер более мелких циклитов, слагающих толщу. В основании они выделяются с трудом, мощности их резко меняются не только между циклитами (описаны циклиты от 0,3 до 2,2 м), но и по простиранию отдельных циклитов, общая плохая сортировка затушевывает изменение зернистости по разрезу циклита, отдельные же элементы имеют чаще не слоистый, а линзовидный характер, быстро и незакономерно выклиниваются (замещаются?). В средней же и верхней слоистой частях толщи цикличность отчетливая и выражена чередованием слоев различных по гранулометрии пород: гравелит-песчаник, песчаник — глина, а иногда и песчаник — глина — мергель (доломит), т. е. они являются проциклитами.

Приведенные данные позволяют сделать ряд выводов об условиях образования рассматриваемых отложений. Климат раннетитонского времени был аридным, о чем свидетельствует свежий, невыветрелый облик обломков, красноцветность и повышенная карбонатность (преимущественно доломитность), наличие гнезд гипса и целестина, полиминеральный состав глин, где преобладает монтмориллонит, присутствует хлорит. В условиях дефицита влаги, по-видимому, было мало укрепляющей

склоны растительности и отсутствовали постоянные водотоки, поэтому снос обломочного материала происходил за счет обвалов, осыпей и частично дождевыми и тальными водами, временными потоками. Сносимый с гранитных выступов материал заполнял впадины расчлененного дотитонского рельефа, где формировались неслоистые или слабослоистые и несортированные, в целом достаточно грубозернистые, коллювиально-делювиальные, местами, вероятно, пролювиальные отложения. С течением времени расчлененный рельеф был сnivelирован этими образованиями, и во второй половине раннего титона появились водные, видимо, озерные отложения. О водных условиях свидетельствуют отчетливая слоистость, существенное улучшение отсортированности и окатанности, наличие прослоев мергелей. Серые и зеленые окраски пород указывают на то, что в этих водоемах или, скорее, в их плах, временами создавалась восстановительная геохимическая обстановка, в отличие от окислительной, господствовавшей в начале раннего титона.

Изменение условий осадконакопления вело к изменению характера циклитов. В коллювиально-делювиально-пролювиальных отложениях основания толщи цикличность типично событийная и связана с бурными, но кратковременными и незакономерными выбросами обломочного материала. В озерных же отложениях циклиты определяются как периодиты.

### СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ТОЛЩ

Приведенные выше данные показывают, что обе терригенные толщи имеют ряд важных общих черт в характере залегания, составе, строении и условиях образования.

1. Однотипно их тектоническое положение в пределах эпигерцинской платформы, причем обе они являются базальными комплексами платформенного чехла — нижнеюрская в пределах Кубано-Зеленчукского прогиба и нижнетитонская на Минераловодческом выступе. Это предопределяет и близкую палеогеоморфологическую ситуацию, а именно достаточно расчлененный рельеф, который фиксируется наличием грубообломочного материала и резкими колебаниями мощностей нижних частей рассматриваемых толщ.

2. Обе толщи характеризуются наличием грубозернистых пород и изменением структуры и текстуры отложений по разрезу. В том и другом случае в основании залегают грубозернистые плохо отсортированные разности, в кровле средний размер зерен резко сокращается, существенно улучшается отсортированность отложений, преобладают горизонтально-слоистые, иногда слабо волнисто-слоистые текстуры. По своему строению толщи являются мезоциклитами, в низах которых развиты событийные циклиты, в кровле — периодиты, причем первые выражены значительно менее четко, чем вторые.

3. Обе толщи являются континентальными образованиями, причем верхние их части формировались в лимнических условиях. Вместе с тем различные климатические условия раннеюрского и раннетитонского времени и определяемая этим неодинаковая влажность обуславливают различный состав и фациальные условия осадконакопления, что, в свою очередь, выражается в разных структурно-текстурных характеристиках этих отложений.

4. Гумидный климат и интенсивное химическое выветривание в областях сноса определяют бедность минерального состава нижнеюрских отложений: в обломочной части развит практически один кварц, а среди глинистых минералов — каолинит. Высокая влажность вела к выщелачиванию и обусловила слабую карбонатность отложений. Нижнетитонские отложения аридной зоны, благодаря резко ослабленным процессам химического выветривания, отличаются полимиктовостью состава обломочной части, где наряду с кварцем, микроклином, кислыми плагио-

клазами, ортоклазом и слюдами, часты, особенно в нижней части, обломки гранитных пород и реже — гранитных пегматитов. Существенно повышена карбонатность, преобладают магнезиальные соединения, широко развиты гидроокислы железа, отмечаются гипс и целестин (особенно в нижней части). Глинистые минералы весьма разнообразны, причем основу их составляют минералы именно засушливых обстановок и щелочной геохимической среды — монтмориллонит, хлорит, смешанослойные. Различная интенсивность химического выветривания четко сказалась на разном содержании малых элементов (см. рис. 4). В ранней юре шло их активное выщелачивание, и содержание большинства из них в этих отложениях даже ниже, чем в коре выветривания. В нижнетитонских же отложениях выноса практически не было и содержания абсолютного большинства элементов (по частоте встречаемости, модальным и максимальным значениям) выше, чем в нижнеюрских. Наиболее резко эти различия у подвижных элементов, в том числе связанных с повышенной соленостью (Sr, B, Na). Интересно, что существенно отличаются содержания элементов, подвижных в восстановительной железовой среде и частично подвижных в сильнокислой (Mn, Fe, Co, Ni, Ti, Ga). Обилие растительности и болот в раннеюрское время способствовало созданию подобных обстановок, что и вело к выносу этих элементов. Напротив, сухость и повышенная соленость водоемов раннего титона, где существовали щелочные обстановки, в какой-то мере способствовали выносу элементов, подвижных в таких средах.

5. Обилие воды обусловило наличие в раннеюрское время различных водотоков, поэтому в основании нижнеюрской толщи развиты аллювиальные образования, где в ряде случаев при специальных и детальных исследованиях устанавливаются русловые фации, отложения прирусловых отmelей и пойменные отложения. В раннетитонское время, когда постоянные водотоки практически отсутствовали, а растительность из-за сухого климата была редкой и не укрепляла склоны, происходили многочисленные обвалы и осыпи и формировались преимущественно коллювиально-делювиальные и, возможно, пролювиальные отложения. В верхней части толщ, когда предшествующий рельеф, соответственно доюрский и дотитонский, был сглажен, в обоих случаях развиты лимнические фации. Раннеюрские озера быстро зарастали и превращались в болота, отложения которых представлены углистыми глинами с углефицированными остатками растительности, а иногда и прослойками углей (западнее изученных разрезов имеются и промышленно разрабатываемые угольные месторождения). Озера же второй половины раннего титона были солоновато-водными и здесь наряду с терригенным материалом отлагались карбонаты, прежде всего доломит, благодаря чему вместо углистых глин и углей отмечаются пласты глинистых доломитовых мергелей.

6. Различия в составе и условиях образования обусловили различия рассматриваемых отложений по цвету, структурным и текстурным характеристикам. Нижнеюрские отложения обычно белого и светло-серого цвета, пластами — из-за обилия углистого материала — темно-серые, почти черные. Нижнетитонские отложения преимущественно красноцветные, в верхней части пестроцветные — желтые, серые, иногда зеленовато-серые.

Своеобразно меняется окатанность обломков по разрезу: улучшается вверх по разрезу в нижнем титоне и остается постоянной или несколько снижается в нижней юре. Как отмечалось выше, раннеюрские озера из-за обильной прибрежной, а часто и водной растительности, были спокойными, окатывания в них обломочных зерен не происходило, сортировка материала, как правило, была средней. Озера второй половины раннего титона при отсутствии растительности характеризовались достаточно активной гидродинамикой, которая способствовала лучшей сортировке и окатанности обломочного материала. Это вело к появлению более «чистых», по сравнению с нижнеюрскими отложениями, разностей — гравелитов, песчаников, алевролитов (см. рис. 4). В то же время

большее разнообразие обстановок раннего титона, в частности, наличие не только водного переноса обломочного материала, обусловило и большее общее разнообразие пород, которые занимают почти все поля классификационного треугольника (см. рис. 1).

Существенно отличаются и текстуры отложений нижних частей циклитов. В нижнеюрских отложениях развиты линзовидные с выгнутым основанием и относительно плоской кровлей образования, достаточно часты волнисто- и косослоистые текстуры. Отложения нижней части титона характеризуются чрезвычайно слабо и нечетко выраженной слоистостью, связанной с отдельными этапами привноса обломочного материала.

Эти различия текстур, а также мощностей, характер границ, изменчивости свойств в разрезе циклитов и т. д. отражают различия в строении двух генетически разных событийных циклитов — аллювиально-русловых в первом и коллювиально-делювиальных и пролювиальных во втором, практически полностью обусловлены фациями, которые, в свою очередь, определяются климатом. В какой-то степени, но не так резко и не столь принципиально, различие строения циклитов-периодитов лимнических фаций тоже зависит от климата, так как мощности их в аридной зоне меньше, чем в гумидной, а количество соответственно больше, что связано, видимо, с большей контрастностью и более быстрыми изменениями обстановок.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А. А., Грабовская Л. И., Тихонова Н. В. Геохимия окружающей среды.— М.: Недра, 1976.— 248 с.
2. Каргодин Ю. Н. Седиментационная цикличность.— М.: Недра, 1980.— 242 с.
3. Кузнецов В. Г., Модяева Е. В., Черникова И. О. Литология и условия образования красноцветной толщи титона бассейна реки Подкумок // Труды Моск. ин-та нефтехимической и газовой пром-сти им. И. М. Губкина.— М., 1982.— Вып. 161.— С. 150—158.
4. Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза.— М.: Недра, 1972.— 288 с.
5. Пустовалов Л. В., Султанов А. Д. О распределении тяжелых минералов по типам пород продуктивной толщи Прикумской низменности // Докл. АН СССР.— 1946.— Т. 52, № 2.— С. 167—170.
6. Рухин Л. Б. Основы литологии.— 3-е изд.— Л.: Недра, 1969.— 704 с.
7. Cyclic and event stratification/Ed. G. Einsele, A. Seilacher.— Berlin: Springer-Verlag. W., 1982.— 536 p.
8. Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of Earth Crust // Bull. geol. Soc. Am.— 1961.— V. 72, N 2.— P. 175—192.

В. А. ВИГИНСКИЙ, В. И. ГРОМИН, Г. Ф. ДОРГАНОВ,  
А. А. ШИМАНСКИЙ

### ЦИКЛИЧНОСТЬ, ФОРМАЦИИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ (НА ПРИМЕРЕ КАЙНОЗОЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ)

Установление повторяемости структуры и вещества в геологических разрезах и соответствующей цикличности геологических процессов — важное достижение геологии. Большое значение данного факта состоит в том, что можно наметить один из путей прогноза геологического разреза на закрытых и не изученных бурением участках. Открываются также новые возможности в решении проблемы однозначного выделения слоевых ассоциаций типа геологических формаций.

В учении о геологических формациях центральное место занимают представления об уровнях организации вещества (или геологических тел): минеральном, горно-породном, формационном и др. Наибольшие успехи достигнуты в изучении структуры вещества на минеральном

уровне. В описании кристаллической решетки минерала, которое выполняется с позиций теории симметрии, главным является понятие элементарной ячейки. Закономерности строения вещества на остальных уровнях изучены хуже. Не останавливаясь на горно-породном уровне, рассмотрим кратко некоторые методологические вопросы исследования структуры вещества на формационном уровне. Отметим, кстати, что Ю. Н. Карогодин [13] предлагает данный уровень называть литмологическим (в его терминологии формациям соответствуют литмы). Мы не уверены полностью в целесообразности такой замены терминов, так как в отечественной литературе прочно закрепился термин «геологическая формация».

Среди различных слоевых ассоциаций наиболее закономерное строение имеют флишевые формации; в их описании может быть использована классическая теория симметрии [6]. Однако на примере даже флишевой формации отчетливо видны принципиальные различия в структурах минералов и геологических формаций. В частности, в минералах элементы кристаллической решетки (атомы, ионы) являются изометричными и чрезвычайно малы по сравнению с размерами минеральных зерен. В формациях аналогичные элементы, представленные слоями, линзами, неправильными телами, обычно не изометричны и достаточно велики в сравнении с размерами формационных тел. Имеются и другие существенные различия в структуре формаций и минералов [7]. Поэтому для эффективного поиска закономерностей строения тел формационного уровня, для выработки приемов однозначного выделения таких тел требуется особый методологический подход.

Формационное тело, как правило, имеет значительные размеры и создается природой в течение длительного времени, в связи с чем в исследовании такого объекта важное значение имеет изменение его свойств по осям координат (вертикальной, совпадающей с векторами силы тяжести, и латеральной), что, очевидно, не существенно для минерального уровня. Главную роль играют изменения по вертикальной оси, так как они фиксируют историю образования формации. На анализе указанных изменений базируются представления о конседиментационной цикличности [12—14], в которых большое внимание уделяется изучению перерывов и гранулометрии. В соответствии с этими представлениями геологическая формация может рассматриваться как тело, отвечающее определенному трансгрессивно-регрессивному циклу. Такой подход обеспечивает выделение формационного тела в достаточно отчетливых границах, отражающих дискретность событий в процессе осадконакопления.

Авторы попытались проанализировать с этих позиций осадочные толщи кайнозоя западной части Большого Кавказа и Предкавказья, с которыми связаны многие залежи углеводородов региона. Поэтому поиск закономерностей геологического строения региона с позиций цикличности имеет прикладное значение.

Наряду с изучением изменений свойств формаций по вертикальной оси авторы изучали их изменения и по латеральным осям, используя данные по корам выветривания, а также геоморфологические построения.

В основе исследований осадочных толщ кайнозоя рассматриваемого региона лежит анализ сводных разрезов Западно-Кубанского прогиба (совместно с Таманским), Восточно-Кубанской впадины, южного склона Северо-Западного Кавказа (Новороссийско-Лазаревский синклиниорий) и прикавказской части Скифской плиты (Ейско-Березанский район). Сводные разрезы составлялись как по литературным данным, так и путем обобщения материалов бурения по соответствующим площадям [3] (рис. 1). Для Скифской плиты в качестве типичного был принят сводный разрез кайнозойских отложений Ейско-Березанского района [26].

Анализ строения названных разрезов показал высокую степень их коррелируемости в литологическом отношении (несмотря на некоторые фациальные изменения), а также циклический характер структуры кай-

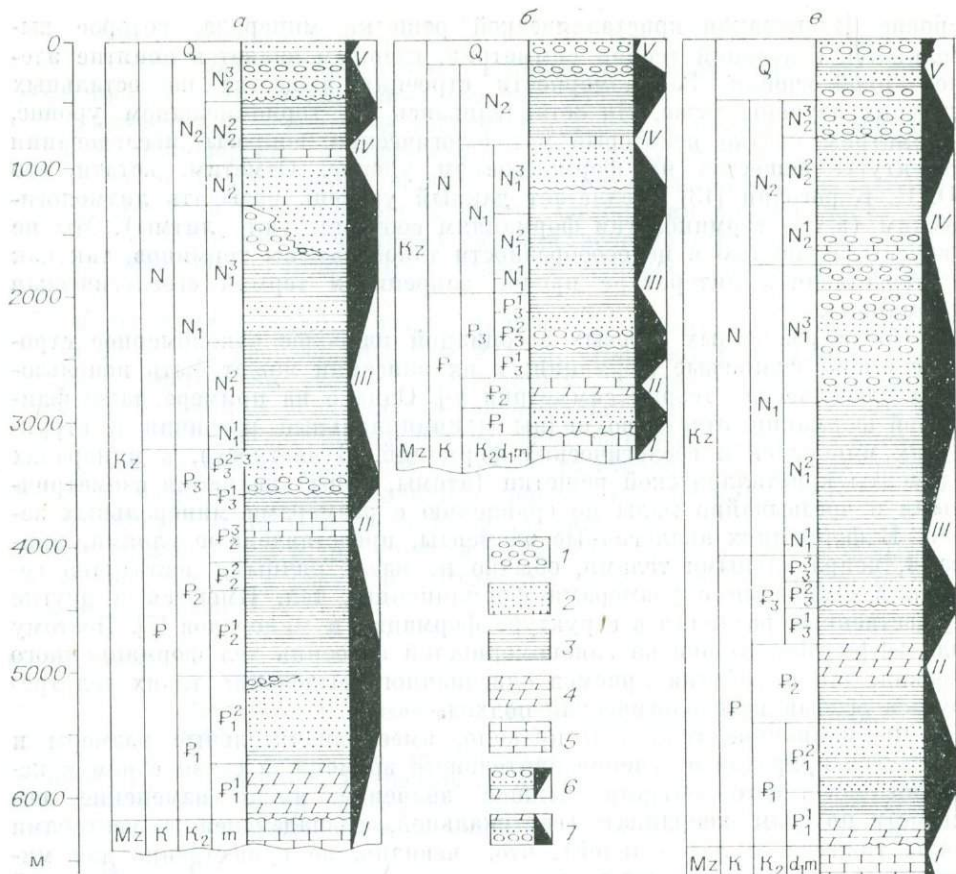


Рис. 1. Сводные разрезы кайнозоя южных бортов Западно-Кубанского прогиба (а), Восточно-Кубанской впадины (б) и южного склона Северо-Западного Кавказа (в). 1 — конгломераты, галечники; 2 — песчаники, алевролиты, пески, алевроиты; 3 — глины, известковистые глины; 4 — мергели; 5 — известняки; 6 — увеличение крупности осадков в разрезе снизу вверх; 7 — уменьшение крупности осадков в разрезе снизу вверх. Римскими цифрами обозначены порядковые номера выделенных в разрезах циклитов.

позойских осадочных комплексов, проявившийся в устойчивом чередовании литологически однородных пачек. Выявленные циклиты характеризуются, как правило, прогрессивно-регрессивным строением и хорошо сопоставляются с «осадочными сериями» в понимании В. П. Казаринова [11]. Отделяются они друг от друга региональными перерывами, фиксирующимися корами выветривания, развивавшимися в континентальных условиях и одновременно сплывшимися в существовавшие морские бассейны.

В рассмотренных разрезах авторами выделены [2, 4] палеоцен-эоценовый, олигоцен-верхнемиоценовый (сарматский), верхнемиоцен (меотис)-среднеплиоценовый и верхнеплиоцен-среднеплейстоценовый циклически повторяющиеся друг друга седиментационные комплексы (осадочные серии, циклиты). Эти комплексы, начинаясь грубозернистыми базальными горизонтами (конгломератосаммитовые фации), как правило, с размывом залегающими на нижележащих породах, вверх по разрезу характеризуются постепенным утонением состава слагающего их осадочного материала (через глинистые к глинисто-карбонатным), которое затем сменяется некоторым увеличением размеров зерен в породах, венчающих разрез циклитов. Верхняя, регрессивная, часть их нередко значительно редуцирована и либо полностью замещается в областях с интенсивным размывом (прикавказские и приставропольские разрезы), либо совмещается с корами выветривания.

Строение выделенных комплексов, по-видимому, обусловлено развитием процессов рельефообразования в области денудации, являющейся источником сноса для рассматриваемых осадочных бассейнов [14]. Такими источниками в течение всего кайнозоя были: для северных областей региона (Ейско-Березанский район) — Русская платформа, а для южных — Кавказская суша. Это доказывается как анализом латерального распределения терригенных минералов кайнозойского комплекса, так и установлением ряда корреляционных связей между минеральными образованиями в терригенных комплексах рассматриваемых осадочных бассейнов и их источниками в областях сноса [8, 18, 19].

Грубообломочные части циклитов (конгломератопсаммитовые) формировались в результате быстрого и обильного выноса кластического материала с окружающих массивов суши (в основном с Кавказа), что, по-видимому, было связано с воздыманием рельефа, а следовательно, и с активизацией его расчленения. Более тонкозернистые осадки, составляющие рассматриваемые циклиты, вероятно, накапливались в условиях уменьшения количества поступающего материала, что могло быть обусловлено стабилизацией рельефа в пределах Восточно-Европейского и Кавказского сухопутных массивов и формированием полигенетических поверхностей выравнивания. Последнее подтвердили данные проведенного структурно-геоморфологического анализа и наличие в разрезах рассматриваемых областей аккумуляции ряда кор выветривания.

Так, при изучении геоморфологического строения исследуемого региона, в основу которого была положена методика Н. П. Костенко [15], в рамках западной части Кавказа установлены [3] пять регионально развитых ступеней рельефа, приподнятых над формирующимся уровнем нижних террас рек бассейна Кубани (рис. 2). Количество ступеней с востока на запад в пределах региона уменьшается до трех, что свидетельствует об омоложении рельефа Большого Кавказа в сторону его западной периклинали. Результаты проведенного исследования совпадают с данными Н. А. Лебедевой [16] и др.

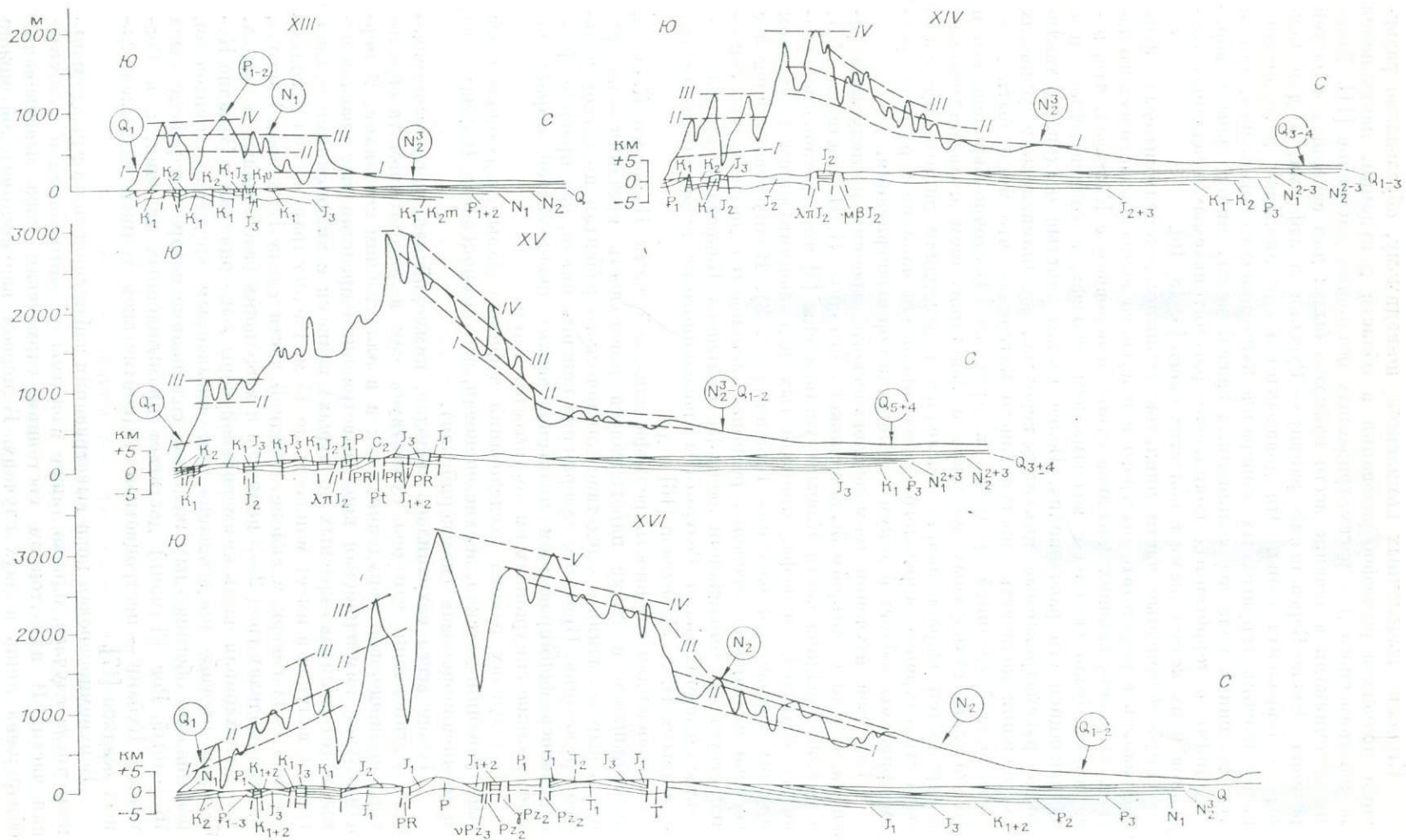
Выявленная этажность рельефа западной части Большого Кавказа, выразившаяся в смене парагенезисов поверхность врезания — поверхность выравнивания, — следствие циклического развития процессов рельефообразования. При этом завершение каждого цикла, как правило, фиксировалось формированием полигенетических поверхностей выравнивания, а также синхронных им кор выветривания.

В пределах района исследований зафиксированы следующие коры выветривания: датская, верхнеэоценовая, верхнемiocеновая (сарматская) и среднеплиоценовая (киммерийская).

Лучше всего сохранилась молодая, киммерийская, кора выветривания. Установлено, что она существует как в автохтонном (в области среднеплиоценовой денудации), так и в аллохтонном состоянии. В первом случае киммерийская кора выветривания представлена красноцветными (от малиново-красных до бурых) глинами с включениями гальки, гравия, валунов и имеет мощность до 15 м. Распространена она довольно широко — на северном склоне западной части свода Большого Кавказа, на водоразделах гряд 2—3 порядков и небольших разобценных останцах.

Аллохтонная часть киммерийской коры выветривания в Западно-Кубанском прогибе представлена так называемым «рудным» горизонтом, регионально обогащенным железом, содержание которого в районе мыса Железный Рог (Тамань) достигает промышленных величин, а в Восточной Кубани — пестроцветной надпонтической толщей континентальных осадков [17].

Верхнемiocеновая кора выветривания зафиксирована в гораздо меньшем числе случаев, однако также известны ее автохтонная и аллохтонная части. В автохтонном состоянии сарматская кора выветривания обнаружена лишь в двух случаях. В первом верхнесарматской можно считать, по-видимому, кору выветривания, обнаруженную Е. Е. Милановским и Н. В. Куроновским на одном из отрогов Эльбруса под верхнепли-



оценовыми лавами. Формировалась эта кора в днище широкой корытообразной долины, врезанной в окружающий ее рельеф примерно на 800 м.

Другим примером автохтонного залегания верхнемиоценовой коры выветривания может служить так называемая армавирская свита Восточной Кубани, сложенная фациально невыдержанным комплексом пестроцветных пород, с размывом налегающих на морские отложения верхнего сармата [17].

В описываемом регионе известна переотложенная часть рассматриваемой коры выветривания. Так, в четырех километрах юго-восточнее г. Горячий Ключ в балке Соленой в обнажающихся прибрежно-морских песчаниках меотиса Л. И. Турбинным обнаружены ходы роющих организмов, выполненные глинистым материалом бурой окраски, вероятно, переотложенной корой выветривания. Кавказское происхождение описанных пород устанавливается достаточно определенно по обнаруженным в песчанике слабоокатанным зернам киновари. В качестве наиболее вероятного источника киновари выделено рудопроявление Хребтовое, расположенное в привершинной части горы Хребтовой.

Об этом же свидетельствует повышенное содержание каолинита в глинах меотиса, достигающее порообразующего значения на площадях бурения Троицкой и Новотроицкой. Связь с областью денудации в данном случае устанавливается также достаточно определенно. Упомянутые площади находятся в пределах руслового тела меотической Палеокубани [23], транспортировавшей обломочный материал с Кавказа на значительные расстояния на запад.

Верхнеэоценовая кора выветривания представлена только аллохтонной частью. Фиксируется она в значительном окремнении известняков белоглинской свиты (нерастворимый остаток в соляно-кислой вытяжке составляет 10—30% [4]), указывающем на развитие в области сноса условий значительного выравнивания, способствующих выносу труднорастворимой кремнекислоты. На южном склоне западной части Большого Кавказа (в Абхазской зоне) в белоглинское время отлагались пестроцветные известковистые глинистые илы.

Кавказское происхождение описываемых осадков устанавливается по наличию грубообломочных накоплений, которые возникали за счет палеорек, стекавших с Кавказской суши [18]. Это подтверждают и результаты анализа возможных областей питания осадками Предкавказского позднеэоценового морского бассейна [8, 18, 19].

Древнейшей среди рассматриваемых кор выветривания описываемого региона является верхнемеловая. Важная особенность ее пространственного распределения в отличие от верхнеэоценовой — наличие автохтонной и аллохтонной частей.

В первичном залегании верхнемеловая кора выветривания известна в Восточной Кубани и на Адыгейском поднятии, где на разных горизонтах верхнего, а местами и нижнего мела с размывом залегают нижние горизонты палеогена (эоцена — палеоцена). При этом нередко отмечается характерное строение верхнего доперерывного метра меловых осадков, отличающихся комковатым строением и наличием ризолитов [9]. Весьма интересны фациальные изменения, происходившие в меридиональном направлении (с севера на юг) в перерывное время. Так, по материалам бурения морские обстановки севернее Адыгейского выступа в пределах последнего через прибрежные обстановки (Тульская площадь) сменялись континентальными условиями. При дальнейшем движении к югу (в сторону Кавказа) стратиграфический интервал перерыва возрастает, и в районе Ширванской площади [5] уже отмечается полное выпадение из разреза всего верхнего мела и палеоцена (эоцен налегает на альб).

Рис. 2. Поперечные геолого-геоморфологические профили через западную часть Большого Кавказа.

Римскими цифрами обозначены региональные высотные уровни рельефа. Индексы в кружках — возраст поверхности выравнивания.

Вместе с тем здесь, по-видимому, уже существовала речная сеть, о чем свидетельствует обнаружение [5] эрозионного вреза в пределах Ширванской площади.

Вышеизложенное, а также факт полного отсутствия датского яруса и частичного размытия нижележащих горизонтов в Западной Кубани и на Минераловодском выступе убеждают в существовании неразрывной связи описанной погребенной позднемеловой коры выветривания с Кавказской сушей, в пределах которой эта кора не сохранилась.

Приведенные выше данные позволяют оценить возраст ряда упомянутых ступеней. Непосредственное залегание на водораздельных грядках 2—3 порядков, образующих второй (снизу) регионально развитый уровень панафии, среднеплиоценовой коры выветривания дает право относить формирование последнего к ранне-среднеплиоценовому времени.

Аналогичным путем, но по более фрагментарным данным [3, 21] формирование третьей ступени относится к среднемиоценовому времени, а четвертой — к эоценовому. Уровень останцов, образующих пятую ступень, сформировался предположительно в предпалеоценовое время.

Синхронно с кавказскими поверхностями выравнивания происходило образование подобных поверхностей и на севере — в пределах Донбасса и Русской платформы [20, 22].

Исходя из изложенного, авторы считают возможной корреляцию выделенных седиментационных комплексов (циклитов), отражающих основные этапы осадкообразования в кайнозое, с развитием процессов формирования рельефа в окружающих область исследований массива суши. Осадочные комплексы ставятся в соответствие с крупными циклами геоморфогенеза: палеоцен-эоценовым, олигоцен-позднемиоценовым (домеотическим), позднемиоцен-среднеплиоценовым и позднеплиоцен-среднеплейстоценовым. Циклы, начинаясь эпохами расчленения рельефа, завершались выравниванием его, в результате чего формировались регионально развитые коры выветривания. Наличие последних, а также парагенетически с ними связанных региональных размытов (к центриклинальным частям прогибов, нередко, выклинивающихся), фиксирующее разрыв непрерывности в изменении литологии осадочных толщ в рассмотренных разрезах кайнозоя позволяет более или менее четко ограничить выделенные циклиты. Вместе с тем рассмотренные процессы их формирования, связанные с рельефообразованием в прилегающих областях денудации, способствуют выяснению тектонической природы цикличности, тем более, что сопоставление ее с эпохами активизации вулканизма на Кавказе [21] проиллюстрировало высокую степень корреляции периодов активизации рельефообразования и седиментогенеза, с одной стороны, и этапов магматической активизации — с другой.

Важной особенностью циклитов (осадочных серий — по В. П. Казаринову, литмитов — по Ю. Н. Карогадину) является их сопоставимость с выделенными ранее в пределах региона [9, 10, 17] формациями. Так, флишевые формации Западной Кубани и южного склона Северо-Западного Кавказа (терригенный флиш в палеоцене и карбонатный — в эоцене), а также платформенный комплекс формаций (глинисто-псаммитовой в палеоцене и карбонатной — в эоцене) Восточной Кубани практически однозначно сопоставляются с палеоцен-эоценовым циклитом; нижнемолассовая формация — с олигоцен-сарматским циклитом, а верхнемолассовая — с меотис-киммерийским и плиоцен-плейстоценовым циклитами.

Подобная сопоставимость позволяет сделать вывод о возможности алгоритмизации выделения формационных комплексов, унифицировав их в рамках единых циклитов, независимо от вариаций этих комплексов по латерали. Таким образом, абстрагируясь от изменений по латеральной оси, можно наиболее полно изучить вариации свойств осадочных пород по вертикальной (совпадающей с вектором силы тяжести) оси координат, что особенно важно как при корреляции известных разрезов, так и в прогностическом плане.

Важную информацию авторы получили при изучении внутренней структуры выделенных формаций. Анализ несогласий в разрезах кайнозой Западного Предкавказья позволил выделить десять перерывов, пять из которых (описаны выше) носят региональный характер и частично фиксируются, о чем уже упоминалось, корами выветривания, остальные являются, по-видимому, внутриформационными и локальными: 1 — между мелом и палеоценом (региональный); 2 — между свитой Горячего Ключа и Ильской (Абазинской или Коноковской свитами) в верхнем палеоцене (локальный); 3 — между Хадыженской (на востоке Черкесской) свитой среднего эоцена и Крестинским горизонтом верхнего эоцена (локальный); 4 — между эоценом и олигоценом (региональный); 5 — между средним и верхним олигоценом (локальный); 6 — между нижним и средним миоценом (локальный); 7 — между сарматским и меотическим ярусами верхнего миоцена (региональный); 8 — между средним и верхним плиоценом (региональный); 9 — между верхним плиоценом и плейстоценом (локальный); 10 — между средним и верхним плейстоценом (региональный).

Межперерывные толщи, как правило, характеризуются про-рециклическим строением, вписываясь в отмеченную выше общую тенденцию изменения крупности материала (литологии) между упомянутыми региональными перерывами. Вместе с тем нередко наблюдается редуцирование какой-либо из частей данных циклитов (прогрессивной или регрессивной) в зависимости от локальных изменений условий осадконакопления в описываемом регионе.

Интересно, что отмеченные выше перерывы развиты, видимо, в пределах всего Кавказа и в целом сопоставляются с фазами Штилле [25], за исключением перерывов в верхнем палеоцене и между верхним и средним олигоценом.

Анализ соотношения выделенных выше формаций с составляющими их более дробными циклически построенными осадочными толщами (сопоставляющимися с регоциклитами Ю. Н. Карогодина) позволил выявить интересные закономерности.

1. Как правило, формации образованы тремя регоциклитами. Длительность накопления формаций примерно 30 млн лет ( $P_1 - P_2 = 27$  млн лет;  $P_3 - N_1^3s = 26-28$  млн лет); составляющих их регоциклитов — 7—10 млн лет ( $P_1^1 = 9-10$  млн лет;  $P_1^2 - P_2^2 = 9-10$  млн лет;  $P_2^3 = 7$  млн лет;  $P_3^1 - P_3^2 = 9-10$  млн лет;  $P_3^3 - N_1 = 9-10$  млн лет;  $N_1^2 - N_1^3s = 9$  млн лет), а длительность меотис-киммерийского регоциклита ( $N_1^3m - N_2^2$ ) 8 млн лет.

2. По-видимому, формации отражают крупную этапность тектонического развития рассматриваемого региона. Палеоцен-эоценовый цикл осадконакопления соответствует вступительной фазе орогенеза, олигоцен-сарматский — раннеорогенному, а послесарматский (послеаттический) — позднеорогенному этапам развития Кавказа [3, 21].

3. Регоциклиты, вероятно, также имеют тектоническую природу и связаны с тектоническими движениями локального характера, затрагивавшими отдельные участки исследованного региона (кроме меотис-киммерийского регоциклита общекавказского значения, возможно, отражающего усиление темпа тектонических процессов, связанное с вступлением региона в новейший, позднеорогенный, этап развития).

Указанные закономерности можно распространить, как представляется авторам, на весь пояс молодых платформ юга СССР и окаймляющих их горных сооружений. На возможность такой экстраполяции указывает хорошая прослеживаемость перечисленных выше перерывов на всем протяжении от Констдага до Балкан и Карпат [25]. Последнее позволяет осуществлять широкие корреляции в пределах всего этого региона и, вероятно, в рамках СССР. Тем более, что вопрос об установлении подобных корреляций назрел и ставится многими авторами [24].

Выявленная цикличность в строении осадочных толщ (по-видимому, обусловленная тектоническими причинами) определяет вариации размещения в разрезе залежей углеводородов, которые приурочены преимущественно к грубозернистым осадочным комплексам выделенных форм. Таким образом, проявляется важная роль эпох тектонических активизаций как одного из главных условий накопления мощных коллекторских горизонтов. Интересно также отметить значение подобных эпох как одного из факторов, определивших локализацию залежей углеводородов. Так, с наступлением орогенного, а затем позднеорогенного (новейшего) этапов сформировались ловушки неантиклинального типа: шнуровые залежи майкопа, русловые тела IV промышленного горизонта неотиса [23]. Вместе с тем накопление мощной толщи пластичных глин, фиксирующих наступление орогенного этапа, способствовало формированию (в более поздние эпохи) значительного количества локальных антиклинальных структур, ставших впоследствии ловушками углеводородов. Отмеченная выше возможность экстраполяции выявленных закономерностей строения осадочных толщ описанного региона позволяет прогнозировать нефтегазоносность соответствующих комплексов в пределах всей области Восточного Паратетиса, характеризовавшегося, по-видимому, сходными условиями формирования залежей нефти и газа.

Таким образом, проведенный авторами анализ изменений структурно-вещественных характеристик кайнозойских толщ в разрезе и по латерали выявил достаточно определенную цикличность строения данных отложений и обусловивших ее геологических процессов. Выделенные циклиты отделяются друг от друга региональными перерывами, фиксирующимися корами выветривания. Указанные слоевые ассоциации соответствуют крупным циклам формирования рельефа, а также этапам магматической активизации. Сравнение этих циклитов с геологическими формациями, выделенными на Кавказе другими исследователями, показывает их хорошую сопоставимость. Поэтому целесообразно при решении проблемы однозначного проведения формационных границ использовать представления о цикличности, позволяющие также выявлять закономерности внутреннего строения формаций. Эти закономерности определяют, в частности, распределение внутри формаций залежей углеводородов, связанных со структурными и неструктурными ловушками.

В целом особенности образования циклитов, в том числе геологических формаций, обусловлены тектоническим режимом, проявившимся в кайнозое в изученном регионе в виде нескольких этапов орогенеза.

Отмеченные закономерности строения кайнозойских толщ западной части Большого Кавказа и Предкавказья, по-видимому, могут быть распространены на более обширный регион, например, на весь юг европейской части СССР.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Европейская и Среднеазиатская части.— М.: Геолразведиздат, 1932.— 425 с.
2. Вигинский В. А. Эпохи тектонической активизации и распределение углеводородов в отложениях Кубанской нефтегазоносной области // Разведка, бурение и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений.— Краснодар, 1982.— С. 5—7.
3. Вигинский В. А. Осадконакопление и основные этапы структурообразования в пределах западной периклинали Кавказа в кайнозое // Геология океанов и морей: Тез. докл. 6 Всесоюзной школы морской геологии.— М.: ИО АН СССР, 1984.— Т. 1.— С. 182—183.
4. Вигинский В. А., Громин В. И., Дорганов Г. Ф., Шиманский А. А. Структура и условия образования кайнозойских осадочных формаций западной части Большого Кавказа, прилегающих районов Предкавказья и шельфовой зоны Черного моря // Формации осадочных бассейнов: Тез. докл. V Всесоюзного семинара.— М.: ИО АН СССР, 1985.— С. 421—422.
5. Горлов С. И., Шиманский А. А., Дьяконов А. И. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа в Восточной Кубани // Геологический сборник.— Л.: Недра, 1964.— С. 56—70.

6. Громин В. И. О структуре флишевой формации Южного Урала // Геология и геофизика.— 1974.— № 6.— С. 122—126.
7. Громин В. И., Боровиков А. М. О выделении геологических формаций // Структура геологических формаций.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.— С. 37—41.
8. Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья.— Л.: Гостоптехиздат, 1961.— 376 с.
9. Гроссгейм В. А. Палеоген Северо-Западного Кавказа // Геологический сборник.— М.: Гостоптехиздат, 1960.— С. 3—190.
10. Жабрев И. П., Митин Н. Е. Молассовые формации Азово-Кубанской впадины // Фауна, стратиграфия и литология мезозойских и кайнозойских отложений Краснодарского края.— М.: Недра, 1965.— С. 482—492.
11. Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири.— М.: Гостоптехиздат, 1958.— 322 с.
12. Карогодин Ю. Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность.— М.: Недра, 1974.— 177 с.
13. Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность.— М.: Недра, 1980.— 242 с.
14. Карогодин Ю. Н., Малащенко Г. Н., Саидходжаев Ш. Г. Цикличность и нефтегазоносность палеогена Северного Таджикистана.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 216 с.
15. Костенко Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе.— М.: Недра, 1972.— 320 с.
16. Лебедева Н. А. Ступенчатый рельеф Северо-Западного Кавказа // Вопросы географии.— М.: Географгиз, 1954.— Вып. 36.— С. 207—214.
17. Лебедева Н. А. Континентальные антропогенные отложения Азово-Кубанского прогиба и соотношение их с морскими толщами.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 105 с.
18. Малышек В. Т. Типоморфные особенности осадков палеогена Западной Кубани и значение их для корреляции и палеогеографии // Геология и разработка нефтяных месторождений.— М.: Гостоптехиздат, 1959.— С. 50—53.
19. Малышек В. Т. Терригенные и аутигенные минералы неогена Кубани и их значение в палеогеографии // Геологический сборник.— М.: Гостоптехиздат, 1962.— С. 207—212.
20. Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран.— М.: Наука, 1965.— 390 с.
21. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа.— М.: Недра, 1968.— 481 с.
22. Милленко А. В. Обоснование общей схемы геоморфологических уровней Донбаса // Геол. журн.— 1983.— Т. 43, № 1.— С. 105—115.
23. Митин С. Н., Вигинский В. А. Дельты и авандельты миоценовых рек северного склона Северо-Западного Кавказа — новое направление нефтегазопоисковых работ в Азово-Кубанском НГБ // Всесоюзная конференция молодых ученых и специалистов «Проблемы комплексного освоения нефтяных и газовых месторождений».— М., 1984.— С. 4.
24. Трофимук А. А., Карогодин Ю. П. О соотношении биологической этапности и седиментационной цикличности // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1985.— № 2.— С. 128—131.
25. Цагарели А. Л. Фазы складчатости альпийского цикла на Кавказе // Тектоника. Геология альпид «тетисного» происхождения.— М.: Наука, 1980.— С. 187—192.
26. Шарданов А. Н., Воскресенский И. А., Никифоров Б. М. Литофациальная характеристика и условия осадконакопления в мезо-кайнозое Ейско-Березанского района Скифской платформы // Геологический сборник.— М.: Гостоптехиздат, 1960.— С. 120—142.

С. П. МАКСИМОВ, Г. А. КАЛЕДА, В. Д. ИЛЬИН

## СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ (РИТМИЧНОСТЬ)

### И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ

### ГЕОЛОГИИ НЕФТИ И ГАЗА

### (СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ)

Седиментационная цикличность и цикличность накопления и преобразования органического вещества — одна из важнейших и сложнейших проблем нефтегазовой геологии. В решении ее намечается несколько аспектов: 1) связь изменения состава и концентрации органического вещества (нефтей, газов, битумов и т. д.) с различными тектоноседиментационными мегациклами (каледонским, герцинским и т. д.) и их отдельными фазами; 2) распределение залежей и запасов углеводородов

в отложениях сложных седиментационных циклов\*; 3) размещение морфогенетических типов ловушек в циклах и ритмах разного порядка; 4) концентрация запасов углеводородов внутри малых седиментационных ритмов. При оценке потенциальных ресурсов крупных регионов и планеты в целом геолога-нефтяника интересует строение крупных мегациклов, при разведке и подсчете запасов — строение малых ритмов, стратиграфические и пространственные соотношения между их элементами.

В результате работ многих поколений геологов установлено существование крупных тектоноседиментационных мегациклов: байкальского, каледонского, герцинского, киммерийского (тихоокеанского) и альпийского. В настоящее время в фанерозое отчетливо выделяются два супермегацикла, или цикла I порядка: палеозойский и мезо-кайнозойский [22, 13]. Уже Н. С. Шатский обратил внимание на незавершенность каледонского мегацикла\*\*, бесспорна незавершенность и киммерийского (или тихоокеанского), который прекрасно выделяется на востоке Евразии, но признается не всеми геологами Старого Света.

Каждый мегацикл, или цикл II порядка, подразделяется, по мнению одних авторов, на фазы, по мнению других — на циклы, этапы, периоды, ритмы разных порядков. Эти этапы, фазы, циклы, составляющие мегациклы, хорошо сопоставляются между собой, что нашло свое отражение в работах Бертрана, Г. Штилле, С. Н. Бубнова, С. В. Тихомирова и др. В последние годы в научный оборот введено понятие «синфазная стратиграфия» [Малиновский, 1982].

В каждом мегацикле С. Н. Бубнов выделял шесть фаз: 1-я трансгрессия, 2-я трансгрессия, инвазия (самое глубокое погружение), дифференциация, регрессия и эмерсия (подъем и наращивание материков). Он подчеркивал, что «от цикла к циклу наблюдается возвращение к одному и тем же фазам со сходным развитием палеогеографических условий, фаций и полезных ископаемых» [2, с. 214]. Другие авторы [3—6, 9, 11, 12, 17—19, 21 и др.] пользуются несколько иной терминологией и неодинаковыми принципами выделения циклов и фаз и т. д. В настоящей работе авторы принимают терминологию фаз С. Н. Бубнова, а супер- и мегациклы подразделяют на циклы разных порядков, согласно схеме С. В. Тихомирова с незначительными ее изменениями. Сходство между циклами не является равенством. Строение мегациклов зависит от времени их появления в истории Земли, а меньших циклов — от положения в более крупных, от общего направленного хода тектонического развития Земли и эволюции осадконакопления. С работ В. И. Вернадского признано, что сама современная атмосфера с ее свободным кислородом является биогенной. Биогенный процесс в значительной степени предопределил резкое сокращение доломитообразования в мезо-кайнозое по сравнению с палеозоем и докембрием; развитие кремневых организмов привело к отрыву в мезозое осадочного кремненакопления от спилитокератофировых формаций, пространственные тесные связи между которыми четко просматриваются в палеозое и докембрии.

Установлено, что с границами крупных тектоноседиментационных циклов, с эпохами усиления и ослабления вулканизма во времени связаны изменения форм органической жизни. Интенсивность накопления карбонатных пород, суммарного количества органического вещества, как показал А. Б. Ронов [20], довольно четко приурочена к эпохам интенсивной вулканической деятельности, однако сам закон А. Б. Ронина нельзя принять без некоторых оговорок и дополнений.

Различие нефтей разных циклов может быть обусловлено как вторичными процессами, так и первичными причинами — химическим со-

\* Здесь и далее под циклом авторы понимают не только процесс, но и его вещественное выражение — циклит. (Ред.)

\*\* Термином «мегацикл» Н. С. Шатский, как и С. Н. Бубнов, не пользовался. Этому понятию у них соответствовали тектоническая эпоха, эра, этап и т. д.

ставом исходной органики, особенностями среды накопления и захоронения ОВ. Эти вопросы были достаточно подробно рассмотрены в серии работ С. П. Максимова с сотрудниками [10, 11], которые, не отрицая влияния вторичных процессов на изменение органического вещества в процессах нефтеобразования, отмечают, что изменение состава нефтей по разрезу predetermined прежде всего изменением исходного органического вещества, обусловленным общим ходом эволюции биосферы. Эти представления хорошо увязываются с работами тех ученых, которые считают, что биохимическая эволюция предвдваряет морфологическую и что морфологическим изменениям предшествуют изменения на молекулярном биохимическом уровне.

Мы не будем подробно останавливаться на этих вопросах, отметим лишь, что содержание азотистых (в основном белковых) веществ с бактериями достигает 17%, в перидериевом планктоне — 40%, диатомовом — 53%, рачковом — 72%, в зообентосе — 72—84%, т. е. отмечаются пятикратные колебания [29]. Содержания липитов в разных группах организмов различаются более чем в 100 раз.

При таком положении различие в составе исходного для нефтей, газов, битумов органического вещества в ходе эволюции Земли неизбежно.

Катагенетические изменения нефтей по самой своей природе локальны, седиментационно обусловленные — глобальны.

Первый вендский мегацикл нефтеобразования совпадает с появлением многоклеточных форм — это, может быть, самый принципиальный скачок в эволюции жизни после ее зарождения. Раннепалеозойский (каледонский) знаменует бурное развитие беспозвоночных животных и водорослей. К этому периоду, по-видимому, приурочено глобальное распространение сульфатредуцирующих бактерий — события первостепенной важности для всего круговорота вещества на Земле. В конце каледонского мегацикла произошло первое в истории фанерозоя великое вымирание организмов — исчезают граптолиты, которые были характерными и массовыми формами каледонских (во всяком случае средне- и позднекаледонских) морей. Практически полное вымирание столь распространенных форм планктона, которые, по мнению многих исследователей, были основными поставщиками ОВ в осадок, не могло не сказаться на всем биоценозе каледонских морей и, бесспорно, отражает какие-то общие планетарные биогеохимические процессы. Ясно, что для планетарной биогеохимии изменение состава планктона — явление более существенное, чем вымирание динозавров в конце мезозоя. Следует обратить внимание на одну особенность каледонского мегацикла — резко повышенное в осадках, а следовательно, в морских водах содержание ванадия.

В каледонских нефтях, судя по немногочисленным анализам, самые высокие отношения  $V/N_1$  порфиринов.

Каледонский цикл завершился иверсией — разрастанием поднятия континентальных блоков, что привело к накоплению формации «олд рэд» в разных частях земного шара.

В девоне, в конце каледонского — начале герцинского мегацикла, начался массовый выход жизни на сушу — развитие специфической псилофитовой флоры. Существенное изменение претерпевает и морская фауна. С койвенского времени отмечается широкая герцинская трансгрессия морей, прогибание геосинклиналей. На девон приходится самый значительный за всю историю фанерозоя пароксизм вулканизма. Он охватил геосинклинали и проявился на платформах, в авлакогенах и грабенах. Следовательно, это был период интенсивного поступления из недр в атмосферу и гидросферу  $CO_2$  и других соединений, что, по-видимому, благоприятствовало расцвету синезеленых водорослей.

Раннегерцинский этап закончился в турне кратковременными регионально-локальными поднятиями, а следующий начался дифференцированными прогибаниями, что привело к возникновению множества впадин разного масштаба и генезиса. В условиях гумидного климата это благоприятствовало заболачиванию территорий и интенсивному развитию

растительности — наступило время расцвета плауновых, папоротниковых, членисто-стебельных.

Широкое развитие растительности на суше не могло не отразиться на изменении процессов выветривания — по-видимому, именно с этого началось интенсивное каолинитообразование. Неизбежным следствием этих процессов должно быть изменение геохимии жизни в морях и океанах. Напомним, что в современных морях и океанах влияние континентальной органики сказывается на расстоянии более 1000 км от берега [29]. Центрами накопления сингенетического органического вещества (гумусового и сапропелевого) в карбоне стали дельты, так как в девоне ими были морские доманикоидные отложения.

Конец перми ознаменован завершением герцинского тектогенеза, мощным гондванским оледенением, регрессией, аридизацией климата и небывалым в истории соленакоплением. Все это, а также, по-видимому, недостаток  $\text{CO}_2$  в атмосфере и гидросфере в связи с ослаблением вулканизма и захоронением перед этим огромных масс углерода в осадках в виде карбонатных пород, углей и углеводородов, несомненно, привело к изменению экологической обстановки на суше и в морях. Имеются довольно многочисленные, правда, косвенные, данные, позволяющие предполагать, что на границе палеозоя и мезозоя произошла некоторая перестройка химического состава морских вод. В это время исчезают древовидные папоротники, плауны, членисто-стебельные (сохраняются карликовые либо эндемичные формы); получают распространение хвойные, беннетитовые, гинкговые. На границе палеозоя и мезозоя, т. е. на рубеже двух тектоноседиментационных супермегациклов, произошло катастрофическое вымирание флоры и фауны. Это была самая крупная биологическая катастрофа за всю историю Земли.

По интенсивности юрский вулканизм уступает лишь девонскому и коррелируется с накоплением черноцветных толщ в геосинклиналях и на платформах и широким развитием карбонатных комплексов.

В конце мела и в палеогене начинают доминировать диатомовые.

На границе мезозоя и кайнозоя появилась травяная растительность, возникли степные пространства. Расцвет диатомовых и возникновение степей — важные биогеохимические события в истории Земли. Следует напомнить, что с палеоценом — эоценом связана вспышка угленакпления, которая может быть сопоставлена, видимо, только с карбоневой, хотя и менее предположительно по времени. Относительно ее несколько запаздывает вспышка накопления горючих сланцев.

Эволюция, этапность развития жизни на Земле, цикличность эвстатических колебаний, вулканизма, тектонических движений и т. д. — все отражается в седиментационной цикличности разных порядков и в участвующих в ней продуктах жизнедеятельности организмов. Вот почему удается улавливать в пределах циклов и особенно мегациклов нефтеобразования общие черты состава нефтей.

Нефти различных мегациклов неодинаковы по целому ряду параметров: химическому составу, содержанию порфиринов, серы, изотопному составу серы, углерода и водорода. Углеводородный состав нефтей характеризуется следующими особенностями: ранне-позднепалеозойские нефти состоят преимущественно из парафиновых углеводородов, мезозойские — из парафиноароматических, кайнозойские — из нафтеноароматических. В нефтях разных мегациклов отмечаются различные содержания и соотношения ванадий-никель-порфириновых комплексов, установлены различие стеранов и тритерпанов («биологических меток»), содержащихся в нефтях мегациклов, неодинаковое содержание серы в нефтях отдельных мегациклов фанерозоя. Для изотопного состава серы характерно ступенчатое изменение по стратиграфическому разрезу. В начале каждого мегацикла находятся нефти, обогащенные тяжелой серой, а в конце — обедненные ею. «В общих чертах можно говорить об относительном обогащении легкой серой нефтей от более древних к более молодым мегациклам... Близкие по характеру, но менее яркие измене-

ния и в изотопном составе водорода нефтей. В отношении изотопного состава углерода также можно говорить о ступенчатом характере его изменения, однако в данном случае вверх по разрезу наблюдается тенденция к обогащению нефтей тяжелым изотопом углерода» [10, с. 14—15].

Интенсивность генерации органического вещества на суше и в морях и процентное содержание его в осадке — явления принципиально различного порядка, контролируемые совершенно разными механизмами. Хотя, конечно, чтобы захорониться в осадок, вещество должно быть предварительно создано.

Для образования черносланцевых свит должна быть сведена к минимуму глубокая аэрация осадка и снижено поступление в осадок терригенного и карбонатного материала.

Такие условия могут возникать в середине мегациклов на фазе дифференцированного прогибания регионов, а также на регрессивном этапе развития в условиях аридного климата, когда наряду с восходящими движениями возникают сравнительно ограниченные зоны прогибания, куда из-за слабой денудации суши поступает ограниченное количество терригенного материала.

Первый этап интенсивного накопления на широких пространствах «черных сланцев» теснейшим образом коррелируется с эпохами вулканизма (на что обратил внимание А. Б. Ронов) в прилегающих геосинклиналях и авлакогенах. Он характерен для подвижных зон платформ и самих геосинклинальных прогибов. Причем подводный вулканизм отмечается и на самих платформах (например, во франском веке на Русской плите). По-видимому, в это время в морских водах повышается содержание углекислоты, что создает благоприятные условия для развития фитопланктона, вероятно, преимущественно в виде синезеленых водорослей. Нарушением естественного химизма вод объясняется наличие синезеленых в водохранилищах и озера. С органическим веществом захороняются в осадок огромные массы малых элементов.

Повышение  $P_{CO_2}$  воды приводит к уменьшению глубины диссоциации карбонатов. Исходя из сказанного, можно предполагать прогрессивно пульсирующее увеличение глубины карбонатакопления в истории Земли. Это предположение хорошо увязывается с данными содержания в атмосфере  $CO_2$  в течение фанерозоя.

Примером битуминозных отложений, развитых на заключительных этапах мегациклов, могут служить отложения ранней перми Прикаспия, Предуральского прогиба, бассейнов Дэлавер и Мидленд в США. Распространение их уже существенно иное — высокие концентрации битумов в пределах сравнительно ограниченных территорий. В геосинклинальных сооружениях нет хронологически соответствующих им мощных битуминозных толщ.

Если на ранних фазах тектоноседиментационных мегациклов формирование «черных сланцев» коррелируется во времени с вулканизмом и они не могут быть парагенетически связанными с соленакоплением, то на последних, регрессивных, фазах парагенетическая связь их с эвапоритами проявляется практически повсеместно. На связь «черных сланцев» с соленакоплением обратил внимание Ю. Н. Малиновский [12] и др.

Дифференцированный характер движений, некоторое переуглубление, хотя оно может быть и очень незначительным, затрудняет аэрацию донных слоев водоемов и тем самым предохраняет органическое вещество от окисления. Интересно отметить, что, как показывают расчеты, коэффициент вариации мощностей в пределах нефтегазоносных толщ оказывается, как правило, выше, чем в одновозрастных и сопряженных с ними непродуктивных зонах.

Из сказанного становится совершенно понятным, почему горючие, битуминозные или, как их теперь принято называть, «черные сланцы» в течение фанерозоя формировались, по-видимому, практически непрерывно, но лишь в отдельные эпохи на определенных этапах мегациклов

Мировые запасы нефти в сравнении с нефтью, возникающей при термическом разложении концентрированного керогена горючих сланцев и рассеянного керогена других пород (трлн т)

Формы керогена	Содержание пород	Первоначальное содержание керогена	Запасы нефти керогенового происхождения	Мировые запасы нефти	
				геологические	разведанные
<i>Концентрированные</i>					
Горючие желтовато-коричневые сланцы, не испытавшие катагенеза	930	335	50÷53 **		
Негорючие черные углистые глинистые сланцы (горючие сланцы, испытавшие катагенез) в пределах современных нефтегазоносных провинций	1 200 1 450 *	250	37	0,6	0,075÷0,09
<i>Рассеянные</i>					
Глинисто-алевритопсаммитовые породы морских фаций фанерозоя по материкам в целом	367 000	14 100	211		
Глинисто-алевритопсаммитовые породы морских фаций фанерозоя в современных материковых нефтегазоносных провинциях	30 000	3 200	48		

\* Первоначальное содержание горючих сланцев. \*\* Потенциальные запасы нефти.

они распространены широко и имеют более или менее значительные мощности и высокие концентрации ОВ.

Рассеянное органическое вещество, как сейчас доказано геохимиками [10], встречается в широком фациальном спектре отложений. Объем его соизмерим с объемом ОВ, концентрированного в «сланцах» (см. таблицу). Широкое распространение по разрезу и площади рассеянного и концентрированного ОВ при неравномерности распределения залежей нефти и газа позволяет утверждать, что размещение последних определяется не столько распределением сингенетического ОВ по разрезу и положением в осадочном чехле черносланцевых свит, сколько размещением коллекторов и покрышек.

Установлено, что в отложениях этапов и циклов III порядка — нефтегазоносных комплексов — снизу вверх по разрезу по направлению к региональным покрышкам, завершающим эти ритмы, увеличиваются количество залежей и суммарные запасы углеводородов. Для формирования уникальных скоплений газа в палеозойских резервуарах надежной региональной покрышкой являются лишь соленосные отложения. Для мезозойских и кайнозойских резервуаров надежной покрышкой (флюидоупором) для скоплений нефти и газа могут служить, кроме солей, и регионально развитые глинистые толщи.

Региональные покрышки, завершающие циклы, обеспечивают определенную геохимическую изоляцию флюидов одного тектоноседиментационного цикла от другого. Именно благодаря покрышкам наблюдается ступенчатое изменение по разрезу состава и свойств нефтей, предопределенное различием исходного органического вещества.

Для формирования фазового состава залежей важное значение имеют свойства покрышек, зависящие от литологических особенностей.

Итак, важнейшим фактором распределения скоплений нефти и газа по разрезу является ритмичность в размещении коллекторов и покры-

спек по разрезу. О ритмичном распределении коллекторов по разрезу написано много [5, 9, 11, 16, 24 и др.], однако даже в нефтегазоносных провинциях и областях и в регионально-нефтегазоносных толщах не все пласты пород-коллекторов являются продуктивными, не под всеми не-коллекторами устанавливаются скопления углеводородов. Это заставляет внимательно подходить к анализу строения ритмов и влияния ритмичности на строение природного резервуара. Можно ввести понятие о литолого-флювиодинамически завершенном и незавершенном ритме. Если завершенным ритмом является песчаник + алевролит + глинистый алевролит + глина, то в относительно мелководной зоне тот же ритм может быть литологически выражен: песчаник + алевролит + глинистый алевролит; в составе же незавершенного ритма отсутствует верхний его член — глина, т. е. надежная покрывка. Серии незавершенных ритмов V и VI порядка могут группироваться в литологически завершенные ритмы IV и III порядка. В этом случае залежь будет располагаться лишь в верхней части ритма более высокого порядка или же возникает многопластовое месторождение с гидродинамически связанными, хотя бы в масштабе геологического времени, пластами.

Различия в строении терригенных и карбонатных ритмов и надежности покрывок приводят к тому, что в терригенных толщах залежи по разрезу распределяются более равномерно, а в карбонатных возникают крупные залежи под надежными региональными покрывками некарбонатного состава (сульфатно-галогенными, реже — глинистыми).

Закон распределения залежей нефти и газа в сложных седиментационных циклах, из которых состоят мегациклы, может быть сформулирован так: количество залежей нефти и газа (и их запасы) возрастает снизу вверх по разрезу, по направлению к региональным покрывкам, завершающим эти циклы; региональная площадь нефтегазоносности увеличивается от фазы 1-й трансгрессии (по С. Н. Бубнову) к фазам инвазии и дифференциации и сокращается от них к фазам регрессии. С отложениями последних могут быть связаны крупные и даже гигантские месторождения, но площадь регионального нефтегазоаккумуляции резко сокращается по сравнению с предыдущими фазами того же цикла.

Размещение промышленных скоплений нефти и газа в отложениях фазы инверсии, а часто (иногда) и регрессии определяется соотношениями этих отложений с подстилающими толщами и литолого-геохимическими особенностями последних. Это хорошо видно на примере неогеновых отложений Средней Азии, рэтлингендас Западной Европы. Залежи в этих случаях возникают в результате вертикальной миграции флюидов, тогда как в отложениях предыдущих фаз запасы формируются преимущественно за счет сингенетического ОБ и главным образом латеральной миграции флюидов.

Следует отметить, что фаза инверсии мегациклов имеет важное значение для изменения фазового состава флюидов в подстилающих отложениях. По мере погружения осадочной толщи нефтегазоматеринские отложения проходят главную зону нефтеобразования, в которой РОВ интенсивно преобразуются в углеводороды как жидкого, так и газового состава при преобладающей роли жидкой фазы, ибо газообразные углеводороды в своей массе растворяются как в нефти, так и в подземных водах. При восходящих движениях в пределах подземных резервуаров может произойти выравнивание пластового давления и давления насыщения. Этот процесс возможен как в региональном масштабе — в пределах огромных сводовых поднятий или крупных зон нефтегазоаккумуляции (например, в Прикаспийской впадине, в северных районах Западной Сибири), так и в локальном — в пределах высокоемких поднятий. В этом случае идет массовое выделение газовых углеводородов в свободную фазу из пластовых вод, приводящих к разрушению нефтяных палеозалежей и формированию газоконденсатных или газоконденсатно-нефтяных залежей, газовых залежей с крупными нефтяными оторочками.

Каково размещение морфогенетических типов ловушек в седимента-

ционных циклах разных порядков и типов? Ответ на этот вопрос имеет большое практическое значение, поскольку поиски разных типов залежей требуют применения разных методов.

Работы, выполняемые во ВНИГНИ, позволяют предполагать, что ритмы разного порядка и типа имеют свои специфические особенности размещения в них ловушек и морфогенетических типов последних. Прежде всего выяснилось, что соотношения между структурными и литологическими (в том числе и структурно-литологическими) залежами резко меняются по разрезу, а следовательно, по ритмам и районам. Так, в Волго-Уральской провинции старооскольского горизонта процент ЛСК ловушек уменьшается к пашийским отложениям, от елховско-радаевских к тульским. Такое распределение легко объясняется выравниванием рельефа, ослаблением структуры образования от начала к середине и концу цикла III порядка. В эту схему четко вписывается и соотношение литологических + стратиграфических + комбинированных ловушек и структурных в отложениях крупных фациально-палеогеографических зон пашийского времени. Так, в отложениях, сформировавшихся в условиях устойчивого морского режима, отношение ЛСК залежей к структурным равно 0,22, в отложениях в области неустойчивого морского режима (Среднее Поволжье) — 1,32, а в отложениях прибрежной равнины, периодически затопляемой морем (Северное Урало-Поволжье), — 8,5. Отсюда следует, что в разных структурно-фациально-палеогеографических зонах поисковые работы должны быть нацелены на разные типы залежей.

Установлено, что в ритмах разных порядков литологические ловушки приурочены к отложениям разных палеогеографических зон. Так, если в радаевском горизонте основное количество литологических залежей приурочено к зоне чередования морских и континентальных обстановок осадконакопления, т. е. к отложениям фронтальной зоны трансгрессивного бассейна, то в бобриковском горизонте ловушки приурочены преимущественно к зоне мелководного шельфа, а в тульском, как и в кыновском верхнего девона, — к области относительно удаленного шельфа. Эта смена фациального положения ЛСК ловушек в кыновском горизонте и привела к резкому увеличению их содержания. В кыновском горизонте в зоне удаленного шельфа ЛСК ловушки составляют более 80%, а в прибрежной — 40%, в муллинском — соответственно 15 и 90%, в нижнеоскольском — 85 и 15%.

В базальных частях ритмов VI порядка при трансгрессии моря на дифференцированную сушу наиболее благоприятной зоной образования ЛСК ловушек является фронтальная зона трансгрессирующего моря с ее неустановившимся рельефом и обилием дельт. На отдельной площади за счет волнового разноса обильного песчаного материала образуется относительно выдержанный базальный пласт. В ритмах более мелкого порядка (в отдельной части ритма VI порядка) в условиях пенецинизированной суши вдоль берега образуются выдержанные пляжи, иногда бары, а в зоне шельфа возникают достаточно устойчивые течения, которые оказываются основным фактором линейного, а не площадного, как волнения, перераспределения материала.

Вопрос о соотношении размещения типов ловушек в разных ритмах пока базируется на сравнительно ограниченном материале терригенных толщ Урало-Поволжья, однако его практическое значение не подлежит сомнению.

При зональной оценке нефтегазоносности и анализе истории развития тектонических структур следует учитывать, что одни и те же тектонические движения и климатические изменения могут иметь совершенно разную литологическую выраженность в разрезе сопряженных структурно-фациальных зон. Колебания океанического ложа на десятки и сотни метров никак не отразятся на изменении состава донных отложений, но колебания амплитудой в десятки и даже единицы метров в прибрежной зоне приведут к резкому изменению фациального состава от-

ложений, морское дно могут превратить в сушу, а сушу опустить под уровень моря.

Из-за неодинаковой «чувствительности» к тектоническим движениям отложений разных структурно-фациальных зон нами по-разному воспринимаются история развития тектонических структур и ее ритмика; возникают необоснованные представления о распространении фаз колебательных и складчатых движений в пространстве. Часто встречаются утверждения, что формирование локальных структур начинается с поднятий и распространяется на впадины, что ранние ритмы начинают проявляться на поднятиях, а более поздние охватывают и впадины. Однако они недостаточно обоснованы, поскольку не учитывают различную чувствительность отложений разных структурно-фациальных зон на тектонические движения.

Различия в строении седиментационных ритмов на положительных и отрицательных конседиментационных региональных структурах имеют существенное значение для формирования крупных залежей нефти и газа. Мощные пласты пород-коллекторов, возникающие на поднятиях в течение нескольких тектоноседиментационных циклов, создают значительные по своим масштабам ловушки, а бифуркация слоев в отрицательные структуры обеспечивает наличие путей миграции из нефтематеринских толщ.

Аналогичным же образом решается вопрос и о климатической периодичности. Четко выраженная в континентальных водоемах и субаэральных отложениях (включая почвообразование и коры выветривания), а также в отложениях лагун и внутренних морей, она слабо проявляется в отложениях краевых морей и особенно океанов.

Литологическая выраженность одних и тех же колебательных движений или климатических изменений, как следует из сказанного, определяется палеогеографической зональностью.

Итак, один и тот же ритм или же этап развития региона имеет совершенно разную литологическую выраженность в разных фациально-палеогеографических зонах. Одновременно иногда в непосредственной близости друг от друга образуются коры выветривания и осадки черных сланцев, золотые отложения и отложения болот, рифы и т. д. В пределах крупных ритмов эти фациальные зоны с характерной для них ритмичностью мигрируют во времени. Причем эта миграция — перемещение фаций — происходит скачкообразно с одной структуры, благоприятной для данного фациального типа отложений ритмичности, на другую или в другую. Это обстоятельство имеет важное значение для планирования поисковых работ на определенные морфогенетические типы ловушек.

Строение отдельных ритмов и их совокупностей определяет особенности строения природных резервуаров и, следовательно, тип залежей и месторождений. Природным резервуаром является геологическое тело, ограниченное снизу и сверху флюидоупорами (межрезервуарными покрышками), состоящее из пластов, сложенных коллекторами, а также из разделяющих их пластов, слабопроницаемых пород (внутрирезервуарных покрышек) с единой гидравлической связью между всеми пластами. Между флюидоупором и коллектором обычно располагается промежуточная по своим свойствам пачка, именуемая ложной крышкой. Ложная крышка и флюидоупор (истинная крышка) образуют в своей совокупности покрышку. Из определения «природный резервуар» следует, что он может быть образован при наличии завершеного цикла осадкообразования, так как лишь в этих условиях породы-коллекторы надежно перекрываются флюидоупором. Следует иметь в виду, что галогенные флюидоупоры образуются на регрессивном этапе седиментационного цикла, а глинистые — на трансгрессивном. Природные резервуары могут быть двух- и трехслойными. Редукция промежуточной толщи (ложной крышки) объясняется прерывистым характером осадконакопления, наличие дефицита фракций в гранулометрическом спектре —

скачкообразным изменением физико-химических свойств отложений при гомогенно-органогенном осадконакоплении.

Элементы ритма, образующие ложную покрывку, способны в масштабе геологического времени пропускать через себя флюиды. Установлено [13], что высоты ловушек определяются не высотой структуры по пласту-коллектору, а разностью отметок кровли пласта-коллектора на своде структуры и положением подошвы флюидоупора в критической седловине.

Таким образом, анализ строения седиментационных ритмов — основа для прогнозирования природных резервуаров и первооснова для локального прогноза нефтегазоносности. С седиментационной или, правильнее, тектоноседиментационной цикличностью связаны: а) направленность изменения состава и свойств нефтей и сопутствующих им компонентов от мегацикла к мегациклу, а в пределах мегацикла — от цикла к циклу III и IV порядков; б) распределение залежей и их запасов по разрезу отдельных циклов и площади распространения, а также морфогенетических типов ловушек; в) размещение запасов в пределах локальных структур и отдельных ловушек.

Следовательно, устанавливаются закономерные связи между основными этапами развития крупных структурных элементов, тектонической цикличностью и связанной с ней ритмичностью осадконакопления и цикличностью нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Этапность развития крупных структурных элементов определяет общий стратиграфический диапазон продуктивности и нефтегазоносности в пределах молодых и древних платформ и складчатых областей, а также концентрацию запасов углеводородов в комплексах (доминантах), соответствующих главным этапам прогибания бассейнов, формирующихся при повышенных скоростях осадконакопления природных резервуаров.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Балуховский Н. Ф. Геологические циклы.— Киев: Наук. думка, 1966.— 168 с.
2. Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии.— М.: Изд-во МГУ, 1960.— 232 с.
3. Вассоевич Н. Б. О периодичности, ритмичности, цикличности, этапности и других, связанных с этими явлениями понятиях и о соответствующей терминологии.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975.
4. Вейл П. Р., Митчем Р. М. (мл.), Томсон С. Ш. Глобальные циклы относительных изменений уровня моря // Сейсмическая стратиграфия.— М.: Мир, 1982.— Т. 1.— С. 160—183.
5. Геоцикличность.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976.— 123 с.
6. Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления.— М.: Мир, 1971.— 284 с.
7. Ильин В. Д., Строганов В. П., Смирнов Л. Н. и др. Методика локального прогноза нефтегазоносности юрских карбонатных отложений Узбекистана // Сов. геология.— 1981.— № 4.— С. 15—27.
8. Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность.— М.: Недра, 1979.— 242 с.
9. Карогодин Ю. Н., Прокопенко А. И. Методы исследования структуры нефтегазоносных бассейнов.— М.: Недра, 1984.— 200 с.
10. Максимов С. П., Ботнева Т. А., Еременко Н. А. и др. Органическое вещество и цикличность процессов нефтегазообразования // Сов. геология.— 1979.— № 4.— С. 3—17.
11. Максимов С. П., Кулин Н. Я., Сардонников Н. М. Цикличность геологических процессов и проблема нефтегазоносности.— М.: Недра, 1977.— 290 с.
12. Малиновский Ю. М. Спифазная стратиграфия фанерозоя.— М.: Недра, 1982.— 176 с.
13. Локальный прогноз нефтегазоносности на основе анализа строения ловушек в трехслойном резервуаре: Методические рекомендации.— М.: ВНИГНИ, 1982.
14. Найдин Д. П. Эпейрогенез и эвстазия // Вестн. МГУ.— Сер. геол.— 1976.— № 2.— С. 3—16.
15. Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. (Материалы Всесоюзной конференции «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых» 15—17 апреля 1975 г., Новосибирск).— М.: Наука, 1977.— 263 с.
16. Периодические процессы в геологии/Логвиненко Н. В., Айнемер А. И., Ритенберг М. И. и др.— Л.: Недра, 1976.— 264 с.
17. Пронин А. А. Каледонский цикл тектонической истории Земли.— Л.: Наука. Ленингр. отд.-ние, 1969.— 232 с.

18. **Пронин А. А.** Герцинский цикл тектонической истории Земли.— Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1969.— 196 с.
19. **Пронин А. А.** Альпийский цикл тектонической истории Земли. Мезозой.— Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1973.— 224 с.
20. **Ронов А. Б.** Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности, строение и эволюция).— М.: Наука, 1980.— 79 с.
21. **Теоретические** исследования по терминологии седиментационной цикличности.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978.— 140 с.
22. **Тихомиров С. В.** О главных вопросах стратиграфии // Изв. вузов.— Геология и разведка.— 1968.— № 5.— С. 3—21.
23. **Тихомиров С. В.** Факторы осадочного процесса и его основной закон // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1979.— № 3.— С. 3—35.
24. **Цикличность** осадконакопления нефтегазоносных бассейнов и закономерности размещения залежей.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978.— 140 с.
25. **Шмальгаузен И. П.** Факторы эволюции. Теория стабилизирующего отбора.— М.: Наука, 1968.— 451 с.
26. **Щербина В. Н.** Элементы многолетней ритмичности в сибвинитовых мипералогопетрографических зонах соляных горизонтов Припятского соляного бассейна // Докл. АН БССР.— 1962.— Т. VI, № 8.— С. 510—513.
27. **Яншин А. Л.** О так называемых трансгрессиях и регрессиях // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1973.— Т. 40, вып. 2.— С. 9—44.
28. **Fairbridge R. W.** Eustatic changes in sea level // L. N. Ahrens et al., eds "Physics and chemistry of the earth".— London: Pergamon Press.— 1961.— V. 4.— P. 99—185.
29. **Tappin H., Loeblich A.** Evolution of the oceanic plankton // Earth Sci. Rev.— 1973.— V. 9.— N 3.

## ИТОГИ РАБОТЫ ВСЕСОЮЗНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ «ЦИКЛИЧНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ»

С 12 по 14 марта 1985 г. в Институте геологии и геофизики СО АН СССР Секцией по цикличности осадконакопления и закономерностям размещения горючих полезных ископаемых Научного совета по проблемам геологии и геохимии нефти и газа АН СССР, Научным советом философских (методологических) семинаров при Президиуме СО АН СССР и ИГиГ СО АН СССР проводилась Всесоюзная конференция «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения залежей углеводородов».

В работе конференции приняли участие 120 специалистов (в том числе 19 докторов и 65 кандидатов наук) из Москвы, Грозного, Иркутска, Краснодара, Львова, Минска, Махачкалы, Мурманска, Новосибирска, Одессы, Перми, Ростова-на-Дону, Свердловска, Таллина, Ташкента, Тюмени, Южно-Сахалинска, Якутска и других городов.

Цель конференции организаторы видели в следующем:

1. Подвести итоги и обсудить результаты десятилетнего периода деятельности Секции.

2. Обсудить актуальные теоретические, методологические и методические вопросы и проблемы седиментационной цикличности и закономерностей размещения залежей нефти и газа.

3. Рассмотреть и принять программу работы Секции на следующее пятилетие (и десятилетие).

Конференцию открыл зам. директора ИГиГ СО АН СССР, доктор геолого-минералогических наук, профессор В. А. Соловьев, приветствовавший участников от имени руководства института. Во вступительном слове академика А. А. Трофимук (зачитанном Ю. Н. Карогодиным) была дана оценка деятельности Секции за период с 1975 по 1985 г. и сформулированы основные задачи конференции.

За 10 лет работы Секции было проведено 16 встреч различного ранга, в том числе совещания и конференции (Новосибирск, 1975, 1977; Новороссийск, 1980; Москва, 1983; Полтава, 1983), семинары (Грозный, 1976, 1983; Киргизия и Таджикистан, 1977; Эстония, 1978; Новосибирск, 1979), школы (Украина, г. Артемовск, 1979; Иркутская обл., 1981) и целый ряд неофициальных рабочих семинаров (Варна, Вильнюс, Душанбе, Краснодар, Москва, Новокузнецк, София, Ташкент, Томск, Южно-Сахалинск и др.). За это время вышли из печати пять монографий, тринадцать сборников и брошюр, три методические разработки.

Участники конференции с удовлетворением отметили, что большинство задач, поставленных на Всесоюзной конференции 1975 г. [Трофимук, Карогодин, 1975; Трофимук, 1977], за истекший период получили конкретное решение как в теоретическом, так и в практическом аспектах.

На пленарном заседании были заслушаны следующие доклады:

«Проблемы седиментационной цикличности и задачи нефтяной геологии» (А. А. Трофимук, Ю. Н. Карогодин), «К исследованию законо-

мерностей проявления дискретности в свойствах природных систем» (В. Д. Наливкин, В. И. Кузьмин, В. Г. Лукьянова), «Седиментационная цикличность и ее значение в решении задач геологии нефти и газа (состояние и перспективы)» (С. П. Максимов, В. Д. Ильин, Г. А. Каледа), «Системно-структурный аспект исследования седиментационной цикличности и иерархическая модель литмосферы» (Ю. Н. Карогодин), «Геологическая цикличность — отражение космического бытия Земли» (Г. П. Тамразян), «Палеомагнитные циклы в истории Земли» (А. Я. Кравчинский).

Работали четыре секции:

1. Методологические вопросы цикличности и нефтегазосности (руководитель д-р геол.-мин. наук Ю. Н. Карогодин).

2. Методологические проблемы сейсмолитологии (сейсмостратиграфии) и прямых поисков залежей нефти и газа (руководители д-р геол.-мин. наук Ю. Н. Карогодин, канд. физ.-мат. наук И. А. Мушин).

3. Математические методы изучения седиментационной цикличности (руководители канд. геол.-мин. наук Г. Ф. Букреева, канд. физ.-мат. наук А. Н. Дмитриев).

4. Инженерно-геологические проблемы седиментационной цикличности нефтегазосных районов (руководители д-р геол.-мин. наук В. Т. Трофимов, канд. геол.-мин. наук Я. Е. Шаевич).

На секции 1 был заслушан доклад председателя секции доктора геолого-минералогических наук Ю. Н. Карогодина «Состояние теоретической базы (решенные и нерешенные вопросы, пути и средства их разрешения) цикличности осадконакопления и закономерностей размещения углеводородов», в котором освещена 10-летняя деятельность Секции по цикличности осадконакопления и закономерностям размещения горючих полезных ископаемых.

Основные итоги деятельности Секции сводятся к следующему:

Впервые для изучения слоевых ассоциаций широко использована методология системных исследований. Сформулировано понятие слоевой ассоциации (СА) как целостной во времени системы, образованной вследствие седиментационного цикла. Обобщены и сформулированы с учетом специфики объекта основные принципы системной методики.

Разработана классификация систем с целью определения в ней объектов исследования (слоевой ассоциации, скоплений углеводородов, ловушек и т. д.). Определены четыре правила выделения слоевых ассоциаций как целостных систем в разрезах естественных обнажений и скважин (по исследованиям керна и промыслово-геофизическим данным).

Впервые дана структурная классификация СА-циклитов.

С использованием структурных свойств слоевых систем разработаны подходы выявления иерархической организации осадочной оболочки Земли (литосферы). Обоснована иерархическая модель литмосферы — от элементарных циклитов до галактических (180—200 млн лет) и тригалактических (600 млн лет) слоевых систем.

Намечены важные связи крупных седиментационных циклов с периодичностью в развитии биоты, палеомагнитной цикличностью и другими системно-периодическими явлениями.

Все это послужило основанием считать слоевые ассоциации (литмиты) самостоятельным объектом геологии, а науку, их изучающую, — интегрирующей, подобно минералогии (объект — минералы, кристаллы), литологии (объект — породы) и т. д. Для новой науки предложено название «литмология» [Карогодин, 1977, 1978, 1980] и «литомология» [Вассоевич, Меннер, 1978].

У слоевых ассоциаций, как объекта, четыре основных предмета исследования: вещественный, структурный, динамический и генетический. Это и четыре науки в составе интегрирующей науки.

Обоснование самостоятельного статуса «литмологии», определение ее места среди наук геологического цикла, раскрытие внутренней структуры имеют важное теоретическое и практическое значение. Последнее

заключается в том, что на базе системного подхода к исследованию сло-евых ассоциаций открываются реальные возможности создания унифицированных региональных (бассейновых) стратиграфических схем. Конкретные предложения по данной проблеме опубликованы в 1985 г. в виде проекта дополнений к «Стратиграфическому кодексу СССР» и будут предметом обсуждения на семинарах Секции в ближайшее время с привлечением широкой аудитории заинтересованных последователей (в том числе представителей МСК).

Есть уверенность, что местные схемы (литмостратиграфические) многих нефтегазоносных регионов (Западной и Восточной Сибири и др.) в ближайшие годы будут уточнены с учетом разработанных теоретических положений литмостратиграфии.

Безусловно, это повлечет за собой изменение представлений о закономерностях пространственного размещения нефтегазоносных резервуаров, ловушек и залежей, в том числе крупных и крупнейших.

Иерархическая модель литмосферы позволила разработать иерархию модели нефтегазоносных комплексов и классификацию перерывов. Все это открывает реальные возможности детальной дифференцированной (по каждому региональному комплексу) оценки перспектив нефтегазоносности.

Основные идеи и теоретические разработки находят отражение в современных сейсморазведочных работах. На этой основе формируется новое направление, получившее название «сейсмолитмология».

Главные его задачи сводятся к изучению структуры седиментационных бассейнов, выделению сейсмоциклов, решению вопросов региональной (бассейновой) стратиграфии, палеогеографии, структурно-формационного анализа, прогнозированию разреза и прямым поискам залежей нефти и газа.

По всем этим вопросам на конференции были представлены интересные материалы, свидетельствующие о значительных достижениях в развитии литмологии и сейсмолитмологии.

Таким образом, можно констатировать следующее:

Изучение седиментационной цикличности, долгое время считавшееся уделом геологов-любителей, превратилось в новое важное (как в теоретическом, так и в практическом отношении) научное направление, получившее название «литмология», с целым рядом входящих в него (подчиненных) направлений: нефтяная литмология, сейсмолитмология, стереолитмология, литмостратиграфия и др. [Трофимук и др., 1983].

Всего на секции 1 было заслушано 22 доклада и научных сообщения, с которыми выступили С. Л. Афанасьев, Ю. П. Смирнов, А. Ф. Безенцев, В. И. Никишин, Т. А. Ягубянец, В. В. Бобылев, Г. А. Мизенс, Н. И. Галабуда, С. О. Мяги, В. К. Баранов, В. П. Удодов, О. А. Мельников, Ю. Н. Гололобов, М. Я. Рудкевич, В. Е. Максимов, А. А. Нежданов, Р. А. Абдуллин, А. Г. Мухер, А. С. Никольская и др. Интерес вызвало сообщение С. Л. Афанасьева о классификации слоевых ассоциаций. В докладе Ю. П. Смирнова показана целесообразность исследования геодикличности с позиций системного анализа.

Многие из выступавших на различных примерах по Западной и Восточной Сибири, Сахалину, Приуралью и другим регионам продемонстрировали важность использования теоретических и методических разработок при решении конкретных актуальных вопросов нефтяной геологии (поиски литологических и стратиграфических ловушек, корреляции продуктивных горизонтов и др.). С позиций системного анализа породно-слоевых ассоциаций сформулирован закон распределения и концентраций органического вещества на надпороном уровне организации (Т. А. Ягубянец), имеющий важное практическое значение в нефтяной и особенно в угольной геологии.

С коллективным докладом «Современное состояние сейсмолитмологии (достижения, решенные и нерешенные вопросы, пути и средства их решения, перспективы развития)» выступил на секции 2 кандидат тех-

нических наук И. А. Мушин. Он отметил, что в настоящее время геологическая интерпретация сейсмических данных развивается в трех направлениях: сейсмолитмология, структурно-информационная интерпретация и сеймостратиграфия. Несмотря на определенные различия в подходах, обусловленных главным образом существенно различными геологическими базами отечественных и зарубежных направлений, могут быть выделены некоторые общие принципы:

объектами развиваемых направлений являются слоевые ассоциации (литмиты, циклиты, формации и структурно-стратиграфические комплексы) разного масштаба и ранга;

все указанные подходы в разной степени рассматривают четыре главных аспекта изучаемых объектов — структурный, вещественный, динамический (процессы) и генетический;

структурные задачи сейсморазведки актуальны и сегодня, однако в настоящее время осуществляется переход от изучения внешней структуры объекта к изучению его детальной внутренней структуры.

Это и предопределяет важное теоретическое и практическое значение интерпретации сейсмических данных литмологии.

Сейсмолитмология определяется как наука — метод комплексной интерпретации сейсмических данных в совокупности с данными геофизических исследований скважин применительно к решению задач литмологии.

На заседаниях секции 2 с сообщениями выступили Ю. Н. Карогодин, Л. Л. Трусов, С. Л. Клупин, Д. И. Рудницкая, И. А. Мушин, Р. М. Бембель, Е. А. Гайдебурова, В. С. Соседков, Г. В. Ведерников, В. М. Погожев, А. Ю. Юнов, И. И. Хведчук, В. А. Савицкий, А. В. Чуйко и др. В обсуждении приняли участие также Л. Ю. Бродов, Н. Н. Гаврильев, Р. А. Абдуллин и многие другие.

В ряде докладов (И. А. Мушин, Л. Ю. Бродов и др.) впервые была обоснована возможность не только выделения сейсмоциклитов, но и определения их структурного типа (про-, ре-, про-ре, ре-проциклит) по сейсморазведочным данным. Это весьма важные теоретические разработки в комплексе сейсмолитмологических исследований.

Подчеркивалась также возможность автоматизированного выделения региональных циклитов по сейсморазведочным данным (программа «Реопак») (Д. И. Рудницкая и др.).

В сообщениях и прениях обсуждался широкий круг теоретических и прикладных вопросов сейсмолитмологии, в том числе принципы создания понятийно-терминологической базы. К началу работы конференции была издана брошюра «Основы понятийно-терминологической базы сейсмолитмологии (методологический аспект)» [Карогодин, 1985].

На секции 3 был заслушан коллективный доклад «Математические методы выявления цикличности осадконакопления по данным естественных обнажений, керн и геофизических исследований скважин (состояние проблемы и перспективы развития)», прочитанный кандидатом геолого-минералогических наук Г. Ф. Букреевой. В нем отмечалась важность количественных методов в изучении слоевых ассоциаций. Учитывая это, с 1982 г. начали проводить (раз в два года) конференции «Математические методы при анализе цикличности в геологии» в рамках работы Секции «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих ископаемых» совместно с МОИП и Всесоюзным заочным политехническим институтом. По итогам работы первой конференции подготовлены два сборника.

Основные усилия исследователей, применяющих математические методы, направлены на решение важнейшей проблемы цикличности — выделение иерархической организации слоевых ассоциаций, количественное выражение ранга и масштаба слоевых систем и их соотношений. Однако основные разработки базируются на ранее высказанных идеях А. Б. Вистелиуса, хотя в работах К. И. Хейсканена, И. А. Одесского, Л. Д. Кпоринга, В. М. Лайкама, Г. И. Леонтьева, Г. Ф. Букреевой и др.

расширился набор используемых математических методов и анализируемых параметров. Для выяснения скрытой периодичности осадконакопления сейчас применяются методы скользящей средней Бью-Балло, простого обзора числовой совокупности, Блекмана — Тьюки, максимальной энтропии. Методы спектрального анализа наиболее предпочтительны для решения задач цикличности. В качестве анализируемых параметров помимо зернистости, пористости, карбонатности, плотности и других свойств пород, определяемых по керну, используются предварительно квантованные диаграммы БКЗ, НГК, ГК, АК, ПС, КС и др. Большинство исследователей занимаются выявлением периодичности с учетом изменения мощностей, в то время как крайне важно выявить временную периодичность. Это может послужить ключом к раскрытию причинно-следственных связей цикличности осадконакопления. Исследования во временном аспекте нашли отражение в работах И. А. Одесского, С. Л. Афанасьева, Ю. П. Смирнова и некоторых других.

Дальнейшее развитие получила и другая идея А. Б. Вистелиуса — использование аппарата марковских процессов и матриц переходных вероятностей для изучения цикличности осадконакопления (работы В. П. Алексева, Н. Г. Коростелевой, Я. М. Вайнберга, С. Л. Афанасьева, А. А. Садожня, Н. Е. Сарафяна и др.).

Своеобразное направление исследования цикличности флиша методами статического анализа развивается С. Л. Афанасьевым. Являясь убежденным сторонником космических причин цикличности осадконакопления, он разработал оригинальную методику определения абсолютного геологического возраста пород (в тысячах и миллионах лет) по циклитам. Выступившие в прениях отметили, что методика заслуживает широкой апробации.

При исследовании цикличности положительно зарекомендовало себя введение и использование ряда коэффициентов. Коэффициенты прогрессивности (Ю. Н. Карогодин) и величины зернистости породы (М. А. Левчук) могут служить критерием количественного определения иерархической организации слоевых ассоциаций в характеристиках мощности, целитности (Ю. Н. Карогодин, Я. Р. Меламед) и асимметрии (И. А. Одесский) — для оценки степени дискретности изменения существенных свойств системы. Кроме того, И. А. Одесским и С. И. Филиной предложены коэффициенты градиентности и дизъюнктивности.

Для исследования цикличности осадконакопления используются методика статистического расчленения геологического разреза по критерию однородности А. Д. Родионова (Г. Ф. Букреева, Ю. Н. Карогодин, В. И. Леонтьев), метод главных компонент для выделения и оценки роли тектонофациального фактора в наблюдаемую дисперсию характеристик разреза (А. С. Тараканова, В. В. Бронгулеев).

Механизму цикличности геологических процессов уделяется внимание в работе Б. П. Середина, а образованию циклично построенных толщ в результате возникновения автоколебательной системы в бассейне седиментации, исследованному методом моделирования на гидротензатраторе, — в работе А. В. Лукьянова, И. Г. Щербы, В. В. Зинькова.

Необходимо отметить возрастающий в последние годы интерес к применению математических методов в исследовании цикличности осадконакопления и тенденции к увеличению числа исследователей, использующих их.

На секции 3 заслушаны доклады и выступления С. Л. Афанасьева, В. П. Апарина, Е. Ю. Гошко, Г. Ф. Букреевой, Ю. Н. Карогодина, М. А. Левчука, С. С. Сардарова, М. Г. Пашука, С. В. Колесова, Г. И. Леонтьева, С. Л. Арутюнова, В. И. Никишина, А. Н. Дмитриева и др.

Ряд сообщений содержал результаты использования спектрального анализа для выявления скрытых периодичностей процесса осадконакопления. Так, в докладе В. П. Апарина, Ю. Н. Карогодина, Е. Ю. Гошко приводились основные результаты спектрального анализа вариаций геомагнитных инверсий, содержания  $S_{org}$ , эволюции фаун, объемов осадков

и площадей эпиконтинентальных морей древних платформ. При этом удалось установить иерархию периодов фанерозоя. В методическом пособии Г. Ф. Букреевой, Ю. Н. Карогодина, М. А. Левчука представлен сравнительный анализ результатов выявления скрытой периодичности процесса осадконакопления несколькими математическими методами, позволивший прийти к выводу, что метод максимальной энтропии обладает наибольшей разрешающей способностью по сравнению с остальными. Ими же предложен способ определения границ скрытых циклитов (периодолитов) соответствующих доминирующих периодов. Оценке достоверности выделяемых гармонических составляющих процесса методом спектрального анализа был посвящен доклад С. С. Сардарова и М. Г. Пашука. С. В. Колесов изложил результаты опыта стратификации тонко-слоистого разреза и выявления циклитов на основе изучения колебаний земной коры с помощью метода спектрального анализа.

Методика выявления полицикличности, расчленения и корреляции разрезов с использованием аппарата теории случайных и гармонических процессов, разрабатываемая Г. И. Леонтьевым и С. Л. Арутюновым, положительно зарекомендовала себя при исследовании терригенных отложений, представленных монотонным литологическим составом, и заслуживает внедрения в геологическую практику. О возможности объяснения седиментационной цикличности с позиций теории катастроф рассказал В. И. Никишин.

Участники секции единодушно пришли к выводу о возможности выявления цикличности методами теории случайных процессов, в том числе спектрального анализа разрезов и объектов различного временного масштаба. Результаты спектрального анализа позволяют выделять периоды циклов, не поддающихся визуальному анализу геологической документации.

На секции 4 с коллективным докладом «Состояние цикличности субаэральных толщ и их значение при инженерно-геологических изучениях в нефтегазоносных районах» выступил доктор геолого-минералогических наук В. Т. Трофимов. Он отметил важность исследования слоевых ассоциаций с позиций системного анализа для решения как теоретических, так и практических задач инженерной геологии. Со времени образования подсекции (1976 г.) наблюдается явный прогресс в изучении цикличности субаэральных отложений, расширении спектра литолого-фациальных комплексов и географии изучаемых объектов. Докладчик подчеркнул важность системных исследований СА в связи с огромными масштабами освоения нефтегазоносных районов Западной и Восточной Сибири.

Были также заслушаны доклады и сообщения В. Т. Трофимова, Я. Е. Шаевича, И. А. Волкова, Т. Н. Каплиной, В. С. Волковой, А. Б. Богудкого, Н. И. Кригера, А. В. Меркулова, В. М. Воскобойникова, Б. И. Краковского, А. Н. Земского, Г. Д. Поляниной и др.

Выступившие затронули многие проблемы исследования континентальных отложений различного генезиса. Большое внимание было уделено широко распространенным на территории СССР лессовым отложениям.

Заслушав и обсудив доклады, участники конференции решили:

1. За истекшие десять лет со времени первой Всесоюзной конференции по цикличности осадконакопления и закономерностям размещения горячих полезных ископаемых одноименной секцией проделана большая научная, организационная и координационная работа. Основным итогом этой коллективной работы является утверждение нового интегрирующего научного направления — **литмологии** и ряда прикладных разделов — нефтяной литмологии, сейсмолитмологии, литмостратиграфии и др.

2. С целью дальнейшего развития литмологии одобрить разработку и коллективное (межведомственное) осуществление двух проектов — «Литмосфера» и «Сейсмолитмология».

3. Главной задачей на данном этапе исследований (1986—1990 гг.) по проекту «Литмосфера» считать создание теоретически обоснованной модели иерархической организации осадочной оболочки Земли (литмосферы). Для этого необходимо начать систематические исследования и описания (с последующими публикациями) региональных циклитов по всем системам фанерозоя (и дофанерозоя).

4. Подготовить и обсудить на семинарах (1986—1987 гг.) проект литмостратиграфических дополнений к «Стратиграфическому кодексу СССР» и передать его МСК.

5. Первоочередной задачей проекта «Сейсмолитмология» считать разработку теоретических, методологических, методических и прикладных вопросов направления. В 1986—1988 гг. подготовить и сдать в печать материалы этих разработок (сборники под редакцией А. А. Трофимука, Ю. Н. Карогодина).

6. В процессе подготовки работ по проекту «Сейсмолитмология» провести ряд региональных семинаров (в Тюмени, Минске, Ровно и других городах), организовав группу ученых секретарей из следующих лиц:

И. И. Хведчук, В. А. Савицкий — Сахалин и Дальний Восток СССР; Е. А. Гайдебурова, Л. М. Дорогиницкая — Новосибирск; Л. Л. Трусов — Тюмень; Ф. И. Фатьянов — Уфа (Волгоград, Пермь); И. А. Мушин — Москва (Ленинград, Минск); А. Ю. Юнов — акватория Баренцева моря и др.

7. Считать необходимым усиление разработок по количественным методам исследования седиментационной цикличности автоматизированными способами обработки геолого-геофизической информации. Целесообразно продолжить начатое в 1982 г. совместно с МОИП проведение семинаров по проблеме «Математические методы анализа геологической цикличности» (с периодичностью раз в два года: 1986, 1988, 1990 гг.).

8. Учитывая большие и все возрастающие объемы обустройства нефтегазоносных районов и их сложные природные и инженерно-геологические условия, просить Научный совет по инженерной геологии и гидрогеологии АН СССР (председатель — академик Е. М. Сергеев) включить в координационные планы исследований в качестве важнейшей проблемы изучение цикличности строения и формирования СА континентальных отложений с целью выявления закономерностей и прогноза инженерно-геологических особенностей районов освоения.

9. Просить Госстрой СССР обратить внимание ПНИИИС (г. Москва) на важность теоретических и методических разработок по цикличности строения и формирования грунтовых толщ для оптимизации инженерно-геологических изысканий.

10. Провести следующую Всесоюзную конференцию в 1990 г.

**МЕРОПРИЯТИЯ, ПРОВЕДЕННЫЕ СЕКЦИЕЙ  
«ЦИКЛИЧНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ  
И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ГОРЮЧИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ»  
НАУЧНОГО СОВЕТА ПО ПРОБЛЕМАМ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ  
НЕФТИ И ГАЗА АН СССР В 1975—1985 гг.**

1. Всесоюзная конференция «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых» (г. Новосибирск, апрель 1975 г.).

2. Семинар «Общие теоретические и организационные вопросы» (подсекция «Общие теоретические и методологические вопросы») (г. Новосибирск, апрель 1976 г.).

3. Семинар «Принципы и методы выделения и корреляции элементарных седиментационных циклокомплексов» (подсекция «Общие теоретические и методологические вопросы») (с. Кора-Урдсон Северо-Осетинская АССР, сентябрь 1976 г.).

4. Конференция «Теоретические и методические вопросы цикличности осадконакопления субаэральных пород» (подсекция «Цикличность субаэральных пород») (г. Новосибирск, февраль 1977 г.).
5. Семинар «Принципы полевого выделения мезоциклокомплексов нефтегазоносных бассейнов (аридного типа литогенеза)» (подсекция «Цикличность и стратиграфия») (г. Майли-Сай Киргизской ССР, пос. Нефтеабад Таджикской ССР, май — июнь 1977 г.).
6. Семинар-экскурсия по проблеме «Цикличность и стратиграфия» (подсекция «Цикличность и стратиграфия») (г. Таллин и Кингисепский р-н Эстонской ССР, июнь 1978 г.).
7. Семинар «Понятия и термины седиментационной цикличности» (подсекция «Общие теоретические и методологические вопросы») (г. Новосибирск, апрель 1979 г.).
8. Всесоюзная школа передового опыта «Системно-структурный анализ породно-слоевых ассоциаций» (г. Артемовск, УССР, сентябрь 1979 г.).
9. Всесоюзное совещание «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения залежей нефти и газа» (г. Новороссийск, сентябрь 1980 г.).
10. Семинар «Циклостратиграфические подразделения (дискуссия по проекту дополнений к Стратиграфическому кодексу СССР)» (подсекция «Цикличность и стратиграфия») (г. Ленинград, март — апрель 1981 г.).
11. Школа-семинар «Структура слоевых ассоциаций (циклитов) венд-кембрийской толщи мотской свиты и закономерности размещения резервуаров нефти и газа» (Иркутская обл., июль 1981 г.).
12. Конференция «Математические методы при анализе геологической цикличности» (г. Москва, май 1982 г.).
13. Всесоюзная научно-практическая конференция «Системный подход в геологии (теоретический и практический аспекты)» (г. Москва, апрель 1983 г.).
14. Всесоюзный семинар «Системный подход в решении вопросов региональной стратиграфии нефтегазоносных бассейнов» (г. Грозный, сентябрь 1983 г.).
15. Конференция «Использование принципов цикличности для расчленения лессовых отложений в практических целях» (подсекция «Цикличность субаэральных отложений») (г. Полтава, сентябрь 1983 г.).
16. Семинар «Методологические проблемы геологии нефти и газа и их связь с практикой» (г. Новосибирск, декабрь 1984 г.).
17. Всесоюзная конференция «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения залежей углеводородов» (г. Новосибирск, март 1985 г.).
18. Научно-практическая конференция «Теория цикличности лессов в практике инженерно-геологических изысканий» (подсекция «Цикличность субаэральных отложений») (г. Ровно, сентябрь 1985 г.).

## ПУБЛИКАЦИИ СЕКЦИИ

1. **Геодикличность.** Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976.
2. **Ю. Н. Карогодин.** Элементы теории и методика изучения седиментационной цикличности. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976.
3. **Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза.** (Материалы Всесоюзной конференции «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых». г. Новосибирск, 15—17 апреля 1975 г.). М.: Наука, 1977.
4. **Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов** (Материалы Всесоюзной конференции «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых». г. Новосибирск, 15—17 апреля 1975 г.). М.: Наука, 1977.
5. **Теоретические и методические вопросы седиментационной цикличности.** Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977.

6. **Ю. Н. Карогодин.** Понятийно-терминологическая база седиментационной цикличности. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978.
7. **Ю. Н. Карогодин.** Понятия и термины седиментационной цикличности. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978.
8. **Цикличность** осадконакопления нефтегазоносных бассейнов и закономерности размещения залежей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978.
9. **Теоретические** исследования по терминологии седиментационной цикличности. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978.
10. **Цикличность** формирования субаэральных пород. Новосибирск: Наука, 1979.
11. **Ю. Н. Карогодин.** Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1979.
12. **Проблемные** вопросы литостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1980.
13. **Ю. Н. Карогодин, Г. Н. Малашенков, Ш. Г. Саидходжаев.** Цикличность и нефтегазоносность палеогена Северного Таджикистана. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981.
14. **Теоретические** и методологические вопросы геологии нефти и газа. Новосибирск: Наука, 1981.
15. **Геология** и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.
16. **А. А. Трофимук, Ю. Н. Карогодин, Э. Б. Мовшович.** Методологические вопросы геологии нефти и газа. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983.
17. **Ю. Н. Карогодин, А. И. Прокопенко.** Методы исследования структуры нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1984.
18. **Системные** исследования в геологии каустобиолитов. М.: Наука, 1984.
19. **Г. Ф. Букреева, Ю. Н. Карогодин, М. А. Левчук.** Математические методы исследования седиментационной цикличности (Методические рекомендации). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985.
20. **Ю. Н. Карогодин.** Основа понятийно-терминологической базы сейсмолитологии (методологический аспект). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985.
21. **Ю. Н. Карогодин.** Региональная стратиграфия (системный аспект). М.: Недра, 1985.
22. **Ю. Н. Карогодин, Е. А. Гайдебурова.** Системные исследования слоевых ассоциаций нефтегазоносных бассейнов по комплексу промыслово-геофизических данных. Новосибирск: Наука, 1985.

*Ю. Н. Карогодин*

# СОДЕРЖАНИЕ

<i>Трофимук А. А.</i> Основные проблемы и задачи направления . . . . .	3
<i>Карогодин Ю. П.</i> Состояние теоретической базы и актуальные задачи седиментационной цикличности и нефтяной геологии . . . . .	6
<i>Наливкин В. Д., Кузьмин В. И., Лукьянова В. Г.</i> К исследованию закономерностей проявления дискретности в свойствах природных систем . . . . .	13
<i>Тамразян Г. П.</i> Геологическая цикличность — отражение космического бытия Земли . . . . .	19
<i>Тамразян Г. П., Овнатанов С. Т.</i> Общепланетарные пространственно-временные ритмы миграции ареалов максимального нефтегазообразования . . . . .	30
<i>Афанасьев С. Л.</i> Классификации циклитов . . . . .	35
<i>Вылцан И. А., Беженцев А. Ф.</i> Методологические аспекты изучения цикличности . . . . .	45
<i>Соловьев В. О.</i> Трансгрессии, эпохи тектонической активности, структурно-палеогеографические перестройки и их отражение в седиментационной цикличности . . . . .	56
<i>Дьяконов А. И.</i> Роль цикличности и тектонических показателей в накоплении осадков, формировании главных зон нефтеобразования и зон нефтегазонакопления . . . . .	63
<i>Апарин В. П.</i> О природе цикличности нефтенакопления в фанерозое . . . . .	66
<i>Бембель Р. М.</i> О некоторых методологических вопросах сейсмостратиграфии . . . . .	74
<i>Семендуев М. М.</i> От сейсмостратиграфии к системному и комплексному геофизическому исследованию осадочной оболочки Земли . . . . .	77
<i>Ягубянуц Т. А.</i> Закон распределения концентраций органического вещества ископаемых углей в угленосных формациях . . . . .	79
<i>Таранушич Ф. Ф.</i> Методология структурного подхода к изучению угленосных формаций . . . . .	86
<i>Ягубянуц Т. А., Таранушич Ф. Ф.</i> Опыт системного подхода к фундаментальным исследованиям угленосных формаций . . . . .	90
<i>Байков А. А., Бойко Н. И., Седлецкий В. И.</i> К методике изучения седиментационной цикличности . . . . .	95
<i>Карогодин Ю. П., Акульшина Е. П.</i> Природа элементарных циклитов карбонатных толщ мотской серии венда . . . . .	101
<i>Будников И. В.</i> Принципы и результаты изучения цикличности осадконакопления верхнепалеозойских отложений Верхоянского палеобассейна . . . . .	106
<i>Рудкевич М. Я., Максимов Е. М.</i> Цикличность геологического развития Западно-Сибирской плиты на платформенном этапе . . . . .	113
<i>Удодов В. П.</i> Цикличность фанерозойского седиментогенеза Горного Алтая как области активизации . . . . .	119
<i>Мельников О. А.</i> Цикличность в формировании Хоккайдо-Сахалинской складчатой области . . . . .	129
<i>Шпиков А. Б., Симонов С. Н.</i> Влияние условий осадконакопления и постседиментационных изменений на свойства и структуру циклитов . . . . .	135

<i>Томашунас Э. В.</i> Структурно-вещественная организация Восточно-Украинского нефтегазоносного бассейна . . . . .	138
<i>Галабуда Н. П.</i> Геологическая цикличность Днепровско-Донецкой впадины	142
<i>Кузнецов В. Г.</i> Сравнительная характеристика циклитов нижней юры и нижнего титона Лабино-Малкинской моноклинали (Центральное Предкавказье) . . . . .	152
<i>Вигинский В. А., Громин В. И., Дорганов Г. Ф., Шиманский А. А.</i> Цикличность, формации и нефтегазоносность (на примере кайнозой западной части Большого Кавказа и Предкавказья) . . . . .	166
<i>Максимов С. П., Каледа Г. А., Ильин В. Д.</i> Седиментационная цикличность (ритмичность) и ее значение в решении задач геологии нефти и газа (состояние проблемы и перспективы) . . . . .	175
<i>Карогодин Ю. Н.</i> Итоги работы Всесоюзной конференции «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения залежей углеводородов»	186

**ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ  
И МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ  
СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ  
И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ**

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геофизики  
СО АН СССР

Редактор издательства *Е. И. Тимофеева*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *Е. Ф. Гришин*  
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*  
Корректоры *Т. Ф. Погиблова, Л. А. Шестаков*

---

ИБ № 34001

Сдано в набор 19.02.87. Подписано к печати 10.07.87. МП-02670. Формат 70×108<sup>1/8</sup>. Бумага типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 17,5. Усл.-кр. отт. 17,9. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1000 экз. Заказ № 675. Цена 4 р. 20 к.

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ  
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

готовятся к выпуску следующие книги:

**Микрофитофоссилии** и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири/В. С. Волкова, А. Ф. Хлонова, И. А. Кулькова и др.— 19 л.

В монографии приведены новые палинологические материалы по послойному изучению отложений юры, мела, палеогена и четвертичной системы из опорных скважин и разрезов. Впервые совместно с палинологическими комплексами рассмотрена роль динофлагеллят для расчленения и корреляции морских отложений мела и палеогена. С помощью методов наложенных ареалов, климатических полей, информационной статистики впервые приведена оценка климата казанцевской эпохи и термических максимумов голоцена.

Для палинологов, геологов-стратиграфов, палеоботаников, палеоботаников, палеогеографов.

**Материалы** по генетической и экспериментальной минералогии. Рост и свойства кристаллов.— 16 л.

В сборнике представлены результаты оригинальных исследований, направленных на создание научной основы для синтеза минералов и выращивания кристаллов. Кристаллы выращены методами Чохральского, Бриджмена — Стокбаргера, гидротермальным и др. В связи с процессами роста изучены фазовые равновесия, выполнены модельные эксперименты и термодинамический анализ ряда систем.

Для специалистов в области выращивания кристаллов, геохимиков, минералогов.

**Кузнецов В. А.** Проблемы рудно-формационного анализа и металлогении.— 25 л.

Публикуются наиболее важные работы выдающегося исследователя Сибири академика В. А. Кузнецова, посвященные геологии рудных месторождений и металлогении. Подробно рассмотрены вопросы геотектонического районирования Алтае-Саянской складчатой области, металлогении полициклических складчатых областей, геологии и закономерностей размещения ртутных месторождений. Особое внимание уделено развитию учения о рудных формациях и принципам металлогенического анализа на основе рудно-формационных методов исследований.

Для специалистов в области рудообразования и металлогении.

**Известковые водоросли и строматолиты.** Систематика, биостратиграфия, фаціальный анализ.— 18 л.

Приводятся сведения о таких отделах известковых водорослей, как синезеленые, зеленые, красные. Дается описание некоторых новых форм из палеозойских отложений Сибирской, Восточно-Европейской платформ, Урала. Материал дополняет наши представления о разнообразии низших растений в прошлые времена и позволяет уточнить биостратиграфические схемы палеозоя Сибири и Урала.

Для специалистов, занимающихся стратиграфией, палеонтологией и палеоэкологией фанерозоя.

**Для получения книг почтой  
заказы просим направлять по адресу:**

- 117192 Москва, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197345 Ленинград, Петровзаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига», имеющий отдел «Книга — почтой».
- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 («Книга — почтой»);  
370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 («Книга — почтой»);  
232600 Вильнюс, ул. Университето, 4;  
690088 Владивосток, Океанский проспект, 140 («Книга — почтой»);  
320093 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24 («Книга — почтой»);  
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95 («Книга — почтой»);  
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;  
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 («Книга — почтой»);  
420043 Казань, ул. Достоевского, 53 («Книга — почтой»);  
252030 Киев, ул. Ленина, 42;  
252142 Киев, проспект Вернадского, 79;  
252030 Киев, ул. Пирогова, 2;  
252030 Киев, ул. Пирогова, 4 («Книга — почтой»);  
277012 Кишинев, проспект Ленина, 148 («Книга — почтой»);  
343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 («Книга — почтой»);  
660049 Красноярск, проспект Мира, 84;  
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2 («Книга — почтой»);  
191104 Ленинград, Литейный проспект, 57;  
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;  
196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16;  
220012 Минск, Ленинский проспект, 72 («Книга — почтой»);  
103009 Москва, ул. Горького, 19а;  
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;  
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51;  
630090 Новосибирск, Морской проспект, 22 («Книга — почтой»);  
142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8;  
142292 Пущино, Московской обл., МР, «В», 4;  
620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 («Книга — почтой»);  
700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 4;  
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;  
700070 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;  
700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 («Книга — почтой»);  
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;  
634050 Томск, Академический проспект, 5;  
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 («Книга — почтой»);  
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;  
720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 («Книга — почтой»);  
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 («Книга — почтой»).



4 р. 20 к.

4906



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ