

**Литмологические
закономерности
размещения
резервуаров
и залежей
углеводородов**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
им. 60-летия СОЮЗА ССР
ВЫПУСК 743

ЛИТМОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕЗЕРВУАРОВ И ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Ответственные редакторы
доктора геолого-минералогических наук
Ю. Н. Карогодин, Н. П. Запивалов



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1990

УДК 551.3.051:(553.29:553.9)

Литмологические закономерности размещения резервуаров и залежей углеводородов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. — 224 с.
ISBN 5—02—029163—3.

Сборник посвящен рассмотрению важнейшей проблемы нефтяной геологии — закономерностям размещения залежей нефти и газа, которая решается с позиций нового направления — нефтяной литмологии. Излагаются теоретико-методологические вопросы цикличности и литмологии, некоторые общепланетарные закономерности размещения углеводородов, а также закономерности пространственно-временного размещения коллекторов и залежей нефти и газа в пределах конкретных месторождений, нефтегазоносных областей и провинций Западной и Восточной Сибири.

Сборник представляет интерес для геологов-нефтяников.

Рецензенты

кандидаты геолого-минералогических наук

Е. А. Гайдебурова, В. Ф. Шугуров

Утверждено к печати

Институтом геологии и геофизики им. 60-летия
Союза ССР СО АН СССР

Научное издание

ЛИТМОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕЗЕРВУАРОВ И ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Редактор издательства **Е. И. Тимофеева**

Художественный редактор **М. Ф. Глазырина**

Художник **Н. А. Пискун**

Технический редактор **Т. Н. Драгун**

Корректоры **С. В. Блинова, В. А. Бирюкова**

ИБ № 34546

Сдано в набор 27.12.89. Подписано к печати 12.11.90. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 19,6 + 1,4 на мел. бум. + вкладка. Усл. кр.-отт. 23. Уч.-изд. л. 24. Тираж 1000 экз. Заказ № 1006. Цена 3 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука», 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

Л 1804060200—170
055(02)—90 304—89, кн. 2

© Издательство «Наука», 1990

ISBN 5—02—029163—3

Ю. Н. Карогодин

ЗНАЧЕНИЕ ЛИТМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ВЫЯВЛЕНИИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕЗЕРВУАРОВ И ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Под литмологическими исследованиями понимаются исследования слоевых ассоциаций. Литмиты (литомы, по Н. Б. Вассоевичу, В. В. Меннеру) — это синоним термина породно-слоевые ассоциации (СА). Последний необходимо было заменить, так как он длинен, довольно громоздок, неудобен в преобразовании. Методологической основой этих исследований является системный (т. е. системно-литмологический) анализ. Главный объект — целостные во времени и пространстве слоевые ассоциации, циклиты (Ц). Основных предметов исследования данного объекта четыре: структурный, вещественный, динамический и генетический. В таком многоаспектном подходе к исследованию СА, а не в акцентировании внимания на каком-то одном аспекте (чаще всего генетическом), осознанном использовании элементов системной методологии и заключается главное отличие исследований данного направления от традиционного изучения седиментационной цикличности, весь ход развития которого и привел к появлению литмологического направления.

Как известно, важнейшая задача (а точнее — цель) геологии нефти и газа — выявление закономерностей размещения резервуаров и залежей углеводородов и расшифровка условий их формирования.

Почему же ни минералогии, ни литологии, являющимся интегрирующими науками геологии, не придается такого значения в решении этих задач, как литмологии? Основные, промышленные скопления углеводородов связаны не с минеральными, не с породными телами, а со слоевыми ассоциациями. Будучи миграционно-активными и не имея собственной формы, углеводороды приспосабливаются к структуре слоевых ассоциаций, являясь как бы телами в телах. Вот почему важно исследование прежде всего внутренней и внешней структуры СА.

Еще одно важнейшее обстоятельство заключается в том, что породно-слоевые ассоциации, как считают большинство геологов-нефтяников, рождают углеводороды, а изменение термодинамических и структурных условий приводит их в движение по пластам коллекторов, а это, в свою очередь — к концентрации в залежи либо к рассеиванию в атмосферу, полуколлекторские горизонты, к насыщению подземных и наземных вод и т. д.

В изучении структуры циклитов — первейшей и изначальной задаче нефтяной литмологии — выделяются несколько связанных, но тем не менее самостоятельных аспектов. Это исследование внутренней структуры циклитов — аспект стереолитмологии. Изучение пространственно-временных взаимоотношений циклитов — аспект литмостратиграфии, изучение «внешней» структуры (морфологии) — аспект структурной литмологии. Все аспекты важны в равной мере. В последние годы, благодаря

развитию сейсморазведки и углубленно-уточненному анализу ее данных, стали выявляться залежи нефти и газа, связанные с клиноформными, ундаформными и другого рода телами. Сочетание коллекторов и экранов в этих телах — это композиция элементов слоевой системы, внутренняя ее структура. Традиционная стратиграфия и нефтяная геология в нашей стране оказались не готовыми к расшифровке структуры подобных тел и поиску залежей, связанных с ними. До сих пор крупные коллективы геологов (например, Западной Сибири) считают, что клиноформы на сеймограммах — это некий физический (геофизический) эффект, а не реальные тела.

Стереолитмология и литмостратиграфия призваны помочь в расшифровке внутренней структуры и пространственно-временных взаимоотношений СА. Системно-литмологический анализ позволяет расчленять и коррелировать любые (древние, молодые), в том числе «немые», без фауны и флоры, разнофациальные толщи. Литмостратиграфические схемы — важнейший исходный документ на пути к решению вышеназванных задач геологии нефти.

В специальной работе «Региональная стратиграфия (системный аспект)» [Карогодин, 1985] показано преимущество этих схем перед традиционными. В них достаточно зримо отражена поэтапная (цикличная) непрерывно-прерывистая (квантовая) история формирования осадочного чехла. Обязательным элементом литмостратиграфических схем является изображение перерывов и отражение их ранга, чего нет на традиционных стратиграфических схемах. Рабочие стратиграфические схемы мезозойских отложений Западной Сибири по существу являются литмологическими, хотя терминология часто используется традиционная. Они существенно отличаются от официальной схемы (особенно по неокому), не способствующей успешному проведению поисково-разведочных работ на нефть и газ.

В Восточной Сибири последняя официальная схема венд-кембрийских отложений в значительной мере впитала в себя идеи литмостратиграфии, хотя, как и в схеме Западной Сибири, терминология использована традиционная, без должного критического анализа *. По глубокому убеждению автора, модели (конструкции) региональных (местных) стратиграфических схем Западной и Восточной Сибири неизменно приближаются к литмостратиграфическим. Этот процесс можно было бы существенно ускорить (и это бы, безусловно, положительно сказалось на результатах поисково-разведочных работ), если бы не было сопротивления (нередко яростного) использованию системно-литмологического подхода. К сожалению, в новый проект Стратиграфического кодекса СССР [1988], как и в предыдущий, литмостратиграфические (циклостратиграфические) подразделения не вошли. Хотя в предисловии к СК СССР [1977] было указано на необходимость разработки и включения подобных подразделений в Кодекс. Редактор последнего проекта СК СССР и предыдущего издания А. И. Жамойда обращался к автору с пожеланием составить проект литмостратиграфических дополнений, что и было сделано. Он вошел в монографию «Региональная стратиграфия (системный аспект)» [Карогодин, 1985] и был издан отдельной брошюрой. Однако ни одно из предложений не вошло в новый проект СК СССР. Нет и критики, мотивов неприятия предложений. Это молчаливое отрицание нового, как известно, далеко не лучший путь развития науки.

Литмостратиграфические схемы мезозоя Западной Сибири, венд-кембрия Восточной Сибири, палеогена Ферганы [Карогодин и др., 1981], Нижнекамчатского прогиба [Карогодин и др., 1989], Предкавказья по-

* Более подробно об этом см. в статье Ю. Н. Карогодина «О соотношении понятий „циклит“ и „формация“», а также в специальном разделе монографии «Введение в нефтяную литмологию» [Карогодин, 1989].

зволили выявить ряд весьма важных закономерностей литмостратиграфического размещения резервуаров и залежей.

Так, в разрезе мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западной Сибири выделяются два нексотиклита — юрско-неокомский (нижнеаптский) и ант-неогеновый. Вместе взятые, они, как уже отмечалось ранее, составляют единый юрско-неогеновый галциклит. В составе каждого из них намечается по 9 региональных циклитов, состоящих, в свою очередь, из зональных. Именно эти тела (циклиты, парахронолиты) являются основными литмостратиграфическими подразделениями различного ранга. Циклиты (стратомы) разделены перерывами, соответствующими рангу циклита и по-разному проявляющимися в разрезе и по площади бассейна.

Анализ приуроченности коллекторов и экранов, залежей нефти и газа свидетельствует о достаточно ярко проявляющейся закономерности. В разрезе ниже-среднеюрских отложений на значительной части южной половины бассейна, а также по периферии его отчетливо выделяются циклиты различного ранга (от элементарных до региональных) прогрессивного типа. В северной половине и на северо-востоке (Усть-Енисейский район) тип циклитов меняется на прогрессивно-регрессивный. Естественно, в проциклитах коллекторские горизонты связаны с их основанием, с надперерывными базальными слоями региональных и зональных циклитов. Так, на известном Талинском месторождении Красноленинского района уникальные залежи в нижеюрских отложениях связаны с надперерывными базальными слоями ЮК₁₀, ЮК₁₁ шеркалинской пачки. Нижний горизонт ЮК₁₁ залегает на размытой поверхности палеозойских (или триасовых) пород.

На примере Западной Сибири и других регионов можно сделать вывод, что в континентальных и субконтинентальных отложениях доминируют циклиты прогрессивного типа. Коллекторы и залежи в них связаны с надперерывными базальными горизонтами.

В разрезе морских верхнеюрско-меловых отложений доминируют прогрессивно-регрессивные циклиты. Видимо, в силу специфических фациально-тектонических условий этого бассейна у про-рециклитов на большей части территории провинции весьма слабо выражены базальные слои. Они являются либо плохими коллекторами, либо вообще не являются таковыми даже у региональных циклитов. У зональных и более низкого ранга циклитов базальные, инициально-прогрессивные слои, как правило, не обладают сколько-нибудь емкими коллекторскими свойствами. Основные коллекторские горизонты значительной мощности и емкости связаны с регрессивными частями региональных и зональных циклитов. Практически все продуктивные горизонты Широкого Приобья и севера Западной Сибири — это регрессивные слои региональных и зональных циклитов [Карогодин, Нежданов, 1988]. И лишь на северо-востоке (Сузунское, Лодочное и другие месторождения) достаточно емкими коллекторскими свойствами обладают базальные, надперерывные песчаные слои. Здесь, видимо, сказывается близость северо-восточного источника сноса и, возможно, также перемыв, переотложение размытых финально-регрессивных песчаников.

Принципиально иная закономерная связь коллекторов гранулярного и трещинно-гранулярного типов в про-рециклитах разреза венд-кембрия Сибирской платформы.

В морских отложениях указанного стратиграфического диапазона практически все (или подавляющее большинство) открытые на сегодняшний день залежи нефти и газа связаны с базальными надперерывными отложениями [Карогодин, Нежданов, 1988]. Это одна закономерность и один тип коллектора. В то же время в карбонатной части мотской серии имеет место и иной тип коллектора — трещинно-кавернозно-карстовый. Его место в структуре региональных и зональных циклитов и причины возникновения принципиально отличаются от первого.

Каждый региональный и ряд зональных циклитов ограничены перерывами и несут на себе следы размывов на той или иной части территории Сибирской платформы.

В случае, если размыву подвержены значительные регрессивные, а тем более прогрессивные, части циклитов, активно протекали процессы карсто-кавернообразования. Этому способствовала и трещиноватость пород, присущая «чистым» разностям известняков и доломитов.

Палеорекострукции свидетельствуют о том, что некоторые регочиклиты (например, шаманский) полностью размывались в купольной части таких палеосводов, как Непский, Камовский и др. Вокруг них формировался пояс карстово-кавернозных известняков. Таким образом, трещинно-карстово-кавернозные коллекторы связаны преимущественно с верхними частями финально-прогрессивных элементов под региональными и зональными перерывами [Карогодин и др., 1988; и др.].

В отличие от гранулярного и гранулярно-трещинного типов коллекторов это будут не вытянутые или площадные зоны, а поясные, кольцевые. Не без основания можно предположить, что такие кольца-пояса будут на определенных литостратиграфических уровнях вокруг всех сводовых поднятий Лено-Тунгусской НПП. Таким образом, литостратиграфические исследования становятся основой для литмопалеогеографических и палеотектонических реконструкций с целью выявления как временных, так и пространственных закономерностей размещения резервуаров и залежей углеводородов нефтегазоносных бассейнов.

Сущность и специфика литмофациальных, литмопалеогеографических и палеотектонических реконструкций заключается в том, что проводится соответствующий анализ по частям и циклитам в целом, а не по каким-то срезам, уровням и т. д. При таком подходе выявляется немало скрытых особенностей в строении и формировании продуктивных толщ, позволяющих более полно и глубоко понять закономерности размещения резервуаров и залежей углеводородов [Карогодин, Гайдебурова, 1985; Карогодин и др., 1989; и др.].

Терригенные образования регионального хужирского проциклита в составе венд-кембрийского нексочиклита Сибирской платформы, являющиеся, по существу, его базальными «слоями» (структурно-динамическим аналогом нижнеюрских отложений Западной Сибири), представляют собой два зональных циклита. Терригенные гранулярные коллекторские горизонты этого РГЦ связаны с подперерывными базальными горизонтами (Верхнечонское, Даниловское и другие месторождения)*.

Литостратиграфическое расчленение разрезов нефтегазоносных бассейнов позволяет более точно, строго решать задачу кинематики интенсивности структуроформирующих движений, их сопряженности с седиментационной цикличностью. Как будет показано ниже на примере многих месторождений, нефтегазоносных областей и Лено-Тунгусской провинции в целом, а также на сравнительном анализе различных по тектоническому режиму (передовой прогиб, молодая и древняя платформы) и возрасту осадочного выполнения (кайнозойский, мезозойский, палеозойский) бассейнов [Карогодин, 1974; Карогодин и др., 1989; и др.], выявляется общая закономерность в сопряженности фаз седиментационной цикличности и интенсивности структуроформирующих движений (СФД). Сущность этой закономерности сводится к следующему. С финально-прогрессивными фазами различного ранга седиментационных циклов связана минимальная активность структуроформирующих движений. Она усиливается в регрессивной половине цикла и достигает максимума в финально-регрессивную фазу и, видимо, на границе циклов, т. е. приходится на перерывы. Этим, очевидно, в определенной мере обусловлены размывы и их масштаб.

* В статье А. А. Растегина «О флювиогляциальной природе продуктивных отложений...» обосновывается флювиогляциальная природа данных образований.

«Остаточная» активность СФД «передается» инициальным фазам седиментационных циклов.

Все это имеет опосредованное, а нередко и прямое отношение к закономерностям размещения коллекторов и залежей.

В фазы интенсивных СФД формируются горизонты гранулярных коллекторов, а в породах, подверженных трещиноватости, — трещинных коллекторов. Это и время формирования структурных, стратиграфических и комбинированных ловушек, этапы массовой миграции углеводородов, формирования, переформирования и разрушения их залежей.

При комплексном литмологическом анализе, как ни при каком другом, с определенностью выявляются перерывы в осадконакоплении, обосновываются площадь и масштаб размывов, связь с ними коллекторов различного типа и т. д.

Перерывы играют важную роль магистральных флюидоводов и не случайно с над- или подперерывными толщами связаны все крупные зоны нефтегазонакопления и подавляющее большинство гигантских месторождений мира.

Выше затронут лишь один круг вопросов системно-литмологического анализа, в котором уже сейчас со всей очевидностью раскрывается важная роль данного подхода к выявлению пространственно-временных закономерностей размещения резервуаров и залежей углеводородов. Очевидно и то, что необходима согласованная, унифицированная программа комплексных системно-литмологических исследований всех нефтегазоносных бассейнов Советского Союза, а в дальнейшем и зарубежных. На обосновании важности создания такой программы координированных исследований целесообразно остановиться специально.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Карогодин Ю. Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. — М.: Недра, 1974. — 177 с.
- Карогодин Ю. Н. Региональная стратиграфия (системный аспект). — М.: Недра, 1985. — 180 с.
- Карогодин Ю. Н. Введение в нефтяную литмологию. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. — 240 с.
- Карогодин Ю. Н., Владимиров А. В., Хабаров А. Н. Литмологические предпосылки формирования коллекторов и залежей в карбонатных толщах Сибирской платформы // Геология и геофизика. — 1988. — № 5. — С. 18—25.
- Карогодин Ю. Н., Гайдебурова Е. А. Системные исследования слоевых ассоциаций нефтегазоносных бассейнов (по комплексу промыслово-геофизических данных). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 107 с.
- Карогодин Ю. Н., Гайдебурова Е. А., Желев С. К. Системный анализ палеогеновых отложений Нижнекамчатского прогиба Болгарии (в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. — 107 с.
- Карогодин Ю. Н., Малащенко Г. Н., Саидходжаев Ш. Г. Цикличность и нефтегазоносность палеогена Северного Таджикистана. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. — 216 с.
- Карогодин Ю. Н., Нежданов А. А. Литмологические закономерности пространственного размещения резервуаров и залежей углеводородов Западной и Восточной Сибири // Геология и геофизика. — 1988. — № 7. — С. 3—7.
- Стратиграфический кодекс СССР. — Л.: ВСЕГЕИ, АН СССР, 1977. — 79 с.
- Стратиграфический кодекс СССР. — Л.: ВСЕГЕИ, АН СССР, 1988. — 56 с.

Ю. Н. Карогодин

МОДЕЛЬ ИЕРАРХИЧЕСКОЙ ОРГАНИЗАЦИИ ЛИТМОСФЕРЫ

Создание модели иерархической организации литмосферы (ИОЛ) является одной из важнейших теоретических задач литмологии. И не случайно в решениях Всесоюзной конференции по цикличности осадконакопления

[Решения..., 1985] была обоснована необходимость осуществления комплексных коллективных исследований по проекту «Литмосфера» (подобно проекту «Литосфера»). В качестве главной задачи на ближайшем этапе исследований (1986—1990 гг.) по данному проекту выдвигалось создание теоретически обоснованной модели иерархической организации осадочной оболочки Земли (литмосферы) [Решения..., 1985, с. 10]. Создание модели ИОЛ — это путь к познанию законов строения (устройства) той части Земли, с которой связаны многие важнейшие, жизненно необходимые полезные ископаемые — нефть, газ, уголь, сланцы, соли, минеральные воды, многие виды руд, строительные материалы и т. д. Немаловажно также, что литмосфера является частью биосферы, домом подавляющего большинства живого, в том числе человека.

При гигантских масштабах техногенного воздействия человека безусловно нарушается динамическое равновесие литмосферы, что отражается на других сферах Земли, в том числе и на биосфере. Следовательно, создание иерархической модели литмосферы, раскрытие законов ее устройства, функционирования и понимание их природы имеют не только научный, познавательный и прикладной характер, но и экологический. Знание законов строения и формирования этого объекта позволяет прогнозировать не только техногенные процессы, но и последствия их влияния на биосферу.

По нашему глубокому убеждению, знание динамических законов развития литмосферы позволит достаточно точно прогнозировать такие периодически повторяющиеся явления, как наводнения, засухи, землетрясения и многое другое.

Явно или интуитивно понимая важность познания законов периодичности геологических процессов, исследователи уже в конце XVIII — начале XIX в. предпринимали попытки расшифровать закономерности тех или иных геологических процессов, понять их периодичность, сопряженность и взаимосвязанность. Одна из таких попыток — создание гипотезы о периодической повторяемости глобальных циклов, выдвинутой в конце XVIII в. шотландским геологом Д. Геттоном. В конце XIX столетия (1886—1887 гг.) М. Бертран ввел понятие о тектонических циклах, выделив гуронскую, каледонскую, герцинскую (варисийскую) и альпийскую эпохи складчатости. В начале XX в. практически одновременно и независимо друг от друга Г. Штилле и С. Д. Соболевым были выдвинуты сходные гипотезы об общепланетарных тектонических циклах и фазах складчатости. (Они более широко известны как «каноны Штилле».) Этими исследователями предпринималась попытка установить сопряженность, связь между тектоническими циклами, фазами складчатости и трансгрессиями, регрессиями, расцветом и деградацией органического мира, изменением климата и другими явлениями.

В начале нашего столетия появились интересные работы по цикличности Э. Зюсса, Э. Ога, А. Гребо, А. В. Архангельского, Д. В. Наливкина, Н. М. Страхова, С. Н. Шатского, М. А. Усова, Г. П. Тамразяна, С. Н. Бубнова, Л. П. Рухина, А. В. Пустовалова, П. Л. Личкова, Г. Ф. Лунгерсгаузена, В. Е. Хаина и многих других геологов.

В ряде исследований предпринималась попытка найти некий «общий знаменатель» геологической цикличности — регулярной, правильной периодичности различных по своей природе геологических явлений. В последние 15—20 лет интерес к периодическим, циклическим геологическим процессам резко возрос как у нас в стране, так и за рубежом.

Следует обратить внимание на одну методологическую особенность большинства прежних и настоящих исследований проблемы геологической цикличности. До разработки хронологической шкалы радиологическими методами «линейкой» для «привязки» и сопоставления геологических событий, их повторяемости и т. д. была биостратиграфическая (общая, планетарная) шкала. Сейчас к ней добавилась временная шкала (млн лет), которая активно совершенствуется. Исследователями рассмат-

риваются геологические процессы, которым приписывается определенная природа, генезис. Так, например, в одной из последних зарубежных сводок [Сейсмическая стратиграфия, 1982] традиционно рассматриваются седиментационные циклы, а главные причины, их вызывающие, видятся авторам в эвстатических колебаниях уровня Мирового океана. Это находится в полном соответствии с господствовавшей (и продолжающей господствовать) генетической парадигмой в геологии. Однако, как уже неоднократно подчеркивалось ранее [Карогодин, 1980 и др.], геологи изучают прежде всего геологические тела, их вещество, структуру и только потом восстанавливают процессы и возможный генезис. Тела можно видеть и исследовать непосредственно, а процессы, их сформировавшие, проходили, как правило, в далеком прошлом (сотни миллионов и даже миллиарды лет назад). Вещество и структура тел — это объективная реальность, процессы — наши реконструкции, гипотезы, предложения, догадки. И чем больший период нас отделяет от времени образования тела, тем меньше шансов на восстановление истинных процессов и условий формирования, причин рождения геологических тел, тем менее эффективно использование принципа актуализма.

Представляется, что более действенным в решении рассматриваемой проблемы может оказаться структурный (структурно-тельный) принцип. Это означает, что необходимо выделять и исследовать геологические тела как целостные во времени породные системы, в том числе слоевые системы.

Используя системно-литмологический подход, т. е. рассматривая слоевые ассоциации в качестве целостных во времени систем и разработав правила их выделения, классификации, подхода к выявлению иерархии и т. д., автор предложил модель иерархической организации литмосферы [Карогодин, 1985; Трофимук, Карогодин, 1985]. Это была первая попытка представить строение литмосферы, базируясь как на личных исследованиях конкретных разрезов фанерозоя евроазиатской части СССР (Западная и Восточная Сибирь, Средняя Азия, Кавказ, отчасти Русская платформа, Сахалин), так и на опубликованных материалах. Основой для рассмотрения иерархической организации литмосферы явилась общая стратиграфическая (биостратиграфическая в основе своей) шкала. Следующий шаг, который предпринят на пути осмысления и совершенствования данной модели, — увязка циклитов различного ранга (для начала наиболее крупных) с временной, «хронометрической» шкалой. В качестве последней использована шкала Харленда и др. 1982 г. [Харленд и др., 1985].

Сопоставив ранее выделенные циклиты (стратомы) трех рангов — тригалциклиты, галциклиты и нексодиклиты — с указанной хронометрической шкалой и рассмотрев с этих позиций иерархическую организацию литмосферы, мы убедились в необходимости обсуждения материалов данного анализа. Цель такого обсуждения — дальнейшее совершенствование модели ИОЛ через акцентирование внимания на нерешенных вопросах и определенных противоречиях в данной конструкции.

Геологам необходима шкала не только событий, запечатленных в породных телах, но и процессов, следствием которых являются сами тела. Ибо «... горные породы являются единственным объективным источником и для изучения природных явлений в геологической истории, и для суждения о возрасте» [Харленд и др., 1985, с. 13]. Не вдаваясь в дискуссию по вопросу природы глобальных седиментационных циклов, следует заметить, что многие (в том числе крупнейшие, выдающиеся) отечественные и зарубежные геологи видят реальную возможность существенного усовершенствования стратиграфической шкалы через глобальные циклы, представляющие собой геохронологические единицы, «использование которых позволит разработать международную геохронологическую систему на приемлемой основе. Она может стать более точным и надежным геохронологическим стандартом для всего фанерозоя» [Сейсмическая стратиграфия, 1982, с. 181]. Это возможно через систематическое, последовательное построение достаточно точных «литмограмм» (а затем

и циклограмм) по конкретным разрезам разного типа и возраста седиментационных бассейнов различных сегментов земного шара, их сравнение и анализ. Конечно желательно, чтобы седиментационные циклы (хотя бы глобальные, крупные) оказались изохронными во времени, но нельзя это представление брать за исходный принцип цикличности. Следует помнить и об идее латеральной цикличности, развиваемой рядом геологов (С. Д. Соболев и др.). Нельзя исключать, что в поисках глобальной синхронности циклов может быть выявлен закон латеральной цикличности (латеральной миграции циклов во времени), при этом идея и принцип цикличности не станут менее привлекательными для геологов.

Ниже дается краткое описание модели иерархической организации литмосферы с обоснованием трех уровней слоевых систем: некса-, гал- и тригалциклитов. Методики выделения этого, равно как и иного, ранга циклитов здесь не касаемся, так как она изложена ранее [Карогодин, 1980, 1985, 1990 и др.]. Напомним лишь, что циклиты любого типа и ранга выделяются как целостные во времени системы, у которых связь (во времени) элементов внутри системы более интенсивная, чем на границах. Следовательно, перерывы в осадконакоплении, размывы, угловые несогласия являются важнейшими показателями разрыва функции связи во времени, индикаторами границ между слоевыми системами. Представляется важным при описании модели иерархической организации не скрывать, а обнажить недостаток фактического материала на том или ином интервале стратиграфической (биостратиграфической) шкалы, высказать сомнения по тем или иным границам систем, сформулировать нерешенные вопросы.

Венд-кембрийский нексаоциклит (рисунок на вкладке) изучен в ряде естественных обнажений Сибирской платформы и сотнях глубоких скважин десятков площадей Лено-Тунгусской провинции. Нижняя половина его представлена терригенно-карбонатными отложениями мотской серии венда. Нижняя граница в разрезах обнажений скважин отчетливая, так как базальные терригенные, часто грубообломочные слои серии хужирского регионального циклита (РГЦ) залегают с явным и значительным размывом, нередко и с угловым несогласием на разновозрастных, обычно более литифицированных, дислоцированных и даже метаморфических и кристаллических рифейских образованиях.

Исходя из ранее намеченной закономерной связи изменения биоты с седиментационной цикличностью [Карогодин, 1985], автору представляется, что формирование этого циклита началось во второй половине венда, в эдиакарскую эпоху, т. е. где-то на рубеже 630 млн лет. Исходя из той же закономерности, можно предположить, что в варангскую эпоху венда формировалась регрессивная половина предыдущего нексаоциклита. В этой связи геологам, занимающимся стратиграфией отложений верхнего протерозоя (в частности, венда), еще раз следует пересмотреть материал о «вмытых» акритархах в рифейской толще [Хоментовский, 1988]. Не исключено, что акритархи не везде вмыты и прежнее представление о вендском возрасте [Соколов, Хоментовский, 1980] домотских толщ, по крайней мере некоторых разрезов Красноярского края (Камовского свода), не такое уж и ошибочное. Домотский перерыв и размыв в разрезах скважин Камовского свода, ранее не признававшийся биостратиграфами, действительно есть, но в ряде районов этой провинции он может оказаться внутривендским.

В явно прогрессивной (трансгрессивной) мотской серии выделяется 4^{1/2} РГЦ и столько же в галогенно-карбонатно-терригенной толще кембрия, т. е. венд-кембрийский нексаоциклит состоит из 9 РГЦ. Граница между вендом и кембрием до сих пор остается остро дискуссионной. Более того, многие геологи (Л. Ф. Тыщенко, А. К. Бобров и др.), в том числе и биостратиграфы (З. Х. Файзулина и др.), считают мотскую серию кембрийской. Самыми нижними слоями, в которых обнаружилась достоверно нижнекембрийская фауна, являются отложения осинского горизонта

усольской свиты (VI снизу РГЦ)*. Палеонтологам предстоит еще немалая и кропотливая работа по установлению границы венда — кембрия Сибири. На последней стратиграфической схеме условно она проведена по подошве усольской свиты (кровле мотской серии).

На схеме (см. рисунок) верхняя граница рассматриваемого нексодиклита совмещена с границей кембрия и ордовика (на рубеже 505 млн лет). Однако это совмещено условно по ряду причин. В разрезах нами она нигде не наблюдалась и не исследовалась. Исходя из материалов личных исследований, можно сделать вывод о несовпадении во времени и в пространстве границ седиментационных и биологических циклов. Совпадение этих двух видов границ скорее исключение (возможно, даже редкое), чем правило. Хотя в большинстве своем исследователи пытаются их совместить в принципе и в конкретных разрезах.

Возможно, эта граница проходит в верхнем кембрии, т. е. цикл завершается на 9—10 млн лет раньше, чем показано на схеме. В таком случае его продолжительность будет не 125, а порядка 115 млн лет. Предположение о таком проведении верхней границы данного НКЦ согласуется с представлениями П. Р. Вейла, Р. М. Митчема, И. С. Томпсона III [Сейсмическая стратиграфия, 1982] о том, что в позднем кембрии и раннем ордовике отмечается один из основных глобальных высоких уровней моря. По представлению этих авторов, глобальному повышению уровня моря предшествовали глобальное его понижение, крупный межрегиональный перерыв в осадконакоплении.

Ордовик-силурийский нексодиклит был намечен исходя из общей позиции иерархической организации литосферы, и по положению в разрезе нижняя граница его является верхней границей предыдущего НКЦ. Преддевонский межрегиональный перерыв (верхняя граница циклита) хорошо известен в пределах многих нефтегазоносных провинций европейской территории СССР (Волго-Уральской, Днепрово-Припятской, Печорской и др.).

П. Р. Вейл и др. [Сейсмическая стратиграфия, 1982] выделяют раннедевонское глобальное понижение уровня моря. Так, в Днепрово-Донецкой впадине осадконакопление начинается после длительного перерыва, со среднедевонских отложений [Галабуда и др., 1988; и др.]. На большей части территории Русской платформы (более 95 %) нижнедевонские отложения отсутствуют. На территории центральных ее районов осадконакопления не происходило. «Глубокий разрыв, уничтоживший мощные древние толщи на значительной части платформы, указывает на то, что область Украинского, Воронежского и Токмакского массивов была длительно приподнята» [Тихомиров, 1967, с. 186]. И даже в начале среднего девона, в эйфельский век (новобасовское, ряжское время, первая половина морского времени), несмотря на некоторое расширение области седиментации, огромная территория платформы была областью размыва [Там же, с. 186—192].

На огромной территории Сибирской платформы имеются лишь отдельные «островки» девонских отложений. Нами отложения данного циклита и вышележащие девонские толщи рекогносцировочно исследовались в великолепно обнаженных разрезах Китабского геологического музея-заповедника в 1988 г. Верхняя граница данного нексодиклита проводится на рубеже 408 млн лет (см. рисунок).

Однако, судя по палеогеографическим данным Русской платформы, можно предположить, что данный циклит завершился не в силуре, а в начале девона. «Особенность строения отложений второй половины лудлоу и раннего девона с несомненностью показывает, что ранний девон составляет лишь завершающую часть крупного этапа силурийской эпохи» [Тихомиров, 1967, с. 235]. Позднесилурийско-раннедевонская регрессия

* В последнее время кембрийская фауна обнаружена и ниже осинского горизонта.

отражалась в нарастании площади суши, ее доминировании на территории платформы, изменении соляного режима существующего бассейна от нормально-морского до существенно опресненного. Нарастающая регрессия подчеркнута сменой мелководно-морских осадков континентально-терригенными в жединское время.

Продолжительность времени формирования ордовик-силурийского НКЦ по рассматриваемой модели 97 млн лет. Однако если нижнюю границу опустить, как указывалось выше, а верхнюю поднять, то период формирования составит более 100 млн лет.

Следующий нексциклит условно можно назвать **девон-каменноугольным**. Нижняя его граница кратко уже обсуждалась. После крупного понижения уровня моря (на рубеже 406 млн лет, по П. Р. Вейлу и др. [Сейсмическая стратиграфия, 1982, с. 176]) началось его повышение и формирование нового циклита. Граница нижней (прогрессивной) и верхней (регрессивной) частей циклита условно совмещена с кровлей фаменского яруса. Хотя следы деградации седиментации и развития биоты отмечаются несколько раньше [Тихомиров, 1967], возможно, положение этой внутренней границы в дальнейшем следует пересмотреть и опустить внутрь фаменского яруса. Девонские отложения исследовались нами лишь рекогносцировочно в разрезах естественных обнажений Китабского геологического музея-заповедника. Верхняя граница рассматриваемого циклита условно совмещена с подошвой башкирского яруса (или пенсильвания) на рубеже 320 млн лет.

Этот рубеж общеизвестен и, видимо, не случайно большинством геологов в качестве самостоятельных систем выделяются миссисипий и пенсильваний. На графике С. В. Тихомирова [1967, с. 239] это резкая граница седиментационных этапов (циклов) четырех порядков. В таблице П. Р. Вейла и др. [Сейсмическая стратиграфия, 1982, с. 174] на рубеже 324 млн лет указано глобальное предпенсильванское понижение уровня моря. На графиках цикличности (ритмичности), трансгрессий, регрессий, типа распространения осадков и других многими исследователями (Н. М. Страховым, А. Б. Роновым, В. Е. Хаином, В. П. Казариновым, А. Л. Яншиным, Ю. Н. Карогодиным, Ю. М. Малиновским и др.) данный рубеж неизменно выделяется резким сокращением области морского осадконакопления, наличием перерыва и размывов. Нами эта граница непосредственно в разрезах не изучалась. На упомянутой схеме С. В. Тихомирова [1967] достаточно убедительно, на наш взгляд, показано начало формирования крупного циклита («этапа») с башкирской эпохи (пенсильванская подэра). Тем не менее этот рубеж в будущем требует специального системно-литмологического изучения. В принятых границах продолжительность циклита примерно 90 млн лет.

Следующий нексциклит выделяется в объеме верхнекаменноугольно(пенсильванско)-триасовых отложений. Граница нижней (прогрессивной) и верхней (регрессивной) частей НКЦ условно совмещена с границей перми и триаса (рубеж 248 млн лет). В разрезах севера Сибири (мыс Цветкова на побережье Таймыра и др.), где нами непосредственно изучались пограничные пермо-триасовые слои без фауны для надежных стратиграфических датировок, эти слои представлены терригенными, вулканогенными, вулканокластическими, нередко грубообломочными отложениями [Карогодин, 1984] с фораминиферами плохой сохранности [Булатова и др., 1980].

В составе триасовых отложений изученных разрезов севера Средней Сибири выделено 4^{1/2} РГЦ, описание которых дано автором в коллективной монографии [Дагис, Казаков, 1984]. Они составляют единый ряд регрессивной половины данного нексциклита. Верхняя его граница совмещена с границей триаса и юры (см. рисунок). Продолжительность формирования в выделенных границах описываемого нексциклита 107 млн лет.

Следующий **юрско-неокомский (аптский) нексциклит** достаточно детально изучен в разрезах естественных обнажений и скважин целого ряда

бассейнов (Западной Сибири, Енисей-Ленского, Ферганского, Афгано-Таджикского, в районах Северного Кавказа). Юрские отложения залегают на образованиях самого различного возраста. С них начинаются осадочные чехлы молодых платформ. Даже в мезозойских прогибах севера Сибири, где наиболее полные разрезы триаса и юры, почти повсеместно размыты рэтские отложения, а во многих разрезах норийские и частично карнийские (нижнее течение р. Лены), ладинские и даже оленекские (среднее течение р. Бурр, нижнее течение рек Ныкабыт и Бурр и т. д.) [Карогодин, 1984]. На большей части территории Западной Сибири, Туранской и Скифской платформ базальные горизонты данного НКЦ ложатся на разновозрастные палеозойские образования со значительными не только стратиграфическими, но и угловыми несогласиями.

В разрезе юрской (прогрессивной) части циклита Западной Сибири выделяются $4\frac{1}{5}$ РГЦ [Карогодин, Гайдебурова, 1985; Карогодин, Нежданов, 1988]. Довольно детальное системно-литологическое изучение юрских отложений проведено совместно с литологами (А. В. Гольцбертом и др.) и палеонтологами (В. А. Захаровым, Б. Н. Шурыгиным и др.) в разрезах естественных обнажений Енисей-Хатангского прогиба.

Финально-прогрессивные (?) образования в разрезах Западной Сибири представлены аномально битуминозной толщей аргиллитов баженовской свиты (титон). Именно так показано на нашей схеме (см. рисунок). Однако на Туранской плите в титоне формировалась мощная толща (сотни метров) солей. Наличие отложений, отражающих процесс дефицитной седиментации (бажениты) в условиях гумидного типа литогенеза и перекомпенсации (в то же время) за счет активной садки солей в условиях аридного типа литогенеза в средней части нексосикла, наводит на мысль о том, что в полном седиментационном цикле кроме двух основных частей (стадий) — прогрессивной и регрессивной — может быть еще третья (между ними) — стадия стагнации. Последняя отражает застой, отсутствие прогресса и предпосылку регресса. Иначе говоря, стагнация — одноплоскостные изменения [Шарапов, 1989]. Учитывая сказанное, границу, разделяющую прогрессивную и регрессивную части, возможно, следовало бы провести по подошве титона. В этом случае устраняются по крайней мере два противоречия. Первое: несоразмерность верхней и нижней частей циклита. Верхняя значительно меньше. Если же титон (6 млн лет) считать уже началом регресса, то эта диспропорция уменьшится. Второе противоречие заключается в том, что на огромной территории Туранской и Скифской платформ, Северного Кавказа и других регионов в волжское время, как уже отмечалось, наблюдался регресс. Так, в обнажениях юго-западных отрогов Гиссара в разрезе скважин Амударьинской НГП прогрессивная часть данного НКЦ, начавшись с континентальных, терригенных угленосных отложений (шахта Шаргунь и др.), заканчивается мощной (сотни метров) гиссарской серией морских известняков и доломитов оксфорд-кимериджа. Выше по разрезу ее сменяет не менее мощная титонская соленосно-ангидритовая гаурдакская серия. Стратиграфическое положение внутренней границы этого нексосиклита нуждается в дальнейшем уточнении.

Верхняя регрессивная половина описываемого циклита в разрезах перечисленных регионов ограничивается барремом или даже низами апта. Отложения баррема несут на себе следы явного регресса, который выражается в низких значениях коэффициента прогрессивности (нередко приближающихся к нулю), преобладании в литологическом спектре грубообломочного материала, пестроцветности, зеленоцветности (вартовская свита Западной Сибири), красноцветности (кызылташская свита юго-западных отрогов Гиссара, Красные камни Кисловодска и его окрестностей и т. д.), свидетельствующем о доминировании континентального и мелководно-морского, лагунного режимов седиментации, наличии перерывов и следов размыва.

В разрезе Западной Сибири барремская и аптская фауна неизвестна. Эти ярусы выделены по положению в разрезе с учетом палинологических данных. Барремскими принято считать отложения вартовской и леушинской свит и их возрастных аналогов, аптскими — алымскую свиту с кошайской пачкой и базальными слоями, известными как промысловый пласт A_1 . Автором описаны явные следы предаптского перерыва и размыва в виде характерной границы на контакте названных свит, наличия гальки зеленоцветных пород в составе базальных слоев A_1 и т. д. в керне разрезов Самотлорского месторождения и др.

В разрезах обнажений Северного Кавказа барремские отложения, как уже отмечалось, несут явные следы регресса.

Нами описан полный, великолепно обнаженный разрез мела (в том числе и баррем-апта) в окрестностях с. Гергебиль (Северный Кавказ)*. Верхняя часть готерива в этом разрезе представлена серыми известняками, баррем — преимущественно песчаниками, алевролитами буровато-серыми, бурыми ** с многочисленными ходами илоедов, мелких пелеципод. В верхней части этой песчано-алевритовой толщи найдены аммониты, характерные для самых низов апта. Выше — 5—7 м темно-серых алевролитистых оскольчатых глин. Еще выше — регионально выдержанный и резко выступающий в рельефе разреза слой (не более 1 м) гравелито-галечника с массой бурых крупных (до 7—10 см) фосфоритовых стяжений (желваков), аммонитов, белемнитов, пелеципод. В этом конденсированном базальном слое фауна нескольких зон нижнего апта (устное сообщение Ю. П. Смирнова). На наш взгляд, это довольно четкая граница между двумя нексаоциклитами. Не менее ярко она выражена и в разрезах Афгано-Таджикского и Ферганского бассейнов.

В разрезах юго-западной части Ферганского бассейна с большим размывом и угловым несогласием апт (?)—альбские конгломераты муянской свиты ложатся на юрские образования (разрез Гузанской антиклинали близ г. Исфара). Значительный размыв обусловлен, видимо, тем, что это активная межгорная впадина и на границе нексаоциклитов интенсивность тектонических движений максимальная.

Данная граница, как и внутренняя, нуждается в более точной стратиграфической привязке. В разрезах Западной Сибири, Ферганском и Афгано-Таджикском бассейнах выделяются $4\frac{1}{2}$ РГЦ. Однако смущает их несколько уменьшенная средняя продолжительность (порядка 8 млн лет).

В разрезе Западной Сибири хотя и выделены все $4\frac{1}{2}$ РГЦ [Карогадин, Нежданов, 1988], но определенная сложность возникает из-за клиноформного строения нижнемеловых отложений ***. В описанных объемах продолжительность формирования нексаоциклита 96 млн лет.

Последний, шестой, нексаоциклит выделяется в объеме апт-миоцена. В разрезах Западной Сибири, Ферганской, Афгано-Таджикской депрессий, Северного Кавказа и некоторых других регионов в разрезе меловых отложений с той или иной степенью уверенности выделяются $4\frac{1}{5}$ РГЦ (в среднем по 7—8 млн лет).

Внутренняя граница циклита (про- и ре-частей) проводится по подшоше дания (85 млн лет). Это известный рубеж в истории Земли, связанный с глобальной регрессией. На графиках цикличности, трансгрессий и регрессий моря всеми исследователями (С. Н. Бубновым, С. Н. Страховым, В. П. Казариновым, А. Л. Яншиным, В. Е. Хайным, А. Б. Роновым, Ю. Н. Карогадиным, Ю. М. Малиновским и др.) граница мела и палеогена (дания) отмечается резким сокращением площадей морской седиментации. Отложения дания в разрезах многих регионов в значительной

* Автор признателен за участие в экспедиции 1988 г. по Северному Кавказу и ценные консультации доценту Грозненского нефтяного института Ю. П. Смирнову.

** По кровле известняков, более устойчивых к выветриванию, чем песчаники, в этом районе идет древняя «тропа Шамиля», которой местные жители пользуются до сих пор.

*** См. статью А. А. Преженцева во втором разделе настоящего сборника.

степени (или даже полностью) размыты. Так, в обрамлении Нижнекамчйского прогиба и прилегающих районов нам лишь в нескольких разрезах удалось описать сохранившиеся маломощные (несколько метров) отложения дания.

В коллективной монографии «Верхний мел юга СССР» [1986] авторы также отмечают, что «отложения датского яруса на западе Средней Азии имеют более ограниченное распространение, чем подстилающие образования маастрихтского возраста. В ряде районов, преимущественно на юго-западе и востоке Туранской плиты, они обычно отсутствуют в ядрах крупных антиклинальных поднятий. Нет их также на всей территории Средней Азии» [с. 181].

В пределах Северного Кавказа и Предкавказья датские отложения «имеют сравнительно с другими верхнемеловыми отложениями наименьшее распространение, отличаются большей литологической изменчивостью, чаще представлены в неполном объеме мощностью не более 30—50 м, а на значительной территории не более нескольких метров» [Там же, с. 79].

Во всех районах Горного Крыма мощность датских отложений изменяется от 15—18 до 35 м [Верхний мел..., 1986, с. 9]. На корреляционной стратиграфической схеме верхнего мела Средней Азии во всех районах авторами монографии показан размыв, доходящий до сантонских (Гиссарский район) и даже туронских (Алайский район) отложений [Верхний мел..., 1986].

В ряде районов Северного Кавказа автору удалось наблюдать достаточно отчетливую смену чистых плотных известняков (финал прогрессивной части РГЦ) маастрихта более глинистыми, алевролитистыми мергелистыми известняками дания. И именно маастрихтские известняки используются в качестве наилучшего сырья для цемента (например, карьер в районе с. Панта-Аргун)*.

В Западном Предкавказье даже маастрихтские отложения распространены не повсеместно. «Они отсутствуют на большинстве площадей Каневско-Березанской системы поднятий (Бейсугская, Бриньковская, Приморско-Ахтарская, Каневская, Чилбасская, Березанская, Выселковская, Двубратская, Усть-Лабинская, Ладожская, Некрасовская) и на площадях северо-западного участка (Незалаевская, Кальнеболотская, Терновская)» [Верхний мел..., 1986, с. 79]. На многих площадях от размыва сохранились только нижнемаастрихтские отложения сравнительно небольшой мощности. В. Л. Егоян считает, что перерыв и размыв были не только в дат-палеоценовое время, но и в позднем маастрихте. Возможно, позднемаастрихтские перерывы и размывы были локальными, как предвестники начала региональной и общей регрессии. Это позволяет высказать предположение о том, что, возможно, внутренняя граница описываемого НКЦ проходит где-то в верхней части маастрихта.

В верхней даний-плиоценовой части НКЦ в изученных автором разрезах Западной Сибири, Ферганы, Афгано-Таджикской депрессии, Северного Кавказа, Нижнекамчйского прогиба Болгарии достаточно уверенно выделяются еще 4¹/₂ РГЦ и везде явно выражена общая регрессивная направленность. Как известно, во многих районах межгорных, предгорных бассейнов неогеновые образования заканчиваются молассовыми толщами. При этом грубозернистость обломочного материала явно увеличивается снизу вверх. Предчетвертичный перерыв и связанный с ним интенсивный размыв являются очевидными. Четвертичные отложения, как известно, во многих районах территории СССР и мира залегают часто с размывом и угловым несогласием на толщах различного возраста (вплоть до рифейских). В описанных границах продолжительность формирования мел-неогенового НКЦ порядка 114 млн лет.

* Как известно, новороссийский цемент высокого качества (портландцемент) получают из маастрихтских известняков геинохской свиты, характеризующихся коэффициентом прогрессивности, близким к 90 % (и даже 100 %).

Таким образом, исходя из принципа интенсивной связи во времени слоевых ассоциаций (девять РГЦ), направленности и непрерывности изменения вещественно-структурного состава, характера границ (отражающих связь или разрыв ее в процессе формирования слоевой системы) и двуединого строения целостной системы, в разрезе венд-фанерозоя евроазиатской части СССР намечается шесть крупных (нексо-) циклитов. Еще раз следует подчеркнуть, что данное представление о модели иерархической организации литмосферы складывается на основе знания и изучения разрезов бассейнов территории СССР.

Из вышеизложенного видно, что для выделения НКЦ использован неравноценный материал. В одних случаях это личные исследования автора, проведенные совместно с литологами и палеонтологами, в других — материалы коллег и сотрудников, в третьих — косвенные доказательства по опубликованным данным и др. В дальнейшем необходимы системно-литмологический анализ конкретных разрезов всех бассейнов, выделение РГЦ и выявление их связи во времени, группировки в девятки.

Если нижнюю границу первого венд-кембрийского НКЦ принять на рубеже 630 млн лет, а верхнюю (неогена) — 2 млн лет, то средняя продолжительность одного НКЦ окажется равной 104,66 млн лет, а диапазон продолжительности отдельных циклов (принятой модели) будет в интервале 88—96 — 125 млн лет. Какой-либо направленности в изменении периодов НКЦ во времени не наблюдается вопреки представлениям С. Н. Бубнова [1960] о сокращении «послепротерозойских циклов» от 185 млн лет (древнепалеозойских) до 35 млн лет («древнетретичный»). Идею ускорения развития циклических процессов Земли в том или ином виде разделяли (и разделяют) многие геологи.

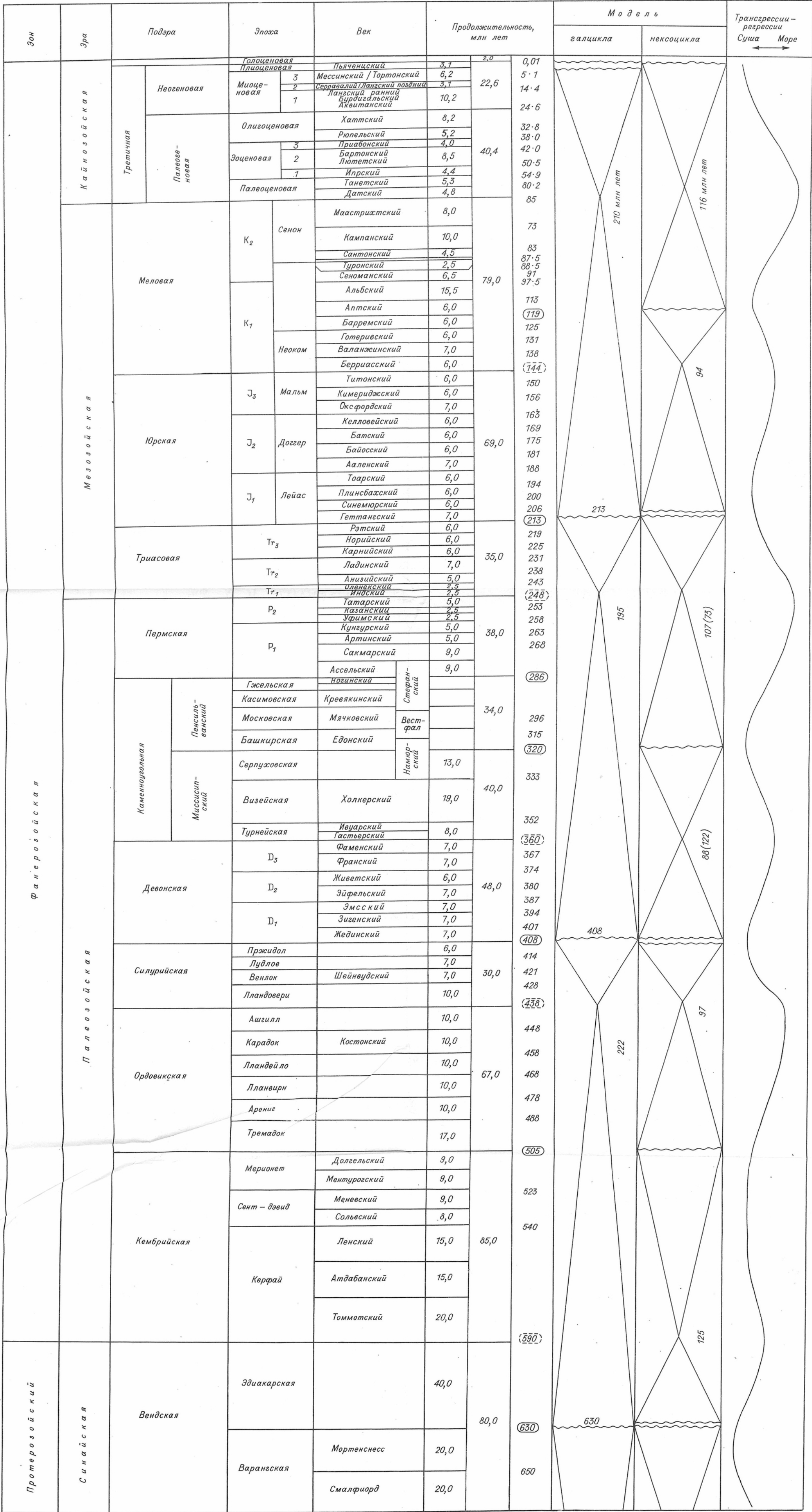
Период в 105 (104,55) млн лет — величина, близкая к продолжительности половины галактического года, который различными исследователями определяется в интервале 165—260 млн лет, а «наиболее вероятная величина заключена в пределах 200—220 млн лет» [Фирсов, 1977]. Нередко в сравнительном анализе используется понятие аномалистического галактического года как периода между двумя прохождением Солнечной системы через перигалактический год с периодом 175 ± 20 млн лет, а ближайшее прохождение через перигалактий — через 12 млн лет. Если умножить 12 млн лет на 9 РГЦ, то получим величину, укладывающуюся в $1/2$ галактических года — 108 млн лет.

Если принять гипотезу об астрогеологической природе нексоциклов — а здесь автор полностью солидарен с Л. В. Фирсовым и другими геологами в том, что «именно в этом направлении видится наиболее перспективный путь к решению вопроса о причинах долгопериодной цикличности геологических явлений» [Фирсов, 1977, с. 105], — то невольно напрашивается мысль о группировке НКЦ по два.

Если начать эту группировку «сверху», то нет сомнений, что верхняя пара НКЦ — единый цикл формирования осадочных чехлов молодых, эпигерцинских платформ (Западно-Сибирской, Туранской, Скифской, Западно-Европейской, Мексиканского залива и др.). Продолжительность такого цикла 211 млн лет. С учетом предполагаемой природы этого цикла, длительности формирования он назван галциклитом, а процесс — соответственно галциклом.

Следующая пара НКЦ выделяется в объеме девон-триаса (195 млн лет). И нижняя, и верхняя границы данного ГЛЦ охарактеризованы выше, при описании входящих в него НКЦ, как весьма резкие, с крупными перерывами, размывами на огромных площадях, значительными стратиграфическими и угловыми несогласиями.

И наконец, последняя (третья) пара НКЦ в объеме венд (эдиакарий) — силур (возможно, ранний девон) продолжительностью формирования 222 млн лет. Не исключено, что несколько увеличенный период по сравнению с двумя предыдущими ГЛЦ объясняется неточностью датировки абсолютного возраста начала эдиакарской эпохи. Во всяком случае на ма-



Схематическая модель иерархической организации литмосферы.

териалах Восточной Сибири, где выделен венд и имеются наиболее изученные его разрезы, нам не известны публикации с датировками абсолютного возраста, обосновывающими границу варангских и эдиакарских образований.

Средняя продолжительность периода формирования галциклита 209,3 млн лет, что укладывается в рамки длительности галактического года.

Используя те же системно-структурные принципы выделения циклитов, можно высказать вполне обоснованное предположение, что эти три ГЛЦ со средним периодом формирования примерно 209,3 млн лет каждый составляют единый тригалциклит с периодом в 628 млн лет. На примере евроазиатской части СССР видно, что это новый важный этап в истории седиментации, единый цикл формирования осадочных чехлов древних платформ (точнее, бассейнов), занимающих огромные территории континентов.

Таковы представления о модели иерархической организации литосферы, исходя из принципов системно-структурного (или, точнее, системно-литмологического) анализа слоевых ассоциаций.

Дальнейшее совершенствование данной модели видится в систематическом системно-литмологическом изучении конкретных разрезов седиментационных бассейнов различного типа и возраста всей территории СССР, а затем и зарубежных бассейнов. Это изучение должно идти через обоснование выделения региональных (и зональных) циклитов, доказательство их группировки, союза (девяти).

Очень нужная коллективная сводка по стратиграфии была выполнена в виде описаний всех геологических систем (Стратиграфия СССР. Кембрийская система, 1965; Ордовикская система, 1972; Силурийская система, 1965; Devonская система, 1973; и др.). Каждой системе посвящен один или даже несколько томов. Целые тома посвящены формированию и строению отложений отдельных ярусов [Сорокин, 1978; и др.]. Не менее важными представляются публикации с результатами систематических исследований слоевых систем (циклитов, стратомов) различного ранга.

Наряду с совершенствованием модели иерархической организации литосферы необходимо проводить сравнительный анализ связи, сопряженности седиментационной цикличности с другими периодическими, циклическими процессами, явлениями, оставившими след в породных слоях (трансгрессиями и регрессиями, эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, цикличностью в изменении органического мира, климата, палеомагнитных вариаций, эпохами и фазами складкообразования, интенсивностью структуроформирующих движений, интрузивной и эффузивной активизацией, эпохами активизации дрейфа континентов и т. д.). Это единственный путь познания природы функционирования Земли как целостной, гармоничной и динамической системы, понимания того, что происходит с ней сейчас и что ждет в будущем (далеком и близком). Это и один из путей конкретной реализации международной геологической программы «Корреляция».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. — М.: Изд-во МГУ, 1960. — 223 с.
Булатова З. И. и др. О первых находках фораминифер в предположительно индских отложениях Восточного Таймыра (мыс Цветкова) // Палеонтология и стратиграфия триаса Средней Сибири. — М.: Наука, 1980. — С. 18—20.
Верхний мел юга СССР/Алиев М. М., Павлова М. М. и др. — М.: Наука, 1986. — 232 с.
Галабуда Н. И. и др. Цикличность Днепровско-Донецкой впадины. — Киев: Наук. думка, 1988. — 101 с.
Дэвис А. С., Казаков А. М. Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. — 176 с.

- Егоян В. Л. Тенденции в развитии общей стратиграфии. Статья 3: Терминологические проблемы // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1989.— Т. 64, вып. 1.— С. 4—13.
- Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность.— М.: Недра, 1980.— 242 с.
- Карогодин Ю. Н. Региональная стратиграфия (системный аспект).— М.: Недра, 1985.— 180 с.
- Карогодин Ю. Н. Введение в нефтяную литологию.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.— 240 с.
- Карогодин Ю. Н., Гайдебурова Е. А. Системные исследования слоевых ассоциаций нефтегазоносных бассейнов (по комплексу промыслово-геофизических данных).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 107 с.
- Карогодин Ю. Н., Нежданов А. А. Литмологические закономерности пространственного размещения резервуаров и залежей углеводородов Западной и Восточной Сибири // Геология и геофизика.— 1988.— № 7.— С. 3—7.
- Левчук М. А. Литология и перспективы нефтегазоносности юрских отложений Енисей-Хатангского прогиба.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 165 с.
- Решения Всесоюзной конференции «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения залежей углеводородов».— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985.— 11 с.
- Сейсмическая стратиграфия.— М.: Мир, 1982.— 846 с.
- Соболев Д. Н. Начала исторической биогеографии.— Харьков: Госиздат Украины, 1924.— 203 с.
- Соколов Б. С., Хоментовский В. В. Возраст нефтегазоносной толщи юго-запада Сибирской платформы // Сов. геология.— 1980.— № 5.— С. 45—56.
- Сорокин В. С. Этапы развития северо-запада Русской платформы во франском веке.— Рига: Знание, 1978.— 282 с.
- Тихомиров С. В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы.— М.: Недра, 1967.— 267 с.
- Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. О соотношении биологической этапности и седиментационной цикличности // Изв. АН СССР.— 1985.— № 2.— С. 128—131.
- Фирсов Л. В. Галактическая периодичность в развитии органического мира Земли // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза.— М.: Наука, 1977.— С. 104—116.
- Харленд У. Б. и др. Шкала геологического времени: Пер. с англ. И. С. Барскова/Под ред. В. В. Меннера.— М.: Мир, 1985.— 140 с.
- Хоментовский В. В. О вымыве мелких окаменелостей в древние толщи и связанных с ними проблемах стратиграфии // Геология и геофизика.— 1988.— № 1.— С. 6—12.
- Хоментовский В. В. и др. Опорный разрез переходных докембрийско-кембрийских отложений низовой р. Гоном // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вендские отложения.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983.— С. 24—36.
- Шарапов И. П. Метагеология: Некоторые проблемы.— М.: Наука, 1989.— 209 с.
- Bertrand M. La Chaîne des Alpes et la formation du continent européen // Bull. Soc. geol. France. Ser III.— 1886—1887.— V. 15, N 6.— P. 423—447.

В. П. Апарин, Ю. Н. Карогодин

СОПРЯЖЕННОСТЬ СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ФАНОРОЗОЕ

Проблема соотношения седиментационной цикличности и тектогенеза за прошедшие полвека посвящено большое число публикаций. В последние десятилетия, когда синтез достижений в различных дисциплинах, изучающих литосферу, привел к появлению геодинамики, в основе которой лежат представления тектоники плит, проблема цикличности вышла за рамки, поставленные классической геологией, и в определенной мере входит в круг задач геофизики, связанных с взаимодействием мантии, литосферы и ядра. Так, в частности, изучение модели экваториальных движений уровня океана, как результата роста срединно-океанических хребтов, сейсмо-стратиграфические исследования, разработка концепции лавинной седиментации дают в первом приближении представление о геодинамическом механизме формирования осадочных циклов [Pitman, 1979; Vail et al., 1977; Лисицын, 1988]. Общая схема событий реализуется здесь таким образом: конвекция в мантии и движение плит порождают срединно-океани-

ческие хребты, что приводит к изменениям уровня Мирового океана, вследствие чего возникают перемычки накопленного осадочного материала с одного уровня лавинной седиментации (дельты рек) на другой (континентальный склон). Замедление движения плит дает серию перерывов в осадочном разрезе.

Реализация этих принципиальных положений на практике, в работе на континентальных разрезах встречается определенные трудности, поскольку этот подход еще не получил достаточного развития и не апробирован, и в силу того, что подробная история эвстатических движений океана применительно к конкретному региону не известна, не поставлены сейсмостратиграфические работы и т. д. Реально в полевых материалах и сводках фиксируются трансгрессии и регрессии моря и в соответствии с этим регрессивно-прогрессивные циклические тела-циклиты. Поскольку осадки эпиконтинентальных морей представляют собой результат взаимодействия двух процессов — вертикальных движений материка и уровня океана, постольку возрастное распределение циклитов прямо или опосредованно должно быть связано с историей геодинамических событий. Анализ этого вопроса посвящена настоящая статья. В качестве исходных данных использованы хронологическая шкала нексосциклов фанерозоя [Карогодин, 1985, рис. 1] * и возрастные кривые угла Φ , показывающего изменения местоположения материка по отношению к оси вращения Земли, вычисленные по палеомагнитным данным [Апарин, 1984], а также различные палинспастические реконструкции фанерозоя [Зоненшайн и др., 1987].

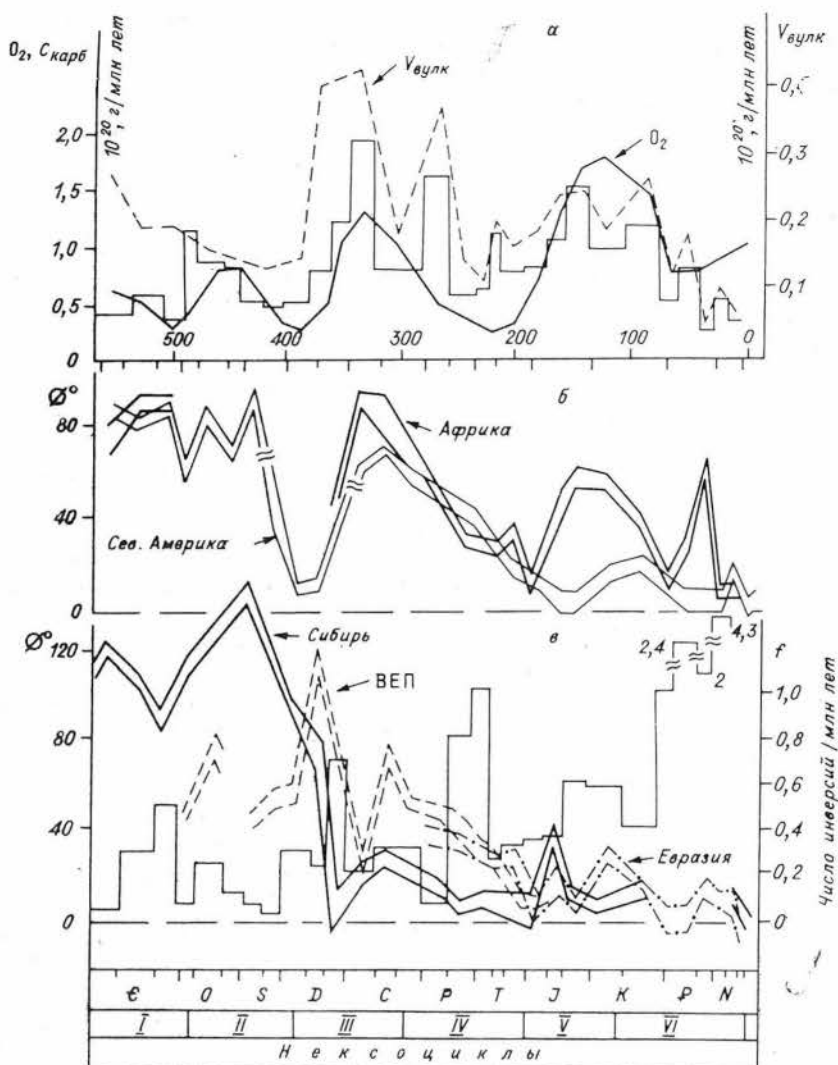
Нексосциклиты представляют собой геологические тела, имеющие двучленное деление на трансгрессивную и регрессивную части (см. статью Ю. Н. Карогодина «Модель иерархической организации литмосферы» в настоящем сборнике) и по стратиграфическому объему отвечающие циклам второго порядка длительностью 90—120 млн лет; по геодинамической этапности и возрасту они близки к циклу Вильсона.

Назовем основные рубежи в истории движения литосферных блоков в фанерозое в сопоставлении с границами нексосциклов (см. рисунок).

Во второй половине венда, вблизи границы V_1/V_2 , произошел раскол позднедокембрийской Пангеи [Bond, Kominz, 1984]. Спрединг в палеозойских океанах, последовавший за этим расколом, сопровождался в бассейнах пассивных окраин Северной Америки, Сибири и Австралии интенсивным погружением коры, накоплением значительных объемов осадочного материала. На рубеже ϵ/O темп формирования осадочного чехла на этих материках заметно снижается [Сеславинский, 1987], что совпадает с границей между нексосциклами. В ордовике палеозойские океаны Япетус и палео-Уральский вступают в стадию закрытия, меняются направление движения континентальных блоков (см. рисунок, б) и уровень океана. В конце ордовика имеет место таконская орогеническая эпоха, быстро снижается темп осадконакопления в бассейнах лавразийских материков, на окраинах которых развиваются конвергентные процессы. В конце силура закрывается Япетус, в раннем девоне образуется новый континент — Евроамерика, поднятие которого приводит к обширной регрессии, маркирующей рубеж S/D между нексосциклами.

Трансгрессия в D_2-D_3 , охватившая значительные площади докембрийских платформ Евроамерики, Сибири и пассивных окраин Гондваны, сменилась на границе D/C столь же широко распространенной регрессией, сопровождавшей закрытие палео-Тетиса и Уральского океана, в результате которого сформировалась Пангея. Начало коллизии в зоне Европейских герцинид и Урала на рубеже C_1/C_2 совпадает с границей между нексосциклами. С нее начинается позднепалеозойский этап осадконакопления [Соловьев, 1980] в условиях нового, герцинского структурного плана, специфической континентальной палеогеографии единого суперконтинен-

* Уточненный вариант представлен в статье Ю. Н. Карогодина «Модель иерархической организации литмосферы» в настоящем сборнике.



а — возрастные вариации масс вулканитов и CaCO_3 в земной коре континентов, O_2 в атмосфере Земли [по Ронову, 1980]; б — кривые угла Φ , показывающие местоположение континентов относительно оси вращения Земли, в — кривая вариации частоты геомагнитных инверсий.

та, когда зоны погружения пассивных окраин превратились в замкнутые континентальные бассейны, перешедшие в режим устойчивого (синеклизного) опускания. В этих динамических условиях впервые формируются толщи с промышленными угольными пластами на фоне резкого спада интенсивности нефтенакпления, достигшего максимума в позднем девоне [Апарин, 1988].

Финальная стадия формирования позднепалеозойской Пангеи приходится на поздний триас, когда в состав суперконтинента в результате раннекиммерийской коллизии вошли блоки Восточной Азии [Зоненшайн и др., 1987]. Здесь же на рубеже Т/Ј проходит и граница между нексотическими, палеогеографические условия седиментации в которых были исключительно разными. В частности, следующий юрско-нижнемеловой нексотический целиком охватывает этап раскрытия современных океанов от раскола Пангеи и начала спрединга в поздней юре до середины мела, когда отмечался максимально высокий уровень океана за счет максимума скорости спрединга и когда сток с двух крупнейших континентов Лавра-

зии и Гондваны был сосредоточен в узком проливе, давшем начало Тетису. Вследствие этого в неосоцикле нефтенакопление достигает максимума по запасам и интенсивности [Вышемирский, 1978].

В начале второй половины мела произошел перелом в движении всех континентальных плит, снижается скорость спрединга во всех океанах в той или иной мере, что, видимо, связано с перестройкой системы конвекции в мантии. В бассейнах континентальных окраин начиная с сеномана происходит спад скорости осадконакопления, возрастает число перерывов в разрезах [Лисицын, 1988], начинается закрытие Тетиса.

Итак, от внешней границы неосоцикла в середине мела до внутренней на рубеже К/Р четко прослеживается трансгрессивная стадия, а с палеогена, когда развивается коллизия в западной части Тетиса, — регрессивная стадия, которая заканчивается в миоцене.

Осадочная цикличность, таким образом, не является исключением, а составляет звено общей геодинамической периодичности, связанной, вероятно, с периодическими перестройками мантийной конвекции [Сорохтин, 1978]. Хронологическая корреляция с этой периодичностью вариаций частоты геомагнитных инверсий, геохимических характеристик осадочного континентального разреза фанерозоя, интенсивности вулканизма подтверждает это заключение (см. рисунок, а). Вопрос об иерархии циклов при таком подходе очевиден. Конвекция в мантии двигает плиты литосферы. Они, в свою очередь, создают новые палеогеографические обстановки, что вместе с эвстатическими вариациями уровня океана за счет изменения скорости плит формирует осадочные циклы. Масштаб проявления той или другой границы между осадочными циклами зависит: а) от числа литосферных блоков, участвующих в аккреции, б) от продолжительности этого процесса во времени, т. е. одновременности в изменениях скорости движения плит.

Очевидно, что проблема, которой посвящена настоящая статья, требует специальных исследований. Необходимы количественные оценки изменений геоморфологии регионов, возникающих при коллизии континентальных блоков, что существенно изменяет условия транспорта осадков в конечные водоемы стока и создает предпосылки для лавинной седиментации наряду с раскрытием океанических бассейнов. Крайне важны сейсмо-стратиграфические исследования, региональные количественные оценки эвстатических движений океана, точные оценки динамики формирования объектов осадочного чехла, соотношения трансгрессивных и регрессивных циклов и т. п. Таким образом, в статье лишь поставлена проблема связи геодинамики и литогенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Апарин В. П. Вариации скорости перемещения Восточно-Европейской и Североамериканской платформ и теория формирования их осадочных бассейнов в палеозое // Геология и геофизика. — 1984. — № 9. — С. 27—34.
- Апарин В. П. О природе цикличности нефтенакопления в фанерозое // Теоретические и методологические вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. — С. 66—74.
- Вышемирский В. С. Стратиграфическое размещение горючих ископаемых // Геология и геофизика. — 1978. — № 6. — С. 3—5.
- Зонешайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Фанерозойские палинспастические реконструкции территории СССР // Геотектоника. — 1987. — № 6. — С. 3—20.
- Карогодин Ю. Н. Региональная стратиграфия. — М.: Недра, 1985. — 198 с.
- Лисицын А. П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. — М.: Наука, 1988. — 309 с.
- Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли. — М.: Наука, 1980. — 80 с.
- Сезлавинский К. Б. Каледонское осадконакопление и вулканизм в истории Земли. — М.: Недра, 1987. — 191 с.
- Соловьев О. А. Визейский тектоно-седиментационный и палеогеографический рубеж // Труды VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. — М.: Наука, 1980. — Т. 6. — С. 156—160.

- Сорохтин О. Г., Монин А. С. Возможная природа тектонических циклов. Океанология.— М.: Наука, 1979.— Т. 2: Геофизика океана.— С. 119—130.
- Bond G. C., Kominz M. A. Break up of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories // *Earth and Planet. Sci. Lett.*— 1984.— V. 70, N 1.— P. 325—345.
- Pitman W. C. Relationship between eustasy and stratigraphic sequences on passive margins // *Bull. Geol. Soc. Amer.*— 1978.— V. 89.— P. 1389—1404.
- Vail P. R., Mitchum R. M., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*— 1977.— V. 26.— P. 83—97.

Г. П. Тамразян

ИЗМЕНЕНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ ЗЕМЛИ КАК ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ ОСНОВА ВОЗНИКНОВЕНИЯ И ПЛАНЕТАРНОГО РАЗМЕЩЕНИЯ КРУПНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ ЛИТМИТОВ (ГЛОБАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ДИСЛОКАЦИИ МАССОВЫХ СКОПЛЕНИЙ ЦИКЛИТОВ)

Геология является одной из наиболее древних наук. Уже первобытный человек, использовавший камни в качестве орудий труда и средства борьбы (защиты или нападения, например во время охоты), так или иначе различал их по качеству (по годности к использованию), размерам и т. д., т. е. он поступал почти как первобытный геолог, хотя и бессознательно, примитивно, стихийно. Прошедшие тысячелетия неизмеримо повысили интерес людей к природным предметам, которые впоследствии стали изучаться исследователями-специалистами с уже определенными профессиональными знаниями. Изучение геологических объектов стало проводиться все глубже, с различными целями. Геология разрасталась и стала распадаться на дочерние дисциплины. В этом, с одной стороны, была ее сила, но с другой стороны — всякое углубление в изучаемый предмет поневоле ограничивает широту охвата смежных обстоятельств (объектов), тем более далеких и очень удаленных. Между тем знание является особенно проникаемым, когда оно, углубляясь в изучаемые объекты, в то же время сохраняет широту кругозора, утилизируя достижения не только смежных, но и самых отдаленных отраслей.

Мощь научного проникновения в сущность природы наибольшая при условии максимального использования всей совокупности выявленных процессов и явлений. Это, конечно, несравненно труднее, чем углубление в одном направлении. Но это вознаграждается неожиданно выявленными новыми связями, соотношениями и даже иногда открытиями. Новизна, какой бы она ни казалась невероятной по своим результатам, особенно на первых порах, обычно является отражением какого-то ранее неизвестного соотношения, связи или закономерности.

Одним из новых направлений в геологии является литмология. Литмостратиграфические исследования применяются все шире, усилия по ее дальнейшему развитию успешно нарастают. Исследования по выявлению иерархической организации литмосферы отличаются своей притягательностью. Иерархия циклитов привлекает внимание не только с познавательной точки зрения. Отмечается и нарастающий утилитарный интерес в геолого-разведочном деле, в частности при поисках углеводородного сырья. Наиболее высокие ранги в этой иерархии циклитов отличаются особой заманчивостью. Но на этом пути возникают трудно преодолимые препятствия: необходимо проникновение в смежные области знания и для

большей результативности в изучаемой области исследований нужно максимально использовать достижения смежников. Это открывает широкие перспективы не только в научном и практическом отношении, но и в познавательном плане.

Будущее человечества связано с освоением околозвездных пространств. Для осуществления межзвездных полетов ему необходимо создавать особые двигатели и иметь соответствующие энергетические источники. Традиционные и известные источники энергии (нефть, газ, конденсат, уголь, энергия радиоактивного распада) не подходят для этих целей. Транспортировать так далеко энергетическое сырье (горючее) немыслимо. Проводить разработку известных на Земле полезных ископаемых там, на других мирах, в режиме интенсивного движения, очевидно, невозможно, не говоря уже о непригодности их для целей межзвездных полетов. Необходима разработка способа пополнения энергетических ресурсов кораблей за счет компактной утилизации легкодоступных природных ресурсов самих небесных тел на их пути. Готовым пригодным энергетическим сырьем на трассе межзвездных полетов является вода (источник огромного количества энергии при ядерном синтезе).

Итак, в будущем человечеству неминуемо потребуются умение вести оперативные геологические исследования на далеких мирах. Автору этих строк, уже разрабатывавшему способы подобных поисков, представляется, что при исследовании других небесных тел существенное значение приобретут методы литмологии, которая, вероятно, войдет в группу перспективных направлений в исследованиях (в том числе и изыскательских) на других небесных телах.

КРУПНЕЙШИЕ СКОПЛЕНИЯ ЛИТМИТОВ ЗЕМЛИ

Данные о наиболее крупных осадочных бассейнах (объемом пород свыше 10^6 км³ в каждом) приведены в таблице. Общий объем пород в 75 крупных осадочных бассейнах Земли превышает 131×10^6 км³, а площадь их распространения более 28×10^6 км². В мире известно свыше 30 осадочных бассейнов, объем каждого из которых превышает 1 млн км³ *. Особенно много их в Евразии. Современное распределение объемов пород крупных осадочных бассейнов показывает, что максимальные массы пород приурочены к широтным поясам 24—42 и 54—66° (рис. 1). Между этими двумя группами широтных поясов суммарные объемы осадочных толщ уменьшаются. В южном полушарии осадочных толщ существенно меньше.

Величины объемов осадочных бассейнов по отдельным широтам, отнесенные на единицу площади суши и шельфа широтных поясов, показаны на рис. 1. Суммарные объемы осадочных толщ разных широтных поясов почти по всем широтам от 24 до 78° слабо различаются в пределах северного полушария. В фанерозое выделены две интегральные группы эпох, продолжительность которых примерно одинакова (по 280—300 млн лет) (см. рис. 1; рис. 2). Первую группу эпох составляют верхний кембрий — ордовик, карбон — нижняя пермь, верхняя юра — мел. Вторую — нижний и средний кембрий (а также поздний венд), силур — девон, верхняя пермь — триас — нижняя и средняя юра, кайнозой. Эти выделенные временные интервалы, примерно одинаковой продолжительности (по 85—90 млн лет), попеременно и равномерно чередуются в фанерозое.

В течение одной группы эпох (см. рис. 2, слева) осадочные бассейны формировались и развивались преимущественно на древних широтах 0—15 и 50—70°. На этих широтах в это время образовалось 73 % ($29,6 \times$

* В литературе приведены интересные и важные первичные данные об объемах пород в главнейших осадочных бассейнах Земли [Раабен, 1986; Белонин и др., 1986; и др.].

Крупнейшие осадочные бассейны Земли и время образования основных осадочных толщ в них

Бассейн	Объем, 10 ⁶ км ³	Площадь, 10 ⁶ км ²	Основные стратиграфические комплексы
Персидского залива	19,6	3,3	Мезозой, кайнозой
Лено-Тунгусский	10,2	2,6	Палеозой
Западно-Сибирский	10,0	1,4	Мезозой
Сахаро-Ливийский	9,1	2,5	Палеозой, мезозой
Гальфкоста	8,9	2,3	Кайнозой
Центральноевропейский	5,0	1,1	Мезозой
Прикаспийский	4,8	0,5	Палеозой, мезозой
Амударьинский	4,5	1,4	Мезозой, кайнозой
Западно-Канадский	3,8	0,9	Палеозой, мезозой, кайнозой
Южнокаспийский	3,5	0,25	Кайнозой
Енисей-Лаптевский	3,3	0,4	Мезозой
Лено-Вилуйский	2,6	0,3	»
Гвинейского залива	2,4	0,2	Мезозой, кайнозой
Саравакский	2,4	0,4	Кайнозой
Волго-Уральский	2,3	0,7	Палеозой
Восточно-Калимантанский	2,1	0,4	Кайнозой
Сахалинский	2,1	0,3	»
Магелланова пролива	2,0	0,3	Мезозой, кайнозой
Северокавказско-Мангышлакский	1,9	0,36	» »
Преаппалачский	1,9	0,44	Палеозой
Нижнеиндский	1,8	0,26	Кайнозой, мезозой
Тимано-Печорский	1,52	0,35	Палеозой
Пермский	1,35	0,37	»
Западный Внутренний	1,32	0,72	»
Ориноцкий	1,3	0,19	Кайнозой
Североустюртский	1,3	0,24	Мезозой
Мичиганский	1,15	0,36	Палеозой
Кванза-Камерунский	1,1	0,2	Кайнозой, мезозой
Уиллингтонский	1	0,26	Палеозой, мезозой
Камбейский	1	0,18	Кайнозой
Боуэн-Сурат	1,04	0,36	Палеозой, мезозой

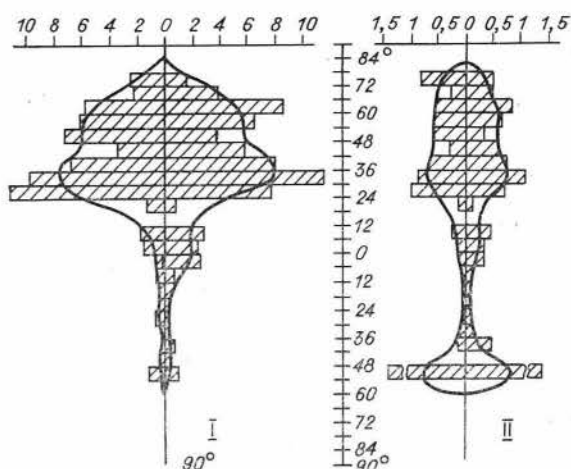
×10⁶ км³) всего объема пород крупных осадочных бассейнов северного палеополушария и свыше 77 % (12,1×10⁶ км³) в пределах южного палеополушария. На эти две группы древних широт (0—15 и 50—70°) приходится 43,3 % площади глобальных широтных поясов, в их пределах на единицу площади темпы формирования осадочных бассейнов были в 3,5—4,5 раза интенсивнее, чем на остальных палеоширотах.

В течение другой группы эпох (см. рис. 2, справа) осадочные бассейны формировались и развивались в северном палеополушарии преимущественно на древних широтах 0—12 и 20—50°. На этих широтах в соответствующие эпохи образовалось свыше 80 % (45,3×10⁶ км³) всего объема пород крупных осадочных бассейнов этого палеополушария. Темпы формирования крупных осадочных бассейнов на единицу площади планетарных поясов здесь были вдвое выше, чем на остальных широтах.

На приэкваториальные пояса (0—15°) северного палеополушария приходится 43 % объема формирования осадочных бассейнов в одни эпохи (см. рис. 2, слева) и 26 % в другие (см. рис. 2, справа). На такие же приэкваториальные пояса южного палеополушария приходится свыше 77 % объема осадочных бассейнов в одной группе эпох (см. рис. 2, слева) и 39 % — в другой.

Таким образом, в фанерозое в приэкваториальных поясах формировались крупные осадочные бассейны как в одной, так и в другой группе эпох, причем в первых в 1,6 раза интенсивнее, чем во вторых. В южных приэкваториальных поясах, по сравнению с аналогичными северными поясами, осадочные бассейны формировались в 1,5 раза интенсивнее. Этим в целом исчерпывается общее в размещении крупных осадочных бассейнов между двумя выделенными группами эпох фанерозоя.

Рис. 1. Распределение объемов осадков 75 крупных осадочных бассейнов Земли по современным широтным поясам. По горизонтали — суммарные объемы осадочных пород (10^6 км^3), приходящиеся на 6-градусные широтные пояса, по вертикали — широты (градусы): I — в абсолютных величинах на каждый пояс, II — удельное распределение (на единицу площади суши и шельфа пояса). Слева от вертикали — отложения, образовавшиеся в верхнем кембрии, ордовике, карбоне, нижней перми, верхней юре, мелу; справа — отложения, образовавшиеся в нижнем и среднем кембрии, силуре, девоне, верхней перми, триасе, нижней и средней юре, кайнозое. Кривые линии — осреднение по дважды скользящим трем 6-градусным палеопоясам.



Кроме приэкваториальных максимумов, в формировании осадочных бассейнов выявляется еще один широтный максимум, который по своей широтной приуроченности не только не совпадает, но и прямо противоположен в двух группах выделенных эпох фанерозоя (см. рис. 2). Для одной группы эпох (см. рис. 2, слева) второй максимум формирования крупных осадочных бассейнов приходится на древние широты $50-70^\circ$ (образовалось свыше 30 %, или $12,3 \times 10^6 \text{ км}^3$ объема пород осадочных бассейнов северного палеополушария). В другой группе эпох (см. рис. 2, справа) на этих широтах образовалось мало пород в крупных осадочных бассейнах (менее 13 %). В этой группе эпох второй максимум (главный) формирования осадочных бассейнов приходится на палеошироты $20-50^\circ$, где сконцентрировалось 53 % ($31 \times 10^6 \text{ км}^3$) всего объема осадочных бассейнов северного палеополушария. На этих древних широтах в первой группе эпох (см. рис. 2, слева) формировалось менее 20 % ($7,9 \times 10^6 \text{ км}^3$) пород северного палеополушария.

Таким образом, процессы осадочного бассейнообразования в фанерозое проходили в целом различно в первой и второй группах эпох. В первой главный максимум осадочного бассейнообразования приурочивался к приэкваториальным палеоширотам $0-15^\circ$ (43 % объема пород); второй максимум (30 % объема пород), уступающий главному, приурочивался к бореальным широтам $50-70^\circ$. Во второй группе эпох главный максимум (53 % объема пород) осадочного бассейнообразования приурочивался к умеренным широтам ($20-50^\circ$), а второй (26 %) — к приэкваториальным ($0-15^\circ$).

Точность определения палеоширот составляет $3-5^\circ$ [Кравчинский, 1979], и при выделении узких поясов в 6° ширины воз-

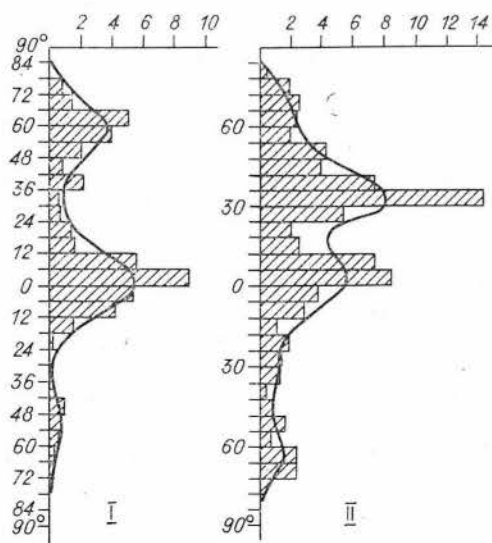


Рис. 2. Распределение объемов осадков 75 крупных осадочных бассейнов Земли по палеоширотам их местонахождения во время образования слагающих отложений фанерозоя (Земля в целом). По горизонтали — суммарные объемы осадочных пород (10^6 км^3), приходящиеся на 6-градусные палеоширотные пояса, по вертикали — древние широты (градусы). Осадочные бассейны, образовавшиеся: I — в верхнем кембрии, ордовике, карбоне, нижней перми, верхней юре, мелу, II — в нижнем и среднем кембрии, силуре, девоне, верхней перми, триасе, нижней и средней юре, кайнозое. Кривые линии — осреднение по дважды скользящим трем 6-градусным палеопоясам.

можны некоторые смещения определяемых величин палеоширот в соседние (с севера или юга) пояса. С целью сведения этой неточности к минимуму при исчислении распределения объемов в меридиональном направлении произведено осреднение по способу дважды скользящих трехпоясных интервалов. Результаты такого осреднения приведены на рис. 1 и 2. Это обеспечивает максимальную надежность при выявлении тенденции и закономерностей в распределении самого явления, хотя и сглаживает выраженность самих экстремальных величин (максимумов и минимумов).

Крупные осадочные бассейны (сумма циклитов) в фанерозое размещались на Земле в определенной зависимости от широты в эпохи своего образования. В течение всего фанерозоя они приурочивались, во-первых, к приэкваториальным палеоширотам, во-вторых, попеременно то к бореальным, то к умеренным. Попеременное размещение на внеприэкваториальных широтах основных объемов крупных осадочных бассейнов фанерозоя связано с глобальными фазами тектогенеза, в основе которых находится пульсационное развитие земной коры.

**КОЛЕБАНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ ЗЕМЛИ —
ВЕДУЩИЙ РЕГУЛЯТОР
ПЛАНЕТАРНОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ЦИКЛИТОВ
(А ТАКЖЕ РЯДА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ)**

Было показано, что космические взаимодействия в скрытом виде существенно влияют на геологические процессы [Tamrazyan, 1983, 1987, 1988]. При движении Земли в Галактике изменяется ее потенциальная энергия, причем периодичность этого изменения связана с длительностью аномалистического космического года (около 176—186 млн лет), но отнюдь не с длительностью галактического года (212—225 млн лет).

Земля движется в Галактике с разными скоростями: быстро у перигалактия (250 км/с) и медленно у апогалактия (206 км/с). При движении Земли от перигалактия к апогалактию кинетическая энергия ее уменьшается на $58,5 \times 10^{40}$ эрг [Tamrazyan, 1983]. По закону сохранения механической энергии (как суммы кинетической и потенциальной энергии) соответственно увеличивается ее потенциальная энергия (на ту же величину). Кинетическая энергия является мерой ее механического движения. Потенциальная энергия обуславливает конфигурацию Земли, взаимное расположение ее частиц в возникающем силовом поле. В общем случае внутренняя потенциальная энергия Земли зависит от координат всех ее материальных точек. Поэтому внутреннее строение Земли и преобразования в ней зависят от изменения внутренней потенциальной энергии, которая в своей переменной части изменяется при движении в Галактике. Является ли она внутренней потенциальной энергией (обуславливающей потенциальными силами взаимосвязи между ее частицами) или внешней потенциальной энергией (обусловленной действием на Землю внешних сил, не входящих в ее состав)? Для ответа на этот вопрос коснемся релятивистской массы Земли и ее изменения при движении в Галактике.

Расчеты показывают [Tamrazyan, 1983], что при движении от перигалактия к апогалактию Земля утрачивает релятивистски ничтожную массу в $6,5 \times 10^{20}$ г; эквивалентная ей энергия составляет $58,5 \times 10^{40}$ эрг. Именно на эту величину уменьшается кинетическая энергия Земли. Тем самым при движении Земли от перигалактия к апогалактию кинетическая энергия Земли уменьшается на такую величину (соответственно увеличивается ее потенциальная энергия), на которую она утрачивает ей эквивалентную релятивистскую массу. Тем самым переменная часть возникающей и исчезающей потенциальной энергии Земли связана с ее релятивистски появляющейся и исчезающей внутренней массой и является,

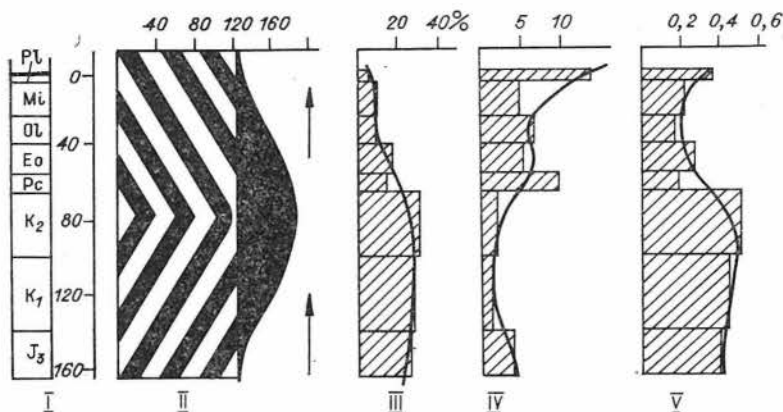


Рис. 3. Потенциальная энергия Земли при ее движении в космическом пространстве (последний оборот Земли в Галактике).

I — геологический возраст и шкала времени (от ныне в прошлое) (млн лет); II — потенциальная энергия Земли (10^{40} эрг): постоянная (черно-белые полосы) и переменная (залито) части, стрелки — поступательный ход времени; III — суммарная площадь (%) морей в пределах материков (платформы и геосинклинальные области); IV — скорость размыва материков ($\text{км}^2/\text{год}$); V — скорость формирования вулканогенных формаций континентальных блоков земной коры ($\text{км}^2/\text{год}$).

следовательно, внутренней потенциальной энергией, обуславливающей взаимодействия между частицами и изменяющей координаты всех ее материальных точек.

Разница в расчетах потери кинетической энергии Земли при ее движении от перигалактия к апогалактию составляет, согласно релятивистской динамике и классической механике, около $2,6 \times 10^{35}$ эрг [Тамгазьян, 1983], что в расчете на год составляет 3×10^{27} эрг. Эта величина превосходит на два порядка ежегодный выход сейсмической энергии или энергии при вулканических извержениях (менее 10^{25} эрг/год).

Накопление переменной части потенциальной энергии при движении Земли от перигалактия к апогалактию сопровождалось внутренними процессами преобразования ее строения (например, увеличение сжатия планеты, скорости вращения и т. д.). Кратко рассмотрим последний аномалистический оборот Земли в Галактике, а также физические следствия, вытекающие при этом из закона сохранения момента количества движения, и сопоставим с ними те обобщенные данные, которые предоставляют геологической относительно развития поверхностных участков планеты.

При уменьшении скорости движения Земли от перигалактия к апогалактию по закону сохранения механической энергии происходит некоторое увеличение внутреннего энергетического потенциала самой планеты, скорость вращения возрастает, сжатие планеты увеличивается. Это приводит к увеличению длины приэкваториальных параллелей и увеличению площади приэкваториальных широтных поясов, особенно на широтах $0-20^\circ$. При этом происходит соответственное уменьшение длины параллелей и площади широтных поясов на высоких широтах, особенно $48-75^\circ$. Наиболее устойчивыми являются широтные пояса вблизи параллелей $\pm 35^\circ$. Развитие Земли, особенно ее приповерхностных слоев, являющихся объектами изучения геологии, приспосабливается к преобразующимся параметрам планеты и перетоку механической энергии из одной ее формы в другую.

Итак, 164 млн лет назад Земля в последний раз прошла перигалактий орбиты. Эта эпоха отвечает началу верхней юры (рис. 3). Двигаясь от перигалактия к апогалактию, Земля постепенно наращивала переменную часть своей потенциальной энергии, вплоть до пересечения апогалактий орбиты, что произошло 76 млн лет назад (в конце верхнего мела, примерно в кампане). В течение прошедшего интервала времени (верхняя юра, нижний мел, низы и середина верхнего мела) скорость вращения Земли увеличивалась, экваториальное вздутие возрастало.

При движении Земли от перигалактия к апогалактию для сохранения общего (орбитального и вращательного) момента количества движения (в условиях уменьшения скорости движения по орбите) становилось необходимым увеличение момента количества движения отдельных участков Земли. Этого можно добиться главным образом тремя путями.

Во-первых, увеличения момента количества движения можно достичь за счет вещества, наиболее удаляемого от оси вращения: прежде всего на низких широтах и в наиболее приподнятых участках (в пределах континентов). В соответствующие эпохи (от перигалактия и до апогалактия) Земля была как бы «не заинтересована» в усиленном размыве материков и сносе продуктов размыва на низкие гипсометрические уровни, при котором снижается момент количества движения самих частей. Земля больше нуждалась в замедлении процессов размыва на своей поверхности и следовала этому. Именно в это время скорости размыва резко снизились (до 2—3 км²/год)*. Земля, стремясь максимально сохранить момент количества движения, увеличивала скорость вращения и ослабляла интенсивность размыва (см. рис. 3, IV)**.

Во-вторых, сохранение момента количества движения осуществлялось также путем усиления (интенсификации) тектонических движений, приводившего к горообразованию (смятию пластов и удалению соответствующих масс вещества от оси вращения). Это сопровождалось соответствующим поглощением кинетической энергии. Земля при последнем своем обороте в Галактике именно так и поступила: в мелу (особенно в верхнем мелу) резко возросли темпы тектонических движений (австрийская и ларамийская фазы). Кстати, темпы тектонических движений возрастали на пути от перигалактия к апогалактию и при втором в ретроспективе обороте Земли в Галактике (судетская, астурийская, заальская и апалачская орогенические фазы позднего палеозоя). То же самое наблюдалось на тех же участках орбиты и при третьем в ретроспективе обороте Земли в Галактике (таконская, арденская и эрийская орогенические фазы силура). Во всех случаях максимумы горообразования подтягивались к эпохам нарастания и максимального накопления потенциальной энергии Земли.

Третья возможность сохранить интегральный момент количества движения заключалась в учащении и усилении выброса глубинных веществ из недр на большую высоту. Эта возможность реализовалась путем усиления деятельности вулканов в приподнятых континентальных блоках. Магма привносилась из недр к земной поверхности, формировались вулканогенные формации континентальных блоков (см. рис. 3, V). Именно в это время, отвечающее движению Земли от перигалактия к апогалактию, скорость выноса магмы из недр резко возросла и составила 0,4—0,5 км³/год. Для сравнения заметим, что впоследствии, на участке движения Земли от апогалактия к перигалактию, скорость выноса магмы из недр резко снизилась и темпы формирования вулканогенных формаций уменьшились вдвое (до 0,18—0,26 км³/год).

На пути движения Земли от апогалактия к перигалактию, в геологической летописи от кампана (поздний мел) через палеоген, миоцен, плиоцен к антропогену и далее к современной эпохе, все описанные процессы по своим темпам имели обратную направленность. Скорость вращения Земли уменьшалась (вплоть до современной эпохи), накладываясь на трансгеологическое запаздывание вращения планеты из-за приливных явлений [Тамразян, 1971]. Уменьшалась площадь моря материков, увеличивалась скорость их размыва, ослабевала вулканическая активность (см. рис. 3).

* Для сравнения заметим, что впоследствии, на участке движения Земли от апогалактия к перигалактию, скорость размыва материков резко возросла (до 5—10 км²/год).

** Первичные данные для расчетов скорости размыва материков, выноса магмы из недр, изменения площадей моря заимствованы из работы А. Б. Ронова [1980].

Выше сопоставлены некоторые геологические процессы при последнем обороте Земли в Галактике. Геологические данные во время второго и тем более третьего в ретроспективе оборотов Земли в Галактике отличаются меньшей достоверностью из-за денудации, размыва, сноса различных формаций. Сохранившиеся части горных пород недостаточно полно отражают первоначальное их размещение. Поэтому для наиболее древних эпох и периодов фанерозоя сложнее и труднее вести полноценные сопоставления остаточных (не полностью сохранившихся) геологических данных с изменением потенциальной энергии Земли в ее аномалистической орбите. Однако все же можно провести некоторые сопоставления. Площадь моря материков во время второго и третьего в ретроспективе оборотов, как и при последнем обороте, уменьшалась после прохождения апогалактия орбиты. Это происходило в поздней перми и триасе при втором обороте и в позднем силуре и раннем девоне при третьем в ретроспективе обороте Земли в Галактике. Соответствие меньше, чем при последнем обороте, но тем не менее оно имеется, хотя многие отложения, свидетельствующие о трансгрессии моря, были уничтожены (разрушены, снесены, сами участвовали в формировании из них более поздних отложений).

Скорость размыва материков минимальна при нарастании переменной части потенциальной энергии во всех трех оборотах Земли в Галактике в фанерозое: очень отчетливо при последнем обороте (мел) и втором в ретроспективе обороте (карбон, особенно поздний, ранняя пермь). При третьем в ретроспективе обороте минимальная скорость размыва приходится на ордовик — период, когда Земля также увеличивала величину своей потенциальной энергии.

Принимая во внимание нередко запаздывание многих природных явлений от оптимальных для их возникновения интервалов времени (время релаксации), анализ темпов осадочного бассейнообразования проведем отдельно в пределах четвертных участков галактической орбиты Земли в космическом пространстве. Выделим 4 таких участка: перигалактический, апогалактический и расположенные между ними два промежуточных (рис. 4, врезка). Для последнего оборота Земли в Галактике, охватывающего последние 28 % продолжительности всего фанерозоя, на апогалактическом участке орбиты (см. рис. 4, II) крупные осадочные бассейны формировались преимущественно на приэкваториальных ($0-12^\circ$) и бореальных ($48-72^\circ$) широтах, на перигалактическом участке орбиты (см. рис. 4, IV) — на средних широтах ($24-42^\circ$) и отчасти на экваториальных широтах ($0-10^\circ$). На промежуточных участках орбиты условия осадочного бассейнообразования являлись средними, приближаясь (в соответствии с опозданием) к условиям апогалактического участка при нарастании потенциальной энергии Земли (см. рис. 4, I) и к условиям на перигалактическом участке при снижении ее потенциальной энергии (см. рис. 4, III).

Осадочное бассейнообразование происходило в тесной связи с изменением потенциальной энергии Земли при ее движении в космическом пространстве. Говоря проще, в зависимости от направления изменения потенциальной энергии Земли на пути ее следования от перигалактия к апогалактию, с одной стороны, и от апогалактия к перигалактию, с другой, имели место противоположные тенденции в развитии геологических процессов. Эти процессы на пути Земли от перигалактия к апогалактию выявляют один комплекс типичных показателей, а на пути от апогалактия к перигалактию — другой*.

Причины этих соотношений, возможно, кроются в нескольких явлениях, связанных с перестройкой фигуры равновесия Земли в условиях

* В соответствии с этим и выделены на рис. 1 и 2 интегральные группы эпох. При этом эпохи, приходящиеся слева на этих рисунках, отвечают времени перемещения Земли от перигалактия к апогалактию, а те, что расположены справа, — ее перемещению от апогалактия к перигалактию.

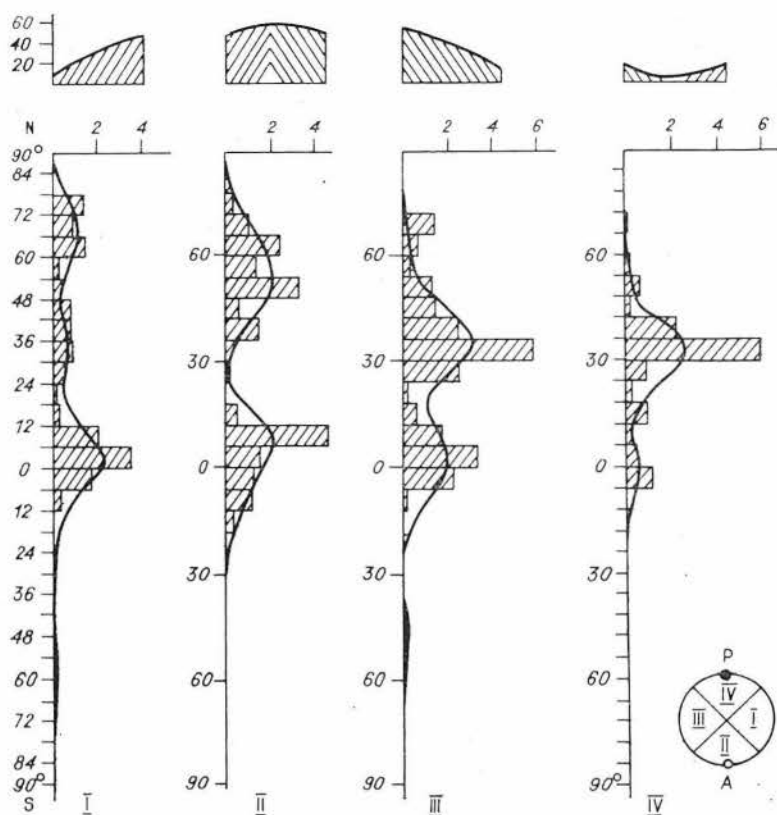


Рис. 4. Поширотное распределение объемов пород крупных осадочных бассейнов Земли при ее последнем обороте в Галактике.

По горизонтали — суммарные объемы осадочных пород (10^6 км^3), приходящиеся на 6-градусные палеоширотные пояса, по вертикали — древние широты (градусы) эпохи образования осадочных пород. Вверху — изменение переменной части потенциальной энергии Земли при ее движении в Галактике (10^{40} эрг). Четвертные участки аномалистической орбиты Земли в Галактике: I — доапогалактический промежуточный (нижний мел), II — апогалактический (верхний мел — палеоцен), III — послеопогалактический промежуточный (эоцен, олигоцен, нижний и средний миоцен), IV — перигалактический (верхний миоцен, плиоцен, антропоген и еще 12 млн лет в будущем). Потенциальная энергия: максимум в зоне апогалактии (II), минимум в зоне перигалактии (IV), среднее значение в доапогалактическом (нарастание потенциальной энергии, I) и послеопогалактическом (убывание этой энергии, III) участках орбиты. На врезке — четвертные участки орбиты Земли в Галактике (P — перигалактий, A — апогалактий).

изменения ее потенциальной энергии. Остановимся на тех из них, которые в силу своей простоты представляются более вероятными и, кроме того, вообще неотвратимыми.

При движении от перигалактии к апогалактию осадочные бассейны формировались (при некотором опоздании) преимущественно и чаще на приэкваториальных ($0-18^\circ$) и бореальных ($48-75^\circ$) широтах. В условиях вздутия и растяжения на низких широтах наиболее ослабленные участки верхов земной коры легче оказывались «ранимыми», образуя впадины и трещины на своей поверхности (зарождение погружающихся бассейнов). В эти последние устремлялись сносимые терригенные осадки с соседних территорий, хотя и при меньших скоростях эрозии и размыва. Так формировались осадочные бассейны в этих низкоширотных областях.

Некоторое уменьшение момента количества движения, связанное с переносом продуктов размыва с суши на более низкие гипсометрические уровни (в пределы моря), компенсируется существенным его возрастанием при вздутии на приэкваториальных широтах (при увеличении скорости вращения), где частицы удаляются от оси вращения, увеличивая свой момент количества движения. Именно поэтому экваториальные пояса являются средоточием бассейнов осадконакопления в эпохи движения Земли от перигалактии к апогалактию. В эти эпохи скорость движения

Земли по орбите уменьшается и планета нуждается в увеличении вращательного момента количества движения (компенсация за уменьшение орбитального момента количества движения). Это энергетически наиболее выгодно при осадконакоплении на приэкваториальных широтах.

Одновременно (при увеличении скорости вращения планеты) на высоких широтах ($48-75^\circ$) в условиях сжатия, понижения и как бы всасывания (стягивания частиц к оси вращения) возникали борозды (троги), куда устремлялись терригенные осадки с соседних территорий. Масштабность формирующихся здесь осадочных бассейнов в значительной мере обуславливалась количеством привносимых осадочных образований. На этих высоких широтах, где момент количества движения частиц значительно меньше, чем на низких широтах, отмечается некоторое снижение гипсометрии (при переносе в море), а тем самым снижение их момента количества движения заметно утрачивает свое значение.

При движении Земли к апогалактию на промежуточных, более постоянных поясах ($35\pm 10^\circ$) было меньше стимулов к формированию крупных осадочных бассейнов и это отразилось соответствующим минимумом в близмеридиональном распределении объемов осадочных толщ.

При движении же Земли от апогалактия к перигалактию стимулы к формированию осадочных бассейнов на широтах, ранее благоприятных для их развития, ослабляются и соответственно уменьшаются объемы осадочных образований на соответствующих широтах. Компенсационно возрастает роль промежуточных широт ($25-45^\circ$).

Момент количества движения имел важное значение на разных этапах развития Земли, особенно при ее последних оборотах в Галактике. Эта роль увеличилась во второй половине фанерозоя [Тамгазьян, 1971], особенно в условиях все продолжающегося разрастания жидкого ядра планеты за счет охвата расплавлением подошвенных слоев мантии [Тамгазьян, 1967]. Ранее компактная материковая масса (Пангея) распалась: вначале на Лавразию и Гондвану, а затем на отдельные континентальные блоки. Перемещение континентов вблизи земной поверхности и разрастание жидкого ядра создали новые условия в развитии Земли, устойчивость которой нуждалась в формировании общепланетарной сетки блокирующих систем. Роль меридиональных компонентов сетки взяла на себя возникавшая общепланетарная система двух глобальных субмеридиональных планетарных валов, охватывающих планету в виде двух скрещенных сферических подков [Тамгазьян, 1971]. Это усиление устойчивости в меридиональном направлении дополнялось созданием антишипов на поверхности кристаллической земной коры — глубоких погружений в ней, заполнявшихся формирующимися осадочными бассейнами. Вращающейся планете следовало создать это на своих самых устойчивых широтах ($35\pm 10^\circ$), и Земля следовала этому. Формирование таких наиболее стабильных антишипов в усложнявшейся поверхности кристаллической земной коры упрочивало мегаструктуру Земли. Это имело важное значение при движении Земли к перигалактию своей орбиты, когда увеличивалась скорость ее движения (на $25-43$ км/с) и возрастала кинетическая энергия планеты.

Осадочные бассейны, их литмиты являются вместилищами углеводородов. Условия залегания и размещения углеводородов полигенны. На размещение нефти и газа влияли многочисленные факторы. Важное значение имели планетологические факторы формирования литмитов: температура воздуха, древние широты формировавшихся литмитов, скорость перемещения тектонических блоков, к которым приурочивались бассейны осадконакопления, и т. д. Совместное рассмотрение всех факторов, в той или иной мере влиявших на размещение углеводородов в земной коре, почти невозможно. Но сочетания отдельных из них поддаются учету с однозначными заключениями об их роли. Так, например, распределение всех нефтей фанерозоя по палеоширотам времени формирования вмещающих отложений, с одной стороны, и по величине глобальной палеотемпе-

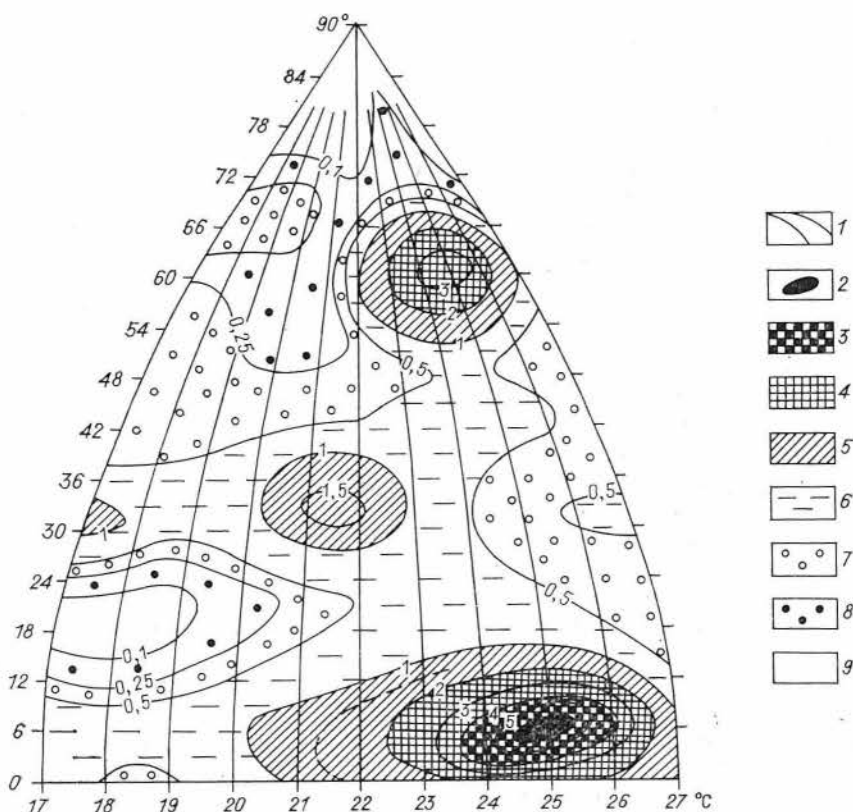


Рис. 5. Распределение всех нефтей Земли по палеоширотам (по вертикали, широты) и по величине глобальной палеотемпературы приземного слоя воздуха (по горизонтали, °С) в фанерозое.

1 — изолинии масс нефти; 2—9 — интегральная масса нефти (млрд т) на единицу площади земной поверхности, очерчиваемую по вертикали трехградусным интервалом широт и по горизонтали температурой в 1°C: 2 — >6; 3 — 4—6; 4 — 2—4; 5 — 1—2; 6 — 0,5—1; 7 — 0,25—0,5; 8 — 0,1—0,25; 9 — 0—0,1 (количественные данные на единицу площади исчисления по дважды скользящим девяти клеткам).

ратуры приземного слоя воздуха, с другой, выявляет интересные соотношения (рис. 5). В фанерозое максимальные массы нефтей (около 75—85 %) приурочивались к отложениям, формировавшимся при повышенных глобальных палеотемпературах (22—27 °С). Однако это имело место не на всех широтах, а только на приэкваториальных (0—12°) и бореальных (48—72°). На промежуточных широтах нефтегазообразование происходило несравненно слабее, несмотря на повышенные глобальные показатели температуры воздуха. С другой стороны, на промежуточных широтах (25—40°) нефтеобразование возрастало в эпохи промежуточных температур приземного слоя воздуха. Минимальные темпы нефтеобразования приурочивались к эпохам наиболее низких температур воздуха, и это касается всех древних широт планеты.

Определенный ответ на вопрос о причинах такого избирательного планетарного размещения углеводородов дает анализ распределения самих осадочных бассейнов, вмещающих их залежи (см. рис. 1, 2, 4).

Пространственное размещение углеводородов находилось в сложной зависимости от многих факторов. Часть из них имела главнейшее, а другая — второстепенное и даже третьестепенное значение. Учет лишь некоторых из них, как бы они важны сами по себе не были, является недостаточным для понимания подлинных движущих сил процесса. Среди огромного количества условий, влияющих на размещение углеводородов, выделяются также глобальные (температура воздуха в среднем по планете, осадочные бассейны с широким спектром циклитов, темпы тектогенеза и др.). Однако все они в конечном счете обусловлены надранго-

выми процессами — изменением потенциальной энергии Земли при движении в космическом пространстве. Это фундаментальная основа всего геологического развития планеты.

*
* *
*

Другие исследователи, возможно, найдут иные объяснения, более удачно интерпретирующие обнаруженные явления и процессы, связанные с преобразованием кинетической и потенциальной энергии Земли. Чем раньше будет признана основополагающая роль колебаний компонентов механической энергии Земли как ведущего фактора в ее развитии, тем быстрее удастся более выгодно находить полезные ископаемые в разнообразии геологической мозаики.

В этом разнообразии циклиты так или иначе скрытно отражают свою космическую обусловленность. Но это касается прежде всего высоко-ранговой части иерархии циклитов, тогда как ее составные компоненты более низшего ранга утрачивают следы своей космической обусловленности, хотя и они в своих «генах» несут соответствующую информацию. Вопрос сводится к тому, как их разыскать, понять и использовать в практических целях и в познавательном ракурсе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белонин М. Д., Дмитриева Т. П., Трунов В. П. Некоторые особенности геологических условий нефтегазоносности глубокопогруженных толщ // Прогноз и оценка нефтегазоносности недр на больших глубинах.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1986.— С. 161—189.
- Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность.— М.: Недра, 1980.— 242 с.
- Карогодин Ю. Н. Региональная стратиграфия (системный аспект).— М.: Недра, 1985.— 180 с.
- Карогодин Ю. Н. Состояние теоретической базы и актуальные задачи седиментационной цикличности и нефтяной геологии // Теоретические и методологические вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988.— С. 6—13.
- Кравчинский А. Я. Палеомагнетизм и палеогеографическая эволюция континентов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 264 с.
- Раабен В. Ф. Основные типы нефтегазоносных территорий мира.— М.: Недра, 1986.— 160 с.
- Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли.— М.: Наука, 1980.— 80 с.
- Тамразян Г. П. Геологическая цикличность — отражение космического бытия Земли // Теоретические и методологические вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988.— С. 19—30.
- Tamrazyan G. P. Some sketches on the structure of the Earth, Moon and Mars // Bull. Intern. Lunar Soc., England.— 1967.— V. 3, N 4.— P. 72—84; N 5.— P. 101.
- 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.
- Tamrazyan G. P. The origin of the System Earth — Moon.— Caracas, Venezuela // Acad. Ciencias Fisicas, Matematicas y Naturales.— 1971.— 210 p.
- 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) // Boletín de la Academia de Ciencias Fisicas, Matematicas y Naturales.— Venezuela, 1983.— T. XLIII, N 131—132.— P. 229—279.
- Tamrazyan G. P. La conjugation espacial de la productividad maxima de la biosfera del Universo de los oceanos con las zonas Aurarales de la invasion del plasma solar en la Magnetosfera de la Tierra // Boletín de la Academia de Ciencias Fisicas, Matematicas y Naturales.— Venezuela, 1987.— T. XLVII.— N 149—150.— P. 33—40.
- Tamrazyan G. P. Correlaciones en la distribucion del petroleo en el phanerozoico y de los ritmos de formacion del carbono, del abanico de deyeccion volcanico desde las entranas profundas, de la deriva de los continentes y el movimiento de la Tierra en la Galaxia // Boletín de la Academia de Ciencias Fisicas, Matematicas y Naturales.— Venezuela, 1987.— T. XLVII.— N 149—150.— P. 41—93.

О СООТНОШЕНИИ ПОНЯТИЙ «ЦИКЛИТ» И «ФОРМАЦИЯ»

Начиная с 30-х годов нашего столетия, термин «формация» широко употребляется советскими геологами, особенно тектонистами. Подавляющее большинство тектонистов обязательно использовали этот термин, чаще всего в своем понимании, как правило, не давая достаточно строгого определения. Поэтому к настоящему времени в геологической литературе имеется множество понятий и определений формации. Даже философы, анализируя формы движения материи и выделяя в самостоятельную геологическую форму движения в составе тел этого уровня, вслед за минералами, породами выделяли формации. Так, академик Б. М. Кедров, первым выдвинувший идею геологической формы движения материи (самостоятельной и одной из основных), утверждал, что «геологическая формация» будет в геологии основным понятием подобно понятиям «форма энергии» в физике, «химический элемент» в химии, «вид» в биологии и т. д. [Кедров, 1967, с. 417]. Это, видимо, вселило в геологов еще большую уверенность в том, что найден фундаментальный объект геологии и сформулировано очень важное, основополагающее понятие. Формационный анализ в том или ином виде (но всегда в большом объеме) вошел в тематику большинства академических и отраслевых институтов. На формационной основе различными коллективами исследователей построены тектонические карты разных регионов страны, написано множество монографий как теоретико-методологического, так и описательного характера. Тем не менее, несмотря на массовое увлечение формациями и формационным анализом (в том числе таких выдающихся геологов, как М. А. Усов, Н. П. Херасков, Н. С. Шатский, А. Л. Яншин, В. Е. Ханн, Н. Б. Вассоевич, Ю. А. Косыгин, В. И. Попов и др.) и, казалось бы, явный подъем в формационном движении, нельзя не обратить внимания на ряд настоящих обстоятельств.

Так, еще в 1945 г. один из основоположников формационного анализа у нас в стране академик Н. С. Шатский отмечал, что, несмотря на почти пятидесятилетний возраст связанных с этим вопросом идей и общих высказываний, систематической разработки учения о формациях до сих пор нет.

Не изменилась к лучшему ситуация и в наши дни. По-прежнему не выработано общепринятых определений формации и осадочной формации. «Не существует и нет до сих пор и классификации формаций. Сами формации, их генезис, за исключением некоторых, остаются неизученными, а их структурное положение невыясненным. Таково же положение с магматическими и метаморфическими формациями. При таком состоянии учения о формациях применить формационный анализ для тектонического районирования невозможно даже в качестве вспомогательного» [Спичарский, 1973, с. 39].

В настоящее время стратиграфы, литологи, петрографы, тектонисты, металлогенисты неоднозначно понимают и определяют геологические формации [Цейслер, 1983].

Н. Б. Вассоевич, понимая всю неопределенность термина «формация», предлагает считать его термином свободного пользования.

Более чем за двухсотлетнюю историю существования в геологии термину «формация» придавалось самое различное значение. Возникли целые направления, связанные с изучением формаций, в то или иное время господствовавшие в геологии.

Одна из главных причин такой ситуации видится в весьма различном (нередко противоречивом) понимании и толковании этого термина. Это нашло отражение в возникновении различных формационных школ. Нередко такие школы и направления являются конкурирующими и даже

антагонистическими, поэтому результаты формационных исследований разных школ и групп несопоставимы: поскольку нет общего понимания и определения формации, то, естественно, нет и сколько-нибудь удовлетворительной их классификации, систематики и терминологии.

Следует обратить внимание и на то, что, несмотря на более чем полувековую историю бурного развития у нас в стране учения о формациях, оно практически не привилось за рубежом. В чем причины такого неприятия?

Американские и большинство западно-европейских геологов под формацией однозначно понимают однородное, главным образом в литологическом отношении, тело независимо от его стратиграфического объема, мощности, формы, изохронности или возрастного скольжения границ и т. д. В отечественной литературе этот термин весьма многозначен. В справочнике «Геологические формации» [1982] рассмотрен ряд направлений, существовавших и существующих в формационном анализе. История эволюции понятия также изложена в ряде работ, в том числе специально посвященных этому вопросу [Вассоевич, 1966; Попов, 1968; Янов, 1983; и др.]. Это в значительной мере облегчает нашу задачу и дает право лишь кратко проанализировать основные направления формационного подхода в свете рассмотрения вопроса о соотношении понятий «циклит» и «формация». Такой анализ представляется достаточно важным в методологическом плане *.

К настоящему времени можно выделить следующие основные направления и аспекты в формационном учении: *стратиграфическое, вещественное, генетическое* с парагенетическим, *фациально-генетическим* и *фациально-динамическим* аспектами, *климатическое, стадийно-зональное, вещественно-структурное (структурное)* и *ландшафтно-геологическое*. Ниже даются краткий обзор и анализ этих направлений.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ

За всю историю существования в геологии термина «формация» ему при давалось различное значение, в том числе и стратиграфическое. Однако в справочнике «Геологические формации» [1982] это направление не рассмотрено. Нет его и в монографии «Общая стратиграфия» [Степанов, Месежников, 1979] и других крупных сводках. Вопрос о значении осадочных формаций в стратиграфии лишь кратко изложен в двухтомной монографии Г. П. Леонова «Основы стратиграфии» [1973, 1974]. Поэтому необходимо специально остановиться на данном направлении.

Впервые, видимо, термин «формация» («Series montana») был введен в геологию Фюкселем [Леонов, 1973, с. 137] в его работе, опубликованной в 1762 г., хотя большинство геологов считают, что этот термин введен отцом немецкой геологии профессором А. Г. Вернером в 1791 г. Возможно, эта неточность в авторстве термина связана с тем, что Фюксель не геолог. Он был доктором медицины и свое сочинение «История Земли и моря, установленная по истории Тюрингских гор» опубликовал на латинском языке, да к тому же в малоизвестном провинциальном журнале. Формация им рассматривалась как иерархическая слоевая единица в цепочке *слой → залежь → формация*.

В его понимании формация — это комплекс тесно связанных слоев, возникших в одинаковых условиях, отвечающих определенной эпохе [по Леонову, 1973, с. 137]. Со времен Фюкселя — Вернера термину «фор-

* Большим подспорьем в таком анализе явился справочник «Геологические формации» [1982] с достаточно полным использованием опубликованных работ по формациям. Именно поэтому в настоящей статье автор счел возможным не повторять библиографический список, отсылая читателя к данному справочнику.

мация» придавалось стратиграфическое значение (Д. Долоне, И. К. Фрейслебен, а позже А. Гумбольдт, К. Прево и многие другие геологи). И сразу же появилась неоднозначность в понимании и трактовке термина. Так, у Фюкселя этот термин был более узким, более стратиграфическим, чем у Вернера.

Стратиграфический подход вылился в целое направление, господствовавшее в геологии более ста лет. Только в 1881 г. в Болонье на Второй сессии Международного геологического конгресса термин «формация», как известно, был официально исключен из стратиграфической номенклатуры. Несмотря на это, стратиграфическое направление существовало и продолжает существовать во многих странах. Так, по решению стратиграфической комиссии США 1933 г. термин «формация» утвержден в качестве основной литологической единицы стратиграфии и в таком понимании используется американскими и многими (если не большинством) зарубежными геологами до настоящего времени.

Так, например, в «Международном стратиграфическом справочнике» [1978] * формация рассматривается как «основное литостратиграфическое подразделение» (с. 45), «основное первичное официальное подразделение литостратиграфической классификации» [Там же, с. 46]. «Формации являются единственными литостратиграфическими подразделениями, на которые везде, на основании литологии пород, должна быть полностью подразделена вся стратиграфическая колонка». Таким образом, основным критерием выделения в разрезе формаций в качестве стратиграфических единиц является литологическая однородность. Границы этой однородности проводят условно, руководствуясь принципом практического удобства картирования формаций. Мощность формации также не регламентируется какими-либо строгими правилами или стандартами. Она может варьировать от 1 м и менее до нескольких тысяч метров.

В числе сторонников стратиграфического понимания формации были и такие выдающиеся советские геологи, как М. К. Коровин, М. А. Усов, М. В. Муратов, Г. П. Леонов и др. Так, по М. А. Усову [1936], формации являются основными единицами региональной стратиграфии. Однако следует заметить, что у М. А. Усова, как и у многих других исследователей, понятие формация использовалось одновременно в нескольких значениях. Как известно, на I Всесоюзном совещании по осадочным породам (1953 г.) было принято официальное решение об отказе от стратиграфического понимания формации. Это решение было поддержано в 1953 г. и Новосибирской конференцией, посвященной учению о геологических формациях, а в последующем и рядом других совещаний различного ранга (в том числе и всесоюзных). Как уже отмечалось, современное стратиграфическое понимание формации зарубежными геологами близко к нашим стратиграфическим понятиям свиты и серии. Последняя в Стратиграфическом кодексе СССР [1977, с. 48] отнесена к группе основных стратиграфических подразделений комплексного обоснования и составляет вместе с комплексом категорию местных стратиграфических подразделений. Таков их статус и в новом проекте Стратиграфического кодекса СССР [1988].

Основное отличие свиты и серии от формации (в зарубежном понимании) заключено в том, что тела последних не имеют каких-либо ограничений в возрастном скольжении границ, а свита в Стратиграфическом кодексе СССР [1977] может скользить лишь в пределах подъяруса: если это скольжение больше, то литологически однородное тело делят на две, три и более свит. Так, например, битуминозные аргиллиты Западной Сибири в стратиграфической схеме даны под названием баженовской и тутлеймской свит. С выделением свит и их наименованием нередко дело доходит до абсурда. Наименование одного и того же тела дается по административно-территориально-региональному принципу. Так, например, одно и то же тело (региональный циклит) в разрезе карбонатных отложений вен-

* По существу, это Международный стратиграфический кодекс.

да в пределах ЯАССР известно под названием кудалахской свиты, на территории Иркутской области это нижнеокинская подсвита, а в разрезах нефтегазоносных областей Красноярского края — собинская свита. Морские келловей-оксфорд-кимериджские отложения Западной Сибири в Тюменской области известны под названием абалакской, а в Томской и Новосибирской — васюганской свит.

В последние годы ряд геологов (Ф. Г. Гурари, Л. Я. Трушкова, Г. К. Боярских и др.) отстаивают и обосновывают право неограниченного возрастного скольжения границ свит, т. е. полного соответствия понятию американских формаций. В таком случае один из терминов-синонимов будет лишним. Небезынтересно отметить, что почти во всех справочниках по нефтяным и газовым месторождениям зарубежных стран, учебниках и учебных пособиях [Высоцкий и др., 1981; и др.] формации без каких-либо оговорок переименованы в свиты. Это, вероятно, связано, с одной стороны, с нежеланием вступать в конфликт с официальным признанием у нас в стране формаций в качестве стратиграфических подразделений, а с другой — с пониманием близости или тождественности понятий «свита» и «формация». Однако, переименовав формации в свиты, авторы справочников и пособий нарушили запрет возрастного скольжения границ свит.

Эти и многие другие «конфликтные» ситуации с формациями, как будет показано ниже, породили у некоторых геологов, в том числе у ведущих, серьезные сомнения в эффективности формационного анализа в том виде, в каком он развивается у нас в стране.

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ

Это направление по широте своего распространения и массовости исследований у нас в стране является доминирующим, активно питая генетическую парадигму геологии. Возникло оно одновременно со стратиграфическим. Э. Н. Янов со ссылкой на В. Пеха [1926] отмечает, что уже в 1798 г. И. Л. Гейм, противопоставляя генетический подход стратиграфическому, писал: «Я называю формациями такие совокупности взаимосвязанных отложений, которые отличаются только общими особенностями их образования, совершенно исключая все представления о времени и относительном возрасте, который иногда связывают с этим словом» [Янов, 1983, с. 6]. Подобный смысл в этот термин вкладывали С. Брей, К. Прево и др. Уже А. Г. Вернер, в отличие от Фюкселя, вложил в это понятие не столько регионально-стратиграфическое, сколько генетическое (или, точнее, генетическо-петрографическое) содержание. В рамках этого направления получили то или иное развитие несколько аспектов, один из которых парагенетический.

Парагенетический аспект

Принято считать, что основоположником этого направления является академик Н. С. Шатский. В работе «Геологические формации» [1982] он дает несколько определений формации, уточняющих, дополняющих одно другое, разъясняющих основной смысл понятия. В одном из них формация определяется как «комплекс осадочных и вулканогенных пород, парагенетически тесно связанных (разрядка наша. — Ю. К.) друг с другом» [Шатский, 1964, с. 598]. Последующие его уточнения не вносят в это определение принципиальных изменений или дополнений. Так, например, он акцентировал внимание на единстве тектонических условий образования формаций [Шатский, 1965, с. 56], их естественности и т. д. Уместно привести еще одно его определение, используемое многими геологами. Формации — это «естественно выделяемые комплексы пород, отдельные члены которых (слои, толщи, фации и т. д.) тес-

но парагенетически связаны друг с другом как в вертикальном, возрастном, так и в горизонтальном отношении» [Шатский, 1945, с. 11—12].

Одним из существенных недостатков этих и других сходных определений Н. С. Шатского является введение таких новых терминов, как парагенез, парагенезис, парагенетическая связь, без сколько-нибудь строгих дефиниций и даже определенных, однозначных толкований. Под «парагенезом» он понимал совместное нахождение, сонахождение и т. д. Если минералы — парагенезы элементов, горные породы — парагенезы минералов, то геологические формации — парагенезы горных пород. Г. П. Леонов верно замечает, что данное определение позволяет по-разному и широко трактовать характер парагенетических связей и это послужило одной из главных причин возникновения различных «направлений» в учении о формациях [Леонов, 1974, с. 454]. И далее он замечает, что в историко-генетическом смысле это одни парагенетические связи, в тектоническом — другие, в литогенетическом — третьи и т. д.

Верно и то, что парагенез один, как отмечает И. П. Шарапов, а парагенезисов много. Если парагенезис — совместное рождение (сопроисхождение) различных пород, составляющих тот или иной «вид» формации, а парагенез — взаимная близость мест залегания разных пластов этих пород («сонахождение» их), то следует считать, что определение формации дано через абстрактное понятие процессов и близость нахождения пород. Формация по этому определению не имеет размеров. Между тем геологи, описывая формации, дают их размеры.

В литературе иногда пишут об абстрактных и конкретных формациях, но при этом обнаруживается явное непонимание категорий абстрактного и конкретного. Абстрактное — мысленное обобщение конкретного, а конкретное — форма существования абстрактного [Шарапов, 1977]. По мнению И. П. Шарапова, в определении формации Н. С. Шатского, которое как ни одно другое многократно тиражируется геологами, немало стилистических погрешностей, приводящих к логическим ошибкам (плеоназму, амфиболии и др.).

Н. Б. Вассоевич в последние годы жизни резко критиковал определение формации Н. С. Шатского и парагенетическое направление в целом. Так, он указывал на наличие противоречий, повторений, логических ошибок, рыхлость, многословность и неопределенность формулировки понятия формации Н. С. Шатского [Вассоевич, 1978, с. 6—7] *.

Определение формации Н. С. Шатского критиковали также В. И. Попов, Н. М. Страхов и другие геологи.

Несмотря на всю неопределенность (а может, благодаря ей!) и противоречивость определения формации Н. С. Шатского, многочисленные коллективы ИГиГ СО АН СССР, ГИН АН СССР, ВНИГНИ и др. занимаются формационным анализом, опираясь на это понятие, используя и развивая его представления.

Чаще всего учение о формациях связывают еще с одним именем — Н. П. Хераскова, так как именно им, как принято считать, были внесены наиболее существенные уточнения и разъяснения в представления Н. С. Шатского о формациях. Он, в частности, отмечал, что парагенез используется в минералогии для выражения «совокупного пребывания» (по В. М. Северцеву), способа совместного нахождения минералов — ассоциации (по А. Брейтгапту). В дальнейшем эта аналогия и подобные представления были развиты в целом ряде работ геологов. В частности, Н. Л. Добрецов с соавторами [1974] считают, что формация — это естественный член ряда парагенезисов: парагенезис элементов → парагенезис минералов → парагенезис пород. Важнейшим моментом в трактовке и уточнении понятия формации Н. П. Хераскова был отказ от генезиса, происхождения, природы породных образований, ассоциаций этого ранга.

* Справедливости ради следует заметить, что и определению формации Н. Б. Вассоевича присущи многие из перечисленных недостатков.

«Выяснение генезиса формаций является, конечно, важнейшей задачей их изучения, но выявляются формации не по г е н е з и с у (разрядка наша. — Ю. К.), а по парагенезису, так как выделение их не зависит от часто спорных генетических представлений» [Херасков, 1952, с. 37]. Данное уточнение совершенно справедливо, но тогда термины «парагенез», «парагенетическое направление» перестают отвечать одному из главных требований терминообразования. Они становятся не только не ориентирующими, но и дезориентирующими (по содержанию). Этот термин состоит из двух терминоэлементов (морфем) «пара» и «генез» («генезис»). Пара означает совместный, близкий, общий, связанный. Генезис — происхождение, природа. Следовательно, если не нарушать смысловую ориентацию, то парагенез должен означать общее (совместное, близкое) происхождение, общую природу объекта. Оказывается, авторы терминов и многие (но не все) их последователи представляли парагенез без генезиса *.

Нельзя сказать, что этого противоречия никто из геологов не замечает. Так, Н. Б. Вассоевич [1978] писал: «Чем скорее мы перестанем употреблять лишние термины, да еще зря, без всякой пользы для дела, тем будет лучше. К числу таких слов относится «парагенез», да еще «тесный» (!) применительно к осадочным геотформациям, «абстрактные и конкретные формации» (эта ошибка уже изживает себя)» (с. 11).

Однако, видимо, желание быть в русле (и под знаменем) престижного направления заставляет многих геологов не замечать этого противоречия.

Вероятно, пониманием этого противоречия можно объяснить появление таких новых терминов, как «парастез» [Левин, 1977], «литоцен» и «литоценоз», «литом», «парайком» [Вассоевич, 1978, с. 9] и других, не несущих генетической нагрузки. Понимание многими геологами противоречий в парагенетическом аспекте, вероятно, стало главной причиной появления в последние годы структурного и (или) вещественно-структурного, а также целевого и других агенетических аспектов информационного анализа.

Фациальный аспект

Определение фациальных условий, обстановок формирования осадочно-породного тела означает установление одного из важнейших аспектов генезиса. Известно расхожее определение среди геологов: формация — это комплекс фаций, генетическая совокупность фаций, образующаяся при определенном тектоническом и климатическом режиме [Рухин, 1969, с. 100], вполне закономерное их сочетание в разрезе [Ханн, 1950] и т. д.

Фациально-генетической трактовки формации придерживались и придерживаются многие геологи (Э. Реневье, Э. О. и А. А. Борисак, В. А. Обручев, М. Г. Бергер, П. П. Тимофеев, Г. И. Иванов, Ю. П. Казанский, Ю. А. Жемчужников, Л. Б. Рухин, В. И. Попов, Н. А. Штрейс и др.). По существу, этот фациально-генетический аспект возник одновременно со стратиграфическим направлением в учении о формациях, т. е. одновременно с возникновением термина. Понять фациальную природу породных тел любого ранга было и остается естественным желанием геологов.

Официальное начало генетическому или фациально-генетическому направлению положено на Второй сессии Международного геологического конгресса, когда взамен стратиграфическому было провозглашено генетическое понимание термина «формация». В решении этой сессии подчеркивалось, что слово формация употребляется в смысле *происхождения* (курсив наш. — Ю. К.), а не возраста [по Янову, 1983, с. 7]. В литерату-

* Невольно возникает ассоциация с «паранаукой» — наукой без науки.

ру стали вводить термины «морские», «пресноводные», «лагунные», «озерные», «заливные» и другие формации.

Однако противники фациального аспекта формационного направления считают, что «фациальная трактовка термина в настоящее время не может быть признана удовлетворительной» [Янов, 1983, с. 12].

Климатический аспект

Климат, как известно, является одним из важнейших факторов, определяющих вещественный состав минералов и пород, породных ассоциаций, формаций. Одним из наиболее последовательных представителей этого направления был академик Н. М. Страхов, который придавал большое значение климату, выделяя по типу литогенеза гумидные, аридные и другие осадочные формации [Страхов, 1956].

Климатическими формациями называется группа формаций, основным фактором образования которых является климат [Геологические формации, 1982, с. 42; со ссылкой на Геологический словарь, 1973].

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ

Это одно из наиболее широко и интенсивно развивающихся направлений в нашей стране. Достаточно отметить, что практически все ведущие тектонисты (Н. С. Шатский, А. П. Херасков, Ю. А. Косыгин, В. Е. Хаин, В. В. Белоусов, А. Л. Яншин и многие другие) являются представителями формационного учения.

Отвлекаясь от частных вопросов, в тектоническом направлении можно выделить два основных аспекта: структурный (статический) и динамический.

Структурный аспект

Основных причин для появления и развития данного аспекта, на наш взгляд, две: осознание формации в качестве тел, а следовательно, и необходимости изучения как внешней, так и внутренней их структуры. Осознанию важности и необходимости изучения структуры способствовали идеи системного (и системно-структурного) анализа, все более и более проникающие в геологию. Развитие структурного аспекта — это также осознанный или неосознанный протест против господства генетической парадигмы в геологии.

Представители данного аспекта рассматривают формации прежде всего как геологические тела, естественные [Рундквист, 1972], естественно-исторические [Лазько, 1971], природные [Соловьев, 1975], объективно существующие [Халфин, 1959], крупные [Муратов, Цейслер, 1968], основные элементы земной коры [Коровин, 1955] и др. В справочнике «Геологические формации» [1982] выделен даже специальный раздел «Формация как тело». Наиболее глубоко вопросы структуры формаций разработаны Ю. А. Косыгиным, В. И. Драгуновым, В. А. Соловьевым и др. В структурном аспекте существует два подаспекта: исследование внешней и внутренней структур геологических тел.

Рассуждений о важности изучения структуры формаций в литературе немало. Однако конструктивных разработок методики изучения структуры, особенно внутренней, мало.

В. И. Драгунов, понимая важность структурной ориентации понятия формации и отходя от явно генетической трактовки, предложил термины «парагенерация», «парагенолит». «Парагенерация — геологическое тело, представляющее собой естественное элементарное сообщество горных пород в их закономерных сочетаниях (структуре определенного типа) и ограниченное поверхностью, при переходе через которую терпят разрыв непрерывности характеристики породного состава и структуры» [Драгу-

нов, 1966, с. 42—43]. Очень часто, рассматривая структуру, исследователи опираются и на вещественную характеристику тел-формаций (В. И. Драгунов, Ю. А. Косыгин, В. А. Соловьев, В. Ю. Забродин и др.). Вещество и структура геологических тел действительно тесно связаны, но это все-таки разные, самостоятельные аспекты.

Динамический аспект

В литературе по формациям это направление больше известно под названием стадийно-зонального [Леонов, 1974]. Суть его заключается в том, что приверженцы этого направления усматривают связь формаций с определенными стадиями (фазами) геотектонического цикла [Белоусов, 1948]. В принципе, это то понимание формации, которое предложено еще М. Бертрамом в 1897 г. на Шестой сессии Международного геологического конгресса. Как известно, Ю. А. Билибин также придерживался того мнения, что интрузивные формации в пространстве приурочены к определенным тектоническим областям, а во времени — к определенным фазам тектонического цикла. В одном из определений парагенерации В. И. Драгунов также связывает их с фазами (стадиями) седиментационных циклов С. Н. Бубнова. При этом он использовал и терминологию С. Н. Бубнова, выделяя трансгрессивные, регрессивные и эмерсионные геогенерации. Сторонниками этого аспекта исследования формаций являются В. Е. Хаин, Н. Б. Вассоевич и другие геологи. В последних своих работах Н. Б. Вассоевич формации связывал не с фазами седиментационных циклов, а с телами циклов — циклитами, циклосомами различного порядка [Вассоевич, 1978]. Именно так понимали формации более полувека назад М. А. Усов [1936] и некоторые его последователи.

В. И. Попов, как известно, выделил множество типов динамических фаций и формаций. В понятие «динамические формации» он вкладывал смысл динамики среды осадконакопления, обусловленной главным образом гидро- и тектодинамикой. В то же время «направления» В. И. Попова и его коллег, как справедливо заметил Г. П. Леонов [1974, с. 450] — «это сложное переплетение различных представлений, выделить в котором какую-либо линию вообще трудно».

И. В. Хворова [1961] в рамках динамического стадийно-зонального аспекта выделяет литолого-тектоническое и палеогеографическо-тектоническое направления. Последнее известно еще и как ландшафтно-геологическое. Наиболее обстоятельно оно рассмотрено в работах Н. М. Страхова. Г. П. Леонов [1974], указывая на своеобразие терминологии данного исследователя, отмечает, что по существу понятие формации у Н. М. Страхова близко к понятию «регионального осадочного цикла» [с. 462]. Следует отметить, что понятие формации у этого исследователя, как и у многих других, весьма объемно (многоаспектно) и в сущности является больше генетическим (фациально-климатическим), чем динамическим.

С тектоническими или седиментационными циклами, их фазами формации так или иначе связывали многие геологи (М. А. Усов, В. П. Казаринов, Ю. П. Казанский, П. П. Тимофеев, Л. Н. Рухин и др.).

Явно или интуитивно основная идея сторонников данного аспекта тектонического направления, как нам кажется, заключалась в попытке выявления универсальной связи определенных формаций с фазами, стадиями циклов. Такая универсальная связь не была обнаружена, и это явилось одной из причин критического отношения к данному аспекту исследований. На наш взгляд, поиск был изначально неопределенным (если не сказать больше) из-за того, что не различались принципиально разные понятия седиментационного и тектонического циклов. В первом случае можно искать связь формации с фазами циклов, выраженность последних в определенных формациях, а во втором можно говорить лишь о сопряженности явлений.

Данный аспект учения о формациях имеет и немало противников. Так, академик Ю. А. Кузнецов считал, что идея о приуроченности формаций к определенным фазам цикла ведет к многочисленным ошибкам в практической работе геологов, так как очень часто о самих этапах развития подвижных поясов начинают судить по присутствию тех или иных магматических формаций, причем во многих случаях даже не предпринимаются попытки выяснения действительных условий и обстановки их образования. Некоторые исследователи еще более категоричны в оценке этого направления, считая, что «в настоящее время последовательный „стадийно-зональный“ подход к выделению формаций выглядел бы анахронизмом», вредным для практики [Янов, 1983, с. 13].

ВЕЩЕСТВЕННОЕ НАПРАВЛЕНИЕ

Вещество геологических тел представлено минералогическими (петрографическими) и литологическими ассоциациями. Это отражено в названии формаций: угленосная, карбонатная, галогенная, терригенная, фосфатоносная, глауконитовая и др. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [1898] выделял петрографические формации: диабазовую, гранитовую, габбро-норитовую, диоритовую и др. В. И. Попов [1952] петрографическую формацию определял как закономерное парагенетическое сочетание горных пород, наблюдаемое в разное время и в разных местах. Известны минеральные формации [Жариков, 1968], литоформации [Маслов, 1971], литологические формации [Хаин, 1954; Попов, 1966] и другие, в названии которых отражено вещественное содержание.

Изначально, со времен Фукселя — Вернера — Лайэля, предполагалась определенная литологическая (вещественная) однородность формаций. Так, Ч. Лайэль [1866] указывал, что название формации «...выражает в геологии всякую группу пород, имеющих нечто общее по происхождению, времени образования или составу» [по Леонову, 1974, с. 445]. Однако ни в справочнике «Геологические формации» [1982], ни в обзоре основных направлений в развитии представлений об осадочных формациях у Г. П. Леонова [1974], ни у Н. Б. Вассоевича, В. И. Попова и других исследователей вещественное направление не выделено, не обособлено в самостоятельное. Это, на наш взгляд, объясняется весьма распространенным среди геологов представлением о невозможности отделить («оторвать») вещество от структуры, генезиса и т. д. Именно поэтому во многих определениях формации вещество «присутствует» в сочетании со структурой, генезисом и т. д.

Например, И. В. Круть прямо определял формации как вещественные компоненты тектонического (структурного) яруса. Невольно возникает желание заменить в этом определении термин «компоненты» на «композиции», как в определении литомы у Н. Б. Вассоевича [1978; Вассоевич, Меннер, 1978]. Если в парагенетическом направлении исключить генезис из понимания и определения формации, то по существу это будет вещественное направление. Так, Ю. А. Косыгин, будучи противником генетического (гипертрофированного) подхода в геологии вообще и в формационном анализе в частности, писал, что «из определений Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, В. И. Драгунова, Ю. А. Косыгина и других следует, что в основе выделения формаций лежат петрографические (литологические) и структурные признаки» [Косыгин, 1983, с. 255]. Формации, по его мнению, должны систематизироваться так же, как и породы, — по составу и строению.

В подходе к формациям как к телам у исследователей, как правило, на первом месте стоит вещество. Прежде всего это геологическое тело определенного состава [Богданова и др., 1975; Васильев, 1968; и др.]. М. А. Жарков в своем толковании формации подчеркивает, что это прежде всего определенная категория минеральных масс.

Вероятно, лишь недостаточное осознание и использование принципов системной методологии не позволили выделить вещественный подход в изучении формаций в самостоятельное направление, главная цель которого — поиск законов композиции вещества в телах надпородного уровня организации.

В качестве самостоятельного аспекта данного направления можно было бы выделить исследование вещества по тому или иному полезному компоненту в его составе (угленосные, фосфоритовые, железорудные и другие формации).

ЦЕЛЕВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ

Вероятно, многообразие подходов при отсутствии унифицированного интегрированного подхода к выделению и классификации формаций явилось главной причиной возникновения еще одного — целевого направления. «...Выделение фаций и формаций нельзя сводить к выделению парагенетических ассоциаций. Поэтому нельзя пытаться строить определение понятия о формациях, опираясь на понятие о парагенезисе...» [Воронин, Еганов, 1972, с. 115]. Развернутое определение формации данных исследователей дано в монографии Ю. А. Воронина, Э. А. Еганова [1972]. Они приходят к выводу, что при проведении формационного анализа необходимо формулировать его цель и выбирать заранее свойства, по которым формации будут выделяться.

Кроме выделенных выше пяти направлений и ряда аспектов в их составе, существуют различные взгляды на формации и подходы к их выделению и изучению. Например, формации рассматриваются как ранговые объекты в структуре литосферы (Н. С. Шатский, И. В. Круть, В. А. Соловьев, О. А. Вотах, В. Ю. Забродин, В. И. Попов и др.).

Естественно, возникают вопросы: в чем причина такого разнообразия в подходах к изучению одного и того же объекта исследования и возможна ли здесь интеграция? Если на последний вопрос имеется положительный ответ, то где основа, стержень интеграции? Попытаемся ответить на эти вопросы с позиций системно-литмологического подхода.

ГЛАВНЫЕ ПРИЧИНЫ МНОГОАСПЕКТНОСТИ ПОДХОДОВ К ИЗУЧЕНИЮ ФОРМАЦИЙ

Из изложенного выше следует, что господство одного направления в изучении формаций сменялось господством другого, но ни одно из них, однажды возникнув, не исчезло без следа, не вытеснено другими и никакие ярлыки и эпитеты (типа «анахронизм» и ему подобные) не в силах вытеснить, убрать из арсенала исследований тот или иной подход или аспект. Можно в директивном порядке запретить (закрыть) какое-то направление в одной стране, но нельзя этого сделать во всем мире, в науке в целом, ибо она не знает национальных, социальных и государственных границ.

Еще раз подчеркнем, что все направления, когда-либо возникшие, начиная со времен Вернера—Фюкселя, существуют. Более того, дополняются другими (парагенетическим, целевым и т. д.). Трудно предсказать и представить, по какому пути будет развиваться формационное учение дальше. По пути господства одного направления и вытеснения других? Если одного, то какого: парагенетического, целевого? А может быть, целесообразно гармоничное развитие всех и даже стимулирование новых? Но, в таком случае, не приведет ли это к еще большему разнообразию в учении о формациях? Ведь уже давно представители одного направления (одной формационной школы) не желают, да и не могут использовать результаты исследований другого направления. У формационного учения нет «единого котла», нет общего творческого «нава». Каждая шко-

ла «варится в собственном соку», считая это, видимо, лучшим способом познания мира. В результате пропадает огромный пласт информации. В этой ситуации нет реальной возможности создания и использования общесоюзного банка данных.

Причин отмеченного разнообразия (разнобоя, по мнению некоторых исследователей) нами видится несколько. А. Г. Вернер и его последователи (И. Л. Гейм, И. К. Фрейслебен) опередили время почти на двести лет, введя понятие «формации». В то время геология сама еще только начинала формироваться как наука. У формационного направления не было фундамента — минералогии и литологии, седиментологии, поэтому оно само не могло успешно развиваться. В свою очередь, развитие минералогии зависело от развития химии, сделавшей скачок в своем развитии, как известно, лишь в начале нашего столетия, после открытия системы (закона) Менделеева. Неравномерность развития науки, видимо, один из основных ее законов. Открытия в некоторых областях науки, исследования, идеи отдельных ученых нередко опережают свое время на столетия.

Вторая причина заключается в долгом господстве (вплоть до настоящего времени) генетической парадигмы. В изучении объектов и предметов геологии главным был и остается генетический аспект, что хорошо видно из предыдущего обзора существующих направлений и данных справочника «Геологические формации» [1982]. Это нашло отражение и в названии господствующих направлений: генетическое, историко-генетическое, фациально-генетическое, парагенетическое и т. д. Даже те исследователи, кто понимает, что генетическая парадигма как авангардная изжила себя и на смену ей приходит вещественно-структурная (-тельная), вынуждены сохранять старую «вывеску», оговариваясь, что в парагенезе нет генезиса. Просто в условиях господства одной парадигмы нелегко открыто придерживаться другой и, тем более, успешно развивать ее. Истинные ученые вынуждены были либо гибнуть, либо приспосабливаться. Достаточно вспомнить, что в биологии во времена Т. Д. Лысенко большая часть истинных генетиков была уничтожена, меньшая приспособилась, отказавшись на словах от генетики из чувства самосохранения, основная масса биологов приняла агенетическую парадигму Лысенко.

Третья объективная причина столь затяжного развития учения о формациях видится в том, что в отличие от кристаллов и породных тел формационные объекты несравненно крупнее и сложнее устроены, а поэтому требуются несравненно большие усилия для изучения их как целостных систем. *Вся история развития учения о формациях, на наш взгляд, убедительно свидетельствует о подсознательном, интуитивном поиске целостных систем надпородного уровня организации, подходах и методах их выделения в породно-слоевом пространстве, исследования и использования для решения тех или иных задач геологии.*

Однако системное движение оформилось в качестве самостоятельного чуть более трех десятилетий назад. А осмысление и использование системной методологии в геологии только начинается. Естественно, не могло произойти системного осмысления объектов надпородного уровня организации до становления самого системного подхода как самостоятельного с определенным уровнем развития его теоретико-методологической базы. И сейчас еще не создана общая теория систем, многие теоретико-методологические вопросы этой дисциплины далеки от однозначного решения. Однако уже на данном уровне развития системных исследований использования имеющегося теоретико-методологического багажа вполне достаточно для решения многих важных вопросов геологии, в том числе и формационного анализа.

Таким образом, основоположники формационного учения и многие их последователи и современники интуитивно хотели видеть в формациях целостные геологические тела — системы. Это нашло отражение в некоторых дефинициях формации и прямом указании на их системность. Так, еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [1898, с. 51] подчеркивал, что формации «пред-

ставляют нечто целое...», подобное геологическим системам. Прямое указание на то, что формации — это системы, встречается в работах Ю. А. Косыгина, В. А. Соловьева, О. А. Вотаха и др. Формации — это статические системы — сложные объекты, в которых выделяются составные части — элементы, связанные друг с другом определенными пространственными отношениями [Вотах, 1972].

Трансляция «элементарных ячеек», «парагенеза» «парагенераций» В. И. Драгунова не что иное, как структура породно-слоевой системы.

Вероятно, не будет ошибкой и преувеличением утверждение о том, что естествоиспытателям испокон веков присуще интуитивное стремление найти, вычленив в окружающем нас мире целостные природные объекты, которые сейчас принято называть целостными системами типа атомов, элементов, молекул, минералов, кристаллов, пород, планет, звезд, живой клетки, органов, организма, вида животных и растений и т. д. Открытие, обнаружение таких целостных объектов означает возникновение, рождение таких интегрирующих наук, как химия, цитология, биология, минералогия, литология, астрономия и т. д.

Таким образом, от интуитивного, неявного понимания формаций как целостных систем некоторые геологи подошли к явному системному их пониманию. Вероятно, этому в значительной мере способствовали развитие в последние годы идей системного движения и проникновение их в геологию. Прошли три всесоюзные конференции по системному подходу в геологии. К тому же нельзя не учитывать, что в общенаучном употреблении термин «формация» воспринимается в качестве синонима системы. Так, широко распространенный и занимающий центральное место в историческом материализме термин «общественно-экономическая формация» как система включает в себя все стороны общественной жизни в их органической взаимосвязи. Производственные отношения образуют ее сущность [СЭС, 1981, с. 1436]. В этом нестрогом определении формации есть все основные атрибуты системы, в том числе структура, выраженная в связи и отношениях. Так, классики марксизма-ленинизма выделяли первобытно-общинную, рабовладельческую, феодальную, капиталистическую формации-системы. Смысл любого из этих терминов при замене «формации» «системой» не изменится: капиталистические, социалистические системы и т. д.

Многоаспектность, многогранность подходов к изучению формаций, на наш взгляд, еще одно доказательство видения исследователями (в том числе философами) в формациях целостных геологических систем. Любое целостное геологическое тело — система имеет четыре основных аспекта исследования: структурный, вещественный, динамический и генетический. Это и четыре вечных вопроса естествознания — что, из чего, как и почему? Именно видение в формациях целостных геологических тел — систем (чаще интуитивное) и породило *вещественный* (петрографический, литологический), *структурный* (стратиграфический, тектонический, статический), *динамический* (стадийно-зональный) и *генетический* (парагенетический, фациально-генетический, климатический) подходы. Таким образом, все многообразие подходов и аспектов исследования формаций со времени возникновения этого термина и до наших дней укладывается в четыре основных аспекта исследования (познания) целостных геологических систем. Следовательно, если формации признать целостными геологическими системами, то все аспекты их исследования не только правомерны, но и обязательны для понимания их природы, эволюции и закономерностей размещения в них полезных ископаемых. Однако все эти аспекты полезны, правомерны, необходимы в познании объекта исследования, но тогда, когда он вычленен как целостная система, когда раскрыто, опознано системообразующее, интегративное (эмерджентное) свойство, делающее его целостной системой.

Можно ли из рассмотренного множества определений формации выбрать такое, которое отвечает требованиям целостной системы?

Одно дело понимать нечто как систему и даже называть системой (например, геологическая система), другое — дать объекту исследования явное, лучше операциональное, определение системы, выделить элементы, обнаружить их связи и отношения. Из рассмотренных выше и приведенных в справочнике «Геологические формации» [1982] дефиниций формаций следует, что ни одно из них не отвечает формально-логическим требованиям определения формации как целостной системы. Даже в тех, где она называется системой. От того, что геологические системы названы системами, они системами не стали. Никто за долгую историю существования их в качестве «систем» не дал им определения как целостным системам. Ю. А. Косыгин, В. А. Соловьев, О. А. Вотах и другие геологи пишут о статических системах, но статическими являются не системы, а аспекты их исследования.

Как уже отмечалось выше, целостной системе присущ ряд свойств и признаков. Одним из важнейших является наличие двух противоположностей, составляющих одно органическое целое системы. Так, трудно себе представить рабовладельческую формацию, состоящую только из рабов или рабовладельцев, феодальную — без крестьян или феодалов, капиталистическую — без капиталистов или рабочих, пролетариев и т. д. В этом диалектическом единстве и борьбе противоположностей проявляется интегративное свойство системы.

Отвечают ли существующие определения этому главному требованию целостной системы? Нет. Напротив, почти все определения и предписания выделения формаций предусматривают их однородность (вещественного состава, историко-генетического, фациального происхождения), единство генезиса и парагенеза и т. д. Ни в одном определении формации не встречается требование наличия противоположностей, методов и способов их выявления. Без этого требования бессмысленно говорить об интегративном, системообразующем (эмерджентном) свойстве формаций. Оно проявляется в единстве противоположностей и выявляется в процессе познания этого единства, обнаружения интенсивных связей и устойчивых отношений между элементами.

Следовательно, существующие современные явные (и неявные) определения формации не отвечают элементарным требованиям, предъявляемым к целостным системам. В этом заключено чрезвычайно важное теоретико-методологическое противоречие на пути преодоления которого видится дальнейшее развитие этого раздела геологии. Геологи интуитивно, издавна считая формацию системой, ищут пути и способы вычленения геологических систем этого надпородного уровня организации, а на практике «работают» с номинальными концептуальными или, как правильно отмечают Ю. А. Воронин и Э. А. Еганов [1972], целевыми объектами исследования. В лучшем случае формацию можно рассматривать как суммативную систему.

Таким образом, возникает необходимость в осмыслении понятий объектов надпородного формационного уровня с позиций системного подхода, выявления их интегративных свойств, явного и непротиворечивого ее определения, разработки методов и подходов к однотипному вычленению таких объектов в породно-слоевом геологическом пространстве. Но в таком случае это понятие, видимо, не будет соответствовать укоренившемуся в практике традиционному понятию формации, это будет новое понятие, и для него, следовательно, нужен новый термин (следуя требованиям: одно понятие — один термин, новое понятие — новый термин).

Таким новым понятием является циклит как целостная во времени формирование породно-слоевая ассоциация, тело, отвечающее седиментационному циклу, фазы которого связаны во времени. Эта связь отличается интенсивностью внутри элементов слоевой системы и отсутствием, разрывом (или ослаблением) ее на границах системы. Это отражено в изменении вещественных и структурных свойств элементов (слоев) системы.

Вопрос о соотношении формаций и циклитов, исходя из приведенных выше определений формаций, не имеет однозначного ответа. В зависимости от понимания формации и признания способов ее выделения тем или иным исследователем в одном и том же породно-слоевом пространстве будет несколько (множество) вариантов границ и объемов формаций, а циклитов — только один вариант. В этом одно из главных отличий системно-литмологического подхода от многих традиционных методов исследования цикличности и выделения «циклов» и «ритмов» формаций. **Принцип одновариантности** выделения циклитов (тел-систем, отвечающих седиментационным циклам) является важнейшим в системно-литмологическом анализе.

Как отмечалось выше, идея прямого соотношения (соответствия) формаций телам седиментационных циклов неоднократно возникала ранее в явном или неявном виде. Так, М. А. Усов [1934] тела, ограниченные перерывами и размывами, несогласиями, т. е. по существу отвечающие седиментационным циклам, называл формациями.

Позже Г. П. Леонов [1974, 1977] предлагал выделять конкретные формации в объеме региональных осадочных «циклов» или региональных циклитов, в нашей терминологии. Однако такая рекомендация, как считает Э. Н. Янов [1983, с. 12], «конечно принята быть не может, так как различные элементы циклов обычно представлены разными парагенезисами пород, сформировавшихся в неодинаковых палеоландшафтных обстановках (смена континентальных отложений морскими или лагунными и т. д.)». Но именно в этой смене, в этих неоднородностях и противоположностях (морских и континентальных, карбонатных и терригенных и т. д.) заключено единство противоположностей целостной системы. Видимо, интуитивно желая выделить целостные слоевые системы, многие геологи выделяют свиты и формации в объеме региональных циклитов. Так, анализ выделения конкретных формаций в разрезе мезо-кайнозоя ряда среднеазиатских бассейнов показал, что некоторыми исследователями они выделяются в объеме регоциклитов *.

Если формации понимать и выделять как целостные породно-слоевые системы, циклиты различного ранга, то в таком случае термины «формация» и «циклит» — синонимы, а следовательно, один из них лишний. Отказ от термина «формация» в обозримом будущем нереален, так как имеется слишком много публикаций на эту тему, на формационном попринципе трудятся большие коллективы исследователей, есть и множество других причин. Где же выход?

Изначально у геологов было желание в породно-слоевом пространстве осадочной оболочки Земли (а позже и не только в осадочной) выделить некие целостные тела — системы. Этим объясняется многоаспектность подходов к исследованию породных тел, названных формациями, так как целостные системы многоаспектны. У геологических тел-систем четыре главных аспекта: вещественный, структурный, динамический и гене-

* Нередко геологи, не желая противопоставлять литмологический подход традиционному, не рискуя быть отвергнутыми, используют старые известные термины для новых понятий. Так, например, на рабочем стратиграфическом совещании в Якутии (апрель 1986 г.) из 4¹/₂ РГЦ в составе мотской серии 3¹/₂ приняты в предложенных нами границах и объемах, по названию традиционно свитами. Так они и вошли в утвержденную МСК схему. Но по определению циклит в силу своей неоднородности не может соответствовать ни свите, ни формации.

тический. Все они получили то или иное развитие в исследовании формаций, но не как главные и необходимые в системном, интегративном исследовании, а чаще как конкурирующие. На «закрытие» (запрещение) некоторых из них потребовались решения Всесоюзных и даже Международных симпозиумов.

Представления о формациях как о телах, отвечающих седиментационным циклам, а по существу — о целостных слоевых системах, высказывали, обосновывали и развивали лишь отдельные исследователи (М. А. Усов, Г. П. Леонов, Н. Б. Вассоевич и многие другие). Однако эта точка зрения была отвергнута большинством геологов.

У нас в стране и за рубежом в большинстве случаев формации на практике выделяются (и понимаются) как номинальные, концептуальные, *целевые* объекты исследования. Вероятно, такое понимание за термином «формация», традиционным по сути, глубоко вошедшим в геологическую литературу (и сознание), видимо, следует сохранить, как это рекомендуют Ю. А. Воронин и Э. А. Еганов [1972]. Хотя их поддерживают пока лишь немногие исследователи формаций. Как целевые, концептуальные тела, формации могут находиться в самых различных соотношениях с циклитами. Это могут быть половины крупных (рего- или нексосиклитов), их части, элементы, части разных циклитов (терригенная, красноватая и другие формации финальной части одного и инициальной части другого) и т. д. в зависимости от принципов и методов (подходов) выделения формаций.

Понимание того, что собой представляют тела-формации, чрезвычайно важно в методологическом аспекте, так как исследование только номинальных, не целостных целевых объектов, по нашему убеждению, не ведет к открытию законов. Это неэффективный путь познания природы.

Небезынтересен, на наш взгляд, один из аспектов стадийно-зонального направления. По мнению С. М. Бубнова, С. Н. Страхова, В. Е. Хаина и др., заслуживает внимания соответствие формаций фазам, стадиям циклов. На объектах, разрезах, непосредственно исследованных нами, формации действительно можно рассматривать как тела, сформировавшиеся в определенные фазы (или их части) седиментационных циклов. И на этом пути просматриваются определенные закономерности (и законы) композиции формаций как однородных неоднородностей. В таком случае формации выступают как элементы разноранговых слоевых систем. Если принимать эту концепцию, то следует выделять и формации различного ранга (в соответствии с рангом циклитов).

Этот подход представляется нам более конструктивным, чем только целевой, ибо в таком случае формационный анализ становится сопряженным с системным анализом. Он может существенно способствовать внедрению системных исследований объектов надпородного уровня. В таком варианте выделение и изучение формаций не самоцель, не конечная цель, а лишь путь к познанию законов композиции вещества, структуры, динамики и генезиса системных объектов различного типа и ранга данного уровня организации материи. Выделяя тот или иной ряд формаций, геолог обязан выявить интенсивные связи одних формаций, составляющих единую породно-слоевую систему, и обнаружить разрыв этих связей, что и будет означать границу между системами. Важно понять, что в этих композициях общего (всеобщего, инвариантного), а что является частным, наложенным, случайным.

Именно на этом пути возможна классификация формаций и слоевых систем. Этот путь ведет к познанию законов природы геологических тел надпородного уровня организации. И в этом отношении прав С. И. Романовский [1978], отмечая, что «формационный анализ осадочных толщ не имеет самостоятельной теоретической базы, отличной от циклического седиментогенеза, а поэтому и не должен рассматриваться в отрыве от этой концепции» (с. 135). Иными словами, вне системного, системно-литоло-

гического направления не видится эффективного в познавательном плане развития учения о формациях. В таком представлении формационный анализ — это наука, ориентированная на раскрытие законов композиции вещества на надпородном уровне его организации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белоусов В. В. Общая геотектоника. — М.: Л.: Гостеолитиздат, 1948. — 599 с.
- Богданова Н. Г., Красножен О. С., Леглер В. А. Методика построения макета тектонической карты (на примере Восточной Камчатки) // Принципы тектонического районирования. — Владивосток: Изд-во ДВ НЦ АН СССР, 1975. — С. 122—127.
- Васильев В. И. Некоторые понятия формационного анализа // Геологические формации. (Материалы к совещанию 21—24 мая 1968 г.). — Л.: ВСЕГЕИ, 1968. — С. 27—29.
- Вассоевич Н. Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях) // Осадочные и вулканогенные формации. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1966. — С. 5—35.
- Вассоевич Н. Б. Предисловие (к изучению геотформаций) // Осадочные формации и их нефтегазоносность: Тез. докл. (Всесоюзный семинар, МГУ, 25—27 апреля 1978 г.). — М.: Изд-во МГУ, 1978. — С. 3—17.
- Вассоевич Н. Б., Меннер В. В. Системные уровни организации сообществ осадочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1978. — № 11. — С. 5—14.
- Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Фации и формации. Парагенезис (уточнение и развитие основных понятий геологии). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972. — 120 с.
- Вотах О. А. Элементарные тектонические комплексы земной коры и геологические формации // Геология и геофизика. — 1972. — № 8. — С. 10—20.
- Высоцкий И. В. и др. Нефтегазоносные бассейны зарубежных стран. — М.: Недра, 1981. — 479 с.
- Геологические формации. — М.: Недра. — 1982. — Т. 1. — 353 с.
- Геологический словарь. — М.: Недра, 1973. — Т. 1. — 485 с.; Т. 2. — 455 с.
- Добрецов Н. Л. Общий модельный подход при выделении и классификации геологических формаций // Геология и геофизика. — 1972. — № 12. — С. 74—84.
- Драгунов В. И. К терминологии формационных подразделений // Осадочные и вулканогенные формации. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1966. — С. 36—47.
- Жариков В. А. Парагенезис минералов, фаций и формаций (в порядке обсуждения понятий) // Зап. ВМО. Сер. 2. — 1968. — Ч. 98, вып. 4. — С. 510—514.
- Кедров Б. М. Предмет и взаимосвязь естественных наук. — М.: Наука, 1967. — 436 с.
- Коровин М. К. Учение о геологических формациях и его теоретическое и практическое значение // Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. — Новосибирск, 1955. — Ч. 1. — С. 23—41.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. — М.: Недра, 1983. — 535 с.
- Лазыко Е. М. Основы региональной геологии СССР. История формирования структуры. — М.: Недра, 1971. — Т. 3. — 344 с.
- Левин Б. С. Статическая геология и соотношение геологических наук // Принципы тектонического анализа. — Владивосток: Изд-во ДВ НЦ АН СССР, 1977. — С. 52—65.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Исследование по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа // Тр. Императорского С.-Петербургского о-ва естествоиспытателей. — 1898. — Т. 31, вып. 5. — 404 с.
- Леонов Г. П. Основы стратиграфии. — М.: Изд-во МГУ, 1973. — Т. 1. — 530 с.; 1974. — Т. 2. — 486 с.
- Леонов Г. П. Проблема цикличности в региональной стратиграфии // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. — М.: Наука, 1977. — С. 155—167.
- Лайэль Ч. Основные начала геологии или новейшее изменение Земли и ее обитателей: Перевод А. Минца. — М.: Изд-во А. И. Глазунова, 1866. — Т. 2. — 624 с.
- Маслов К. С. От понятия «фация» к понятиям «литофация» и «топофация» // Сов. геология. — 1971. — № 12. — С. 18—29.
- Международный стратиграфический справочник/Под ред. Х. Хедберга. — М.: Мир, 1978. — 226 с.
- Попов В. И. Состояние и задачи изучения осадочных формаций // Совещания по осадочным породам. — М.: Изд-во АН СССР, 1952. — Вып. 1. — С. 59—87.
- Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Классификация формаций. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1966. — 208 с.
- Романовский С. И. О путях построения единой теории седиментационной цикличности // Теоретические исследования по терминологии седиментационной цикличности. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. — С. 120—137.
- Рундквист Д. В. Об изучении динамики развития геологических процессов при металлогенических исследованиях // Проблемы региональной геологии СССР (ма-

- териалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ 1970 г.).— Л.: ВСЕГЕИ, 1972.— С. 174—181.
- Рухин Л. Б. Основы литологии.— 3-е изд.— Л.: Гостоптехиздат, 1969.— 240 с.
- Соловьев В. А. Тектоника континентов. (Систематизация понятий и упорядочение терминологии).— Хабаровск, 1975.— 366 с.
- Спижарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР (составление карт и основные вопросы тектоники).— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1973.— 240 с.
- Спижарский Т. Н. О книге В. И. Драгунова и др. «Основы анализа осадочных формаций» // Сов. геология.— 1976.— № 6.— С. 149—152.
- Степанов Д. Л., Месежников М. С. Общая стратиграфия.— М.: Недра, 1979.— 423 с.
- Стратиграфический кодекс СССР.— Л.: ВСЕГЕИ, АН СССР, 1977.— 79 с.
- Стратиграфический кодекс СССР.— Л.: ВСЕГЕИ, АН СССР, 1988.— 56 с.
- Стратиграфия СССР: В 14 томах/Под ред. Д. В. Наливкина.— М.: Недра, 1965.— Кембрийская система.— 596 с.
- Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Статья 2 // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1956.— № 8.— С. 29—60.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края.— Томск: Зап.-Сиб. геол. трест, 1934.— 209 с.
- Хаин В. Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1950.— Т. 25, № 6.— С. 3—28.
- Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти.— Баку: Азнефтеиздат, 1954.— 692 с.
- Хаин В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1959.— Т. 34, № 2.— С. 3—18.
- Хаин В. Е. Учение о геологических формациях на современном этапе // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1980.— № 11.— С. 5—18.
- Халфин Л. Л. Осадочные геологические формации в стратиграфическом аспекте // Сов. геология.— 1959.— № 10.— С. 11—19.
- Харленд У. Б. и др. Шкала геологического времени: Пер. с англ. И. С. Баркова/Под ред. В. В. Меннера.— М.: Мир, 1985.— 140 с.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— 352 с.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения) // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1952.— Т. 27, № 5.— С. 34—52.
- Цейслер В. М., Штрейс М. А. Проблемы формационного анализа тектонических структур // Проблемы изучения и тектонического анализа геологических формаций.— М.: Наука, 1983.— С. 7—17.
- Шарапов И. П. Логический анализ некоторых проблем геологии.— М.: Недра, 1977.— 144 с.
- Шарапов И. П. Метагеология: некоторые проблемы/Под ред. В. Т. Фролова.— М.: Наука, 1989.— 209 с.
- Шатский Н. С. На теоретическом фронте советской геологии // Сов. геология.— 1939.— Т. 9, № 8.— С. 3—6.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтегазоносной области и смежной части Южного Урала.— М.: МОИП, 1945.— 131 с.
- Шатский Н. С. Избранные труды.— М.: Наука, 1964.— Т. 2.— 820 с.
- Шатский Н. С. Избранные труды.— М.: Наука, 1965.— Т. 3.— 348 с.
- Янов Э. Н. Осадочные формации подвижных областей СССР.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1983.— 235 с.

Ю. Н. Карогодин

ДОПОЛНЕНИЯ И УТОЧНЕНИЯ К ПРОЕКТУ НОВОГО СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО КОДЕКСА СССР (С ПОЗИЦИЙ СИСТЕМНО-ЛИТМОЛОГИЧЕСКОГО ПОДХОДА)

Как известно, готовится новый вариант Стратиграфического кодекса СССР, проект которого опубликован в 1988 г. Как и в предыдущем издании, в него не вошли литмо(ритмо)-, циклостратиграфические подразделения, несмотря на ранее принятое «решение о дополнении существующих категорий ритмо-, магнито- и климатостратиграфическими подразделениями» [СК СССР, 1977, с. 16]. Это было верное решение, согласующееся с рекомендациями Международного стратиграфического справочника [1978] о необходимости иметь множество различных типов

стратиграфических подразделений, чтобы «яснее выразить все вариации многих признаков и свойств горных пород, но все эти подразделения должны быть тесно связаны», ибо «они отражают лишь различные характеристики одних и тех же пород, дополняя друг друга, способствуют достижению одних и тех же основных целей стратиграфии — расширению наших знаний о земных слоях и через это о событиях, процессах и жизни на Земле в прошлом» [МСС, 1978, с. 17].

По предложению ответственного редактора Кодекса А. И. Жамойды автором был составлен проект литмостратиграфических дополнений, включенный в монографию «Региональная стратиграфия (системный аспект)» [Карогодин, 1985] и разосланный заинтересованным лицам в виде отдельной брошюры [Карогодин, 1986]. До этого были опубликованы брошюры-проекты дополнений к СК СССР В. А. Зубакова [Дополнения..., 1978] и В. И. Попова с соавторами [Ритмостратиграфические (циклостратиграфические) и литмостратиграфические подразделения, 1979]. Никакие предложения, разработанные в этих дополнениях, не вошли в новый проект СК СССР [1988]. Не было и обсуждения в печати предложений, дополнений, их критики. Причина невыполнения ранее принятого коллективного решения объясняется в предисловии к новому СК СССР просто: «Несмотря на ряд предложений * о включении в Кодекс так называемых ритмостратиграфических (циклостратиграфических) подразделений, было решено их не включать, поскольку пока нет единообразия в понимании и применении предлагаемой категории. Анализ ритмичности является частью литологической характеристики стратонов» [СК СССР, 1988, с. 7]. Из этого следует, что главная причина невключения в Кодекс подразделений данного типа — отсутствие единообразия в понимании и применении их.

А разве по другим вопросам существует единое мнение, единообразие? Его нет даже по основным вопросам традиционной стратиграфии. Так, в статье В. Л. Егояна «Тенденции в развитии общей стратиграфии» [1989] дан список из 151 названия стратиграфий и 500 (!) названий стратонов. В пренебрежительном обороте «так называемых... подразделений», вероятно, отразилось отношение авторов Кодекса к данному вопросу. Совершенно неверно утверждение, что анализ ритмичности является частью литологической характеристики стратонов. Наоборот, литологическая характеристика является важнейшим элементом при выделении и описании слоевых ассоциаций (циклитов, стратомов, «ритмов»).

Нелогичным является включение в новый вариант Кодекса сейсмостратиграфических подразделений без литмо(цикло-)стратиграфических подразделений. В основе сейсмостратиграфии лежат представления о цикличности осадконакопления и отражение его в записи на сейсмограммах. Это теоретическая основа направления. В 1977 г. П. Р. Вейл с соавторами писал в «Сейсмической стратиграфии», что «...используя глобальные циклы с их естественными и характерными границами, можно разработать Международную геохронологическую систему на приемлемой основе. Если геологи объединят свои усилия по созданию более точных графиков региональных циклов и используют последние для повышения качества глобальной циклограммы, то она может стать более точным и надежным геохронологическим стандартом для всего фанерозоя» [с. 181]. Следовательно, авторы нового варианта Кодекса, включив в него сейсмостратиграфические подразделения и игнорируя литмо-, циклостратиграфические подразделения, по существу сказали Б, забыв сказать А. Изложенные автором ранее [Карогодин, 1985, 1986] предложения по проекту литмостратиграфических дополнений к СК СССР практически остаются в силе. Поэтому ниже целесообразно лишь акцентировать внимание на некоторых моментах этих предложений в связи с проектом нового варианта Кодекса и уточнить приводимые в нем формулировки.

* О решении уже не упоминается.

Статья I.1 СК СССР [1977], по мнению автора, могла бы быть уточнена следующим образом.

Стратиграфический кодекс — это свод законов, принципов, правил и следствий стратиграфии, регламентирующих процедуру классификации и систематики, номенклатуры и терминологии подразделений. Следуя этому определению, СК СССР необходимо дополнить разделом «Законы, принципы, правила и следствия стратиграфии». Международный стратиграфический справочник, начинается с главы «Принципы стратиграфической классификации», но содержание ее лишь частично отвечает названию. Это связано с тем, что задача изложения законов, принципов, правил и следствий далеко не простая. Включению такого раздела в Кодекс должна предшествовать общая дискуссия по этим и другим теоретико-методологическим вопросам стратиграфии. В упомянутых выше дополнениях В. А. Зубакова [1978] и В. И. Попова с соавторами [1979] есть разделы о принципах стратиграфии, но они сколько-нибудь широко не обсуждались геологической общественностью и по существу остались без внимания при составлении нового варианта Кодекса.

Следующее общее замечание касается определения стратиграфии, ее объекта, предмета, целей и задач. Одним из подходов к определению любой науки, в том числе и стратиграфии, является определение через объект, предмет, цели и задачи.

Основным объектом стратиграфии являются геологические тела породного и надпородного уровней организации, т. е. слои (и их аналоги), породно-слоевые ассоциации (и их эндогенные аналоги), литосфера (осадочная оболочка Земли) и в будущем — литосфера в целом. Этим ранговым делением объектов стратиграфии определяется и деление общей стратиграфии на ранговые стратиграфии: литостратиграфию, литмостратиграфию и т. д.

В СК СССР [1988] объект стратиграфии не определен в явном виде, но, судя по определению стратиграфии, им являются нормально пластующиеся комплексы горных пород, слагающие земную кору.

Основным предметом современной стратиграфии, по мнению автора, являются пространственно-временные взаимоотношения объектов исследования — главным образом породных слоев и слоевых ассоциаций. В СК СССР [1988] предмет исследования отнесен к числу основных задач стратиграфии, что не совсем точно. В отличие от задач, сформулированных в рассматриваемом Кодексе, представляется более правильным говорить о двух основных задачах стратиграфии: 1) расчленение разрезов на стратиграфические подразделения определенного типа и ранга, 2) их корреляция.

Цель стратиграфии, как и любой науки, заключается в выявлении законов природы и формулировании их на языке науки.

В данном случае законы должны выражаться в виде моделей, стратиграфических схем различного ранга и масштаба, а также общепланетарной стратиграфической схемы, подобно тому, как основной закон химии нашел отражение в таблице Д. И. Менделеева, являющейся, по существу, естественной классификацией химических элементов.

В СК СССР [1977, 1988] цель стратиграфии в явном виде не сформулирована.

Исходя из изложенного выше понимания объекта, предмета, цели и задач стратиграфии, можно попытаться сформулировать следующее уточнение по сравнению с предыдущим определением стратиграфии.

Стратиграфия — это одна из наук геологии, объектом исследования которой являются породные и надпородные тела (породно-слоевые ассоциации и их эндогенные аналоги), предметом — пространственно-временные их взаимоотношения, выделяемые путем расчленения и корреляции разрезов с целью создания моделей, стратиграфических схем различного масштаба и ранга.

Весьма важным является понятие стратиграфического подразделения (стратона). В первом и втором изданиях определения стратона различны.

В СК СССР [1988] под стратиграфическим подразделением (или стратоном) понимается «совокупность горных пород, составляющих единство и обособленных по признакам, позволяющим установить их пространственно-временные взаимоотношения, т. е. последовательность формирования и положение в стратиграфическом разрезе» [с. 11]. Формальное замечание: горная порода не тело, а в определении имеется в виду совокупность породных тел.

В нашем понимании **с т р а т о н** — это общий термин для обозначения стратиграфических подразделений любого типа (рода) и ранга. Более конкретно под стратоном понимается породное тело или породно-слоевая ассоциация (или эквивалентная ей ассоциация эндогенных породных тел), выделяемые в качестве системы по каким-либо признакам (палеонтологическим, литмологическим, литологическим, климатическим, палеомагнитным и т. д.). Из этого следует, что стратоны делятся (или группируются) по признакам их выделения, а далее — по рангу и масштабу.

Не рассматривая весь круг вопросов, связанных с новым вариантом Кодекса, подчеркнем еще раз важность и необходимость дополнения его литмостратиграфическими подразделениями, которых нет ни в одном из вариантов Кодекса, а также в Международном стратиграфическом справочнике [1978].

Группа соподчиненных стратонов от ступени, яруса, системы до акротемы включена в обоих вариантах Кодекса в о б щ и е о с н о в н ы е стратиграфические подразделения (СП).

Определение общих стратиграфических подразделений явно нуждается в уточнении и непротиворечивой формулировке. Не покушаясь на общность и основную роль этой группы подразделений, считаем, что в состав (категорию) важных и основных необходимо включить литмостратиграфические подразделения (литмостратоны), слоевые ассоциации от элементарной совокупности двух-трех и более слоев до литосферы включительно.

В составе этой основной группы СП необходимо выделить два типа: основные и вспомогательные. Основные это слоевые ассоциации, выделяемые как целостные во времени системы (парахронолиты, циклиты). Для того чтобы подчеркнуть их важность и самостоятельность, их назвали **стратомами**. Вспомогательные — это любые литмостратоны, выделяемые по любым признакам (кроме связи во времени) как некие номинальные, концептуальные тела — системы и несистемы. Они названы **стратонамами**. К ним следует отнести комплексы, серии, свиты, подсвиты, пакки, пласты (слои), которые в СК СССР [1988] ошибочно, на наш взгляд, включены в группу основных местных стратиграфических подразделений.

Сомнительным представляется и противопоставление основным СП подразделений частного обоснования. Во-первых, антиподальным понятием о с н о в н ы х будет понятие в с п о м о г а т е л ь н ы е, но они-то и исчезли в новом варианте Кодекса.

В этой связи уместны два замечания. Вероятно, в любой группе, категории стратонов должны быть главные и вспомогательные СП как их части, элементы или просто тела, выделенные по данному рода признаку (или признаком) вне связи с понятием системы. Вероятно, неправомерно (и не только с формально-логических позиций) выделение стратиграфических подразделений частного обоснования.

По существу, любые стратиграфические подразделения являются подразделениями частного обоснования, т. е. выделяются по одному (частному) признаку (или группе родственных признаков). Комплексное обоснование основных стратиграфических подразделений — это миф. В последнем варианте Кодекса этот термин исчез из заголовка «Стратиграфическая классификация», нет его и в определениях и пояснениях к статьям.

Больше того, авторы Кодекса отмечают, что «для фанерозоя ведущим * методом установления общих подразделений (эратемы — зоны) является биостратиграфический метод» [Стратиграфический кодекс СССР, 1988, с. 16]. Возможно, выделение категории СП частного обоснования, куда вошли био-, сейсмо-, климато- и морфостратиграфические подразделения, связано с желанием сохранить монистический характер советской стратиграфии, оградить ее от неприемлемых для нее идей множественной стратиграфии. Кроме научного изыскания, монистический подход несет и моральный ущерб. Исследователи, занимающиеся каким-то одним методом, на котором нередко базируются поиски, разведка и эксплуатация полезных ископаемых (например, сейсмостратиграфия, стратиграфия по промыслово-геофизическим данным и др.), должны себя чувствовать ущербными специалистами (по сравнению с биостратиграфами), занимающимися частными, второстепенными вопросами.

Стратиграфия одна, у нее общий предмет и задачи едины, а методы их решения и пути достижения цели разные. Отсюда и правомерность множественности стратонтов. Это не значит, что в разрезе каждого района все они должны быть и эффективно использоваться. «Невозможно и нет необходимости пользоваться всеми возможными типами стратиграфических подразделений, но должна быть открыта возможность пользоваться любым типом подразделений, который представляется полезным» [Международный стратиграфический справочник, 1978, с. 19]. Отсутствие многих видов стратиграфических подразделений, в частности литмостратиграфических, ориентирует (или даже санкционирует) исследователей на возможность их игнорирования. В то же время, по нашему глубокому убеждению, базирующемуся на 30-летнем опыте работы в Западной, Восточной Сибири и других нефтегазоносных провинциях, литмо-, циклостратиграфические подразделения играют важнейшую роль в решении задач стратиграфии любого нефтегазоносного бассейна. Именно породно-слоевые ассоциации несут в себе все без исключения признаки и свойства (палеонтологические, геофизические, геохимические и т. д.), используемые стратиграфией для достижения своих целей.

В Международном стратиграфическом справочнике [1978] место литмостратиграфических подразделений пока занимают литостратиграфические подразделения (формации, пачки), а в СК СССР [1988] — местные СП (комплекс, серия, свита, пачка, слой).

Анализ эволюции региональных и «местных» стратиграфических схем свидетельствует о том, что они эмпирически неуклонно движутся по пути признания, явного, а чаще неявного (скрытого), целостных слоевых систем (циклитов, парахронолитов) в качестве важнейших стратиграфических подразделений в разрезе того или иного нефтегазоносного бассейна. Как будет показано ниже на материалах Западной и Восточной Сибири в рабочих и официальных стратиграфических схемах, в качестве «местных» СП выделяются циклиты, хотя и называются они традиционно свитами. При этом не замечается существенное противоречие понятию свиты — их литологическая и фациальная неоднородность. Циклит, парахронолит — это единство противоположностей — литологических, фациальных, климатических и др. Еще раз подчеркнем, что путь познания от простого к сложному, от однородных тел к телам-системам различной сложности — это естественный путь познания.

Методология позволяет наметить ориентиры этого развития, а следовательно, ускорить его. Мешает этому иногда непонимание, а чаще всего нежелание признать ошибки, отказаться от ложного приоритета. Так, в схемы, справочник и практику вошли таношчинская свита, усть-тазовская серия и некоторые другие подразделения Западной Сибири. В стратиграфической схеме этого региона можно встретить самые различные варианты соотношения циклитов (регоциклитов, регостратомов) и свит:

* А по существу, единственным.

свита, соответствующая регоциклиту (васюганская, абалакская), несколькими (тремя) регоциклитами (тюменская), но чаще всего примерно половине РГЦ (вартовская, алымская, викуловская, ханты-мансийская, уватская, кузнецовская и др.).

В мотской серии (бывшей свите) венд-кембрия на последней официальной схеме, составленной с активным участием циклистов, литмологов, в составе верхней карбонатной части (бывшие средняя и верхняя мотские подсвиты) в объеме трех РГЦ (снизу вверх: шаманского, иркутского и урикского) выделено три свиты под различными названиями в разных административных областях (тирская, шаманская, бюкская, катангская, букунская, собинская, кудулахская, юряхская и др.). Хужирскому РГЦ в одних зонах соответствует одна свита с разными названиями (хужирская, непская), в других — четыре (талахская, бесюряхская, ынахская и харистанская). В последнем случае каждая из свит соответствует половине зонального циклита в составе шаманского РГЦ.

Часто в разрезах Западной и Восточной Сибири базальные слои РГЦ относятся к подстилающей свите, к нижележащему РГЦ, основываясь на сходстве кривых каротажных диаграмм. В таком случае региональные перерывы и размывы попадают внутрь свиты, что тоже противоречит определению свиты. В качестве общеизвестных для местных геологов можно привести следующие примеры. Базальные песчаные слои ханты-мансийского РГЦ обозначаются BK_1 , BK_2 , что означает викуловский первый, викуловский второй по наименованию нижележащей викуловской свиты, хотя базальные BK_{1-2} резко отличаются от регрессивных BK_{3-5} литологически и залегают, по исследованию керна скважин даже Мансийской синеклизы, с размывом.

Продуктивный пласт A_1 (иногда и A_{1-2}) является базальным пластом аптской трансгрессии и апт-альбского РГЦ. Он также залегает с несогласием на нижележащих вартовских зеленоцветах и несет в своем составе следы размыва (галька зеленоцветов) подстилающей толщи. Тем не менее он объединен с группой пластов A_3 — A_{12} вартовской свиты. Базальные слои регоциклитов (свит) на стратиграфической схеме венд-кембрия Восточной Сибири нигде не нашли отражения. Как правило, они маломощные, но выделение их важно, так как это надперерывные слои, это начало нового регионального этапа в осадконакоплении. Справедливости ради, следует заметить, что не везде в стратиграфической схеме циклиту соответствует свита. В некоторых районах это и подсвита, т. е. часть свиты.

Есть свиты (например, иркутская), объединяющие три регоциклита, а следовательно, и три свиты ряда районов платформы.

Все это свидетельствует о том, что с позиций системного (системно-литмологического) подхода современные региональные официальные схемы стратиграфии мезозоя и кайнозоя Западной Сибири, венд-кембрия Сибирской платформы нелогичны, противоречивы, а следовательно, не могут способствовать эффективному освоению этих регионов, в частности ускорению поисково-разведочных работ на нефть и газ. Официальная стратиграфическая схема Западной Сибири была и остается существенным тормозом на пути изучения этого региона. Понимая нелогичность официальных стратиграфических схем, ряд производственных и научно-производственных организаций пользуются своими вариантами, рабочими схемами.

Относясь с глубоким уважением к теоретическим разработкам по стратиграфии В. Л. Егоряна и его критическому анализу современного состояния стратиграфии, нельзя не отметить ошибочность его представлений по отношению к литмо-, циклостратиграфическим подразделениям. Так, он категоричен в том, что «переформировывать, перегруппировывать свиты, пачки или зоны и ярусы в текто-, ритмо-, литмо-, цикло-, этапо- и т. п. стратоны просто не нужно, так как никакой дополнительной стратиграфической информации мы не получим. Если две или полторы свиты (или яруса) соответствуют, к примеру, определенному климатическому этапу, то объединение их в климатический стратон ничего нового для

стратиграфии не дает. И если свита или ярус отвечает тому или иному ритму или циклу либо несколькими таким ритмам и циклам, то от превращения их в ритмосвиту, циклоярус или даже в ярусоцикл мы для стратиграфии опять-таки никакого эффекта не получим, кроме отрицательного — в виде основательно запутанной номенклатуры и хронического нарушения стабильности стратиграфических схем.

При всех вариантах в процессе стратификации и корреляции для выделения всех цикло-, текто-, климато- и других квазистратонов придется использовать все те же обычные пачки, свиты, зоны, основывающиеся на тех же лито- и биостратиграфических данных, так как никаких других реально существующих стратиграфически значимых признаков в разрезе нет» [Егоян, 1989, с. 11—12].

Автор безусловно прав, что при смешении, перегруппировке ярусов и зон в цикло-, литмо- и прочие им подобные стратоны ничего кроме путаницы мы не получим. Но ведь представления о необходимости и целесообразности выделения ритмосвит, ритмоярусов и им подобных единиц обосновывает лишь одна группа геологов [Попов и др., 1979], и они подвергнуты критике [Карогодин, 1985].

Ярусы и зоны выделяются по одним, а литмо- и циклостратоны — по другим признакам. При смешении, перегруппировке их ничего кроме конгломерата не получится. В теории классификации подобный прием (группировка и деление по разным основаниям) запрещен. Подобные перегруппировки в принципе невозможны при системно-литмологическом подходе. Речь может идти лишь о соотношениях различного типа стратонов и при выявлении определенных закономерностей и законов этих соотношений использовать их для расчленения и корреляции, т. е. для решения основных задач стратиграфии. Зная, что в одной системе (типе стратона) чему соответствует в другой системе (другом типе стратона), можем на практике реализовать два методологических принципа: соответствия и переноса. Это означает, что при отсутствии признаков одной системы (фауны, флоры, литологии по керну скважин) можно воспользоваться признаками других систем. Вот для чего в значительной мере нужны разные типы стратонов, а не для замены (уничтожения) одних другими. В этом случае должен быть провозглашен принцип «не вместо, а вместе».

Нельзя не остановиться еще на одной существенной методологической неточности в цитированной статье В. Л. Егояна, в которой приведен перечень стратонов из 500 названий. Откуда такое количество? Во-первых, в нем отражено многообразие типов стратонов и их рангов. И это отражает процесс развития стратиграфии, который не остановить никакими запретами и кодексами.

Вторая причина множества терминов заключается в том, что в перечень вошло немало терминов, не являющихся стратонами. Это термины, обозначающие либо породные тела разной степени сложности, породно-слоевые системы (например, слой, слоек, литмит, циклит и многие производные от него: элеликлит, зонциклит, регоциклит и др.), либо время формирования этих тел, а также стратонов. В перечень вошло много синонимов, которые неизбежно возникают при поисках имени нового понятия, но тут же отмирают, когда найдено точное, благозвучное, словом, удачное имя-термин. Эти термины-синонимы следовало бы дать в скобках и без номеров.

Если бы весь этот перечень сгруппировать по типам стратонов, отбросив термины с неясными определениями и синонимы, то понадобилось бы две-три страницы, а не два тома. Из анализа такой группировки было бы видно, что для одних типов стратонов терминов много, а для других — явно недостаточно. Автор прав, что интервалы времени формирования тех или иных стратонов, т. е. временные их эквиваленты, сами по себе не являются стратонами (геологическими телами), но они важны в стратиграфии и для них нужна своя система терминов, образованная, очевидно, на базе термина «хрон».

В этой связи хотелось бы еще раз подчеркнуть, что в русском языке существуют четыре основные категории терминов: предметов (стратон), процессов, свойств и меры (времени, мощности, силы и т. д.). Отсюда правило: один термин — одна категория. Несоблюдение принципа категоричности ведет к многозначности терминов и многословности. Слова с терминологическими элементами типа текто-, цикло-, этапо-, климато- ориентируют на вид процесса, и термины, образованные с их участием, должны относиться к категории процессов, а не тел, т. е. не стратон.

Таким образом, литмостратиграфические подразделения должны занять определенное место в составе основных стратиграфических подразделений, рядом, «параллельно» с общими стратиграфическими подразделениями. В их составе намечается семь основных ранговых подразделений (таксонов): эле-, тем-, зон-, рего-, нексо-, гал- и тригалстратомы. Как уже отмечалось, чтобы не путать стратон этого типа с другими, их называли **стратомами**. На практике геологам приходится пользоваться двумя терминами (тем-, зон-, регостратом), поэтому никакой терминологической сложности в этой системе терминов нет. К тому же терминологические элементы зон- и рего- широко употребляются в биостратиграфической системе терминов и несут примерно ту же смысловую нагрузку.

По нашим представлениям, стратомы составляют главную, основную группу литмостратон, литмостратиграфических подразделений. Дополнительную, вспомогательную группу должны составить породные и породно-слоевые тела и их ассоциации, не являющиеся целостными во времени системами, т. е. не отвечающие седиментационным циклам. Основным признаком выделения в разрезе — литологическая, фациальная, петрофизическая, геофизическая однородность. Признак разнородности им противопоставлен, а признак связи во времени, целостности не является определяющим. Это номинальные геологические тела (по отношению к стратомам). Они условно названы стратонами (стратиграфическими номинальными телами). По существу, такие тела не следовало бы относить к стратомам. Это та категория в составе основных подразделений, которая выделена в местные стратиграфические подразделения, комплекс, серия, свита, пачка, слой (или пласт). В этой связи трудно согласиться со статьей II.3 СК СССР [1988] в том, что «основные стратиграфические подразделения являются или могут быть главными картируемыми элементами геологических (собственно геологических) карт» [с. 14]. Местные СП могут картироваться лишь как вспомогательные элементы для картирования тел-систем стратон различного ранга и возраста. При этом имеется в виду не только геологическое картирование отложений, выходящих на дневную поверхность или под покровом четвертичных образований, но и глубинное картирование в пределах закрытых и полузакрытых седиментационных бассейнов, занимающих огромное земное пространство.

В заключение несколько замечаний по сеймостратиграфическим подразделениям (глава VII.a) и морфостратиграфическим подразделениям (глава VIII) СК СССР [1988].

Вопросам терминологии сейсмолитологии (сеймостратиграфии) посвящено несколько статей [Карогодин, 1985, 1986; и др.], составлен словарь из 57 терминов и их соотношения с литологическими понятиями и терминами *. В специальном сборнике «Прикладные вопросы сейсмолитологии» [1987] также рассматривались некоторые методологические вопросы, в том числе касающиеся стратиграфии. Однако составителем рассматриваемой главы Кодекса Л. Ш. Гиригорном это не было учтено **.

* Это был заказ сеймостратиграфов, так как сеймостратиграфия по существу базируется на идеях литологии.

** Не понятно, почему к написанию данной главы не были привлечены многие специалисты, занимающиеся теоретико-методологическими вопросами сеймостратиграфии (Н. Я. Кувин, И. А. Мушин, Г. А. Гогоненков, Ф. И. Хатьянов, Г. В. Ведерников, Е. В. Кучерук, И. И. Хведчук и многие другие).

«Сейсмостратиграфические подразделения — геологические тела, которые выделяются в сейсмических границах. Их стратиграфический объем устанавливается экстраполяцией и интерполяцией данных по проверке сейсмических границ к литологически и фаунистически охарактеризованным разрезам» [СК СССР, 1988, с. 44]. Эти определения несут в себе немалую долю неопределенности и противоречий.

Замечания к этим статьям (VII.a.1 и VII.a.2) следующие.

Не всякое геологическое тело, выделяемое в сейсмических границах, является стратиграфическим, сейсмостратиграфическим подразделением. Такие «тела» (а точнее, сейсмические модели тел) правильнее называть **сейсмолитмитами**. «Тело», границы которого совпадают с границами циклита, выделенного в разрезе скважины по данным керна и ГИС, может называться сейсмоциклитом. Но это термины не стратиграфические, а общие, сейсмолитмологические. Стратиграфическим эквивалентом циклита является стратом, следовательно, в сейсмостратиграфии это будет **сеймо-стратом**.

Ранг сеймостратома определяется рангом стратома. При этом используется та же система терминов, что и в литмостратиграфии, с добавлением **сеймо-**. Например, зонстратом — сейсмозонстратом, регостратом — сейсморегостратом, нексостратом — сейсмонекусстратом и т. д. Это, как и в литмостратиграфии, основные сейсмостратиграфические подразделения. Вспомогательными, дополнительными будут сеймостратоминалиты, сеймосерии, сеймосвиты, сеймопачки, сеймослои, т. е. категории «местных» стратиграфических подразделений [по Стратиграфическому кодексу СССР, 1977, 1988], выделяемых по сейсмическим данным.

Автор главы предполагает всего две таксономические единицы сейсмостратиграфических подразделений: **сейсмогоризонт** и **сейсмокомплекс** [СК СССР, 1988, ст. VII.a.3]. Всего два таксона — это очень мало для направления, претендующего на самостоятельность.

А по существу, один основной таксон — сейсмокомплекс, как следует из содержания статей VII.a.4 — VII.a.5. «Сейсмокомплекс — это совокупность горных пород, характеризующаяся единством структурного стиля, существенно превышающая по мощности уровень вертикальной разрешаемости сейсмического разреза.

Сейсмокомплексы рекомендуется выделять между поверхностями региональных несогласий эрозионного трансгрессивного или регрессивного типов» [СК СССР, 1988, с. 45]. По существу, это не очень точная характеристика циклита, сеймостратома неопределенного ранга. Следовательно, ни о какой таксономии в предлагаемом варианте сейсмостратиграфии нет и речи. К тому же в определении использовано понятие «структурный стиль», которому не дано определения.

Из определения сейсмогоризонта и пояснений к нему следует, что это сеймостратоминалит, который может «дробиться» на один, два и более горизонтов, способных также сливаться в один по латерали. Функции его — явно вспомогательного, дополнительного подразделения, ибо только на сейсмокомплексы (сеймостратомы) может разделяться «разрез седиментационного бассейна в интервале, изученном сейсмическими методами» [СК СССР, 1988, с. 45].

В этом определении не видно существенного различия между сейсмогоризонтами и местными сейсмостратиграфическими подразделениями (сейсмотолщей, сеймопачкой, сеймопластом), которые предлагаются в Кодексе.

Ясно одно, и это признается новым вариантом Кодекса, что в практике стратиграфических работ не обойтись без системы сейсмостратиграфических подразделений. Предлагаемый в Кодексе вариант составлен явно неудовлетворительно. Необходимо, чтобы главе по сейсмостратиграфическим подразделениям предшествовали глава, посвященная литмо-, циклостратиграфическим подразделениям, а также сформулированные коллективные предложения по системе понятий, номенклатуре и тер-

минологии сейсмостратиграфических подразделений. Разработать обстоятельные рекомендации к Кодексу — прямая обязанность специальных секций АН СССР по сейсмостратиграфии и подсекции сейсмолитмологии в составе Научного совета по геологии, геофизике и геохимии горючих полезных ископаемых. Один человек не может, да и не должен браться за подобную работу. Кодекс — творение коллективов, а по идее — общегеологическое. Личными могут быть предложения, дополнения, уточнения и т. п.

Вызывает возражение и глава VIII «Морфостратиграфические подразделения», в частности ее раздел «Органогенные массивы». В Кодексе нет явного определения этого типа стратон, их номенклатуры и разработанной системы терминов. И это, видимо, не случайно. По нашим представлениям, это не стратоны, а особого рода их фрагменты, части, занимающие, как правило, определенное, закономерное место в их структуре.

Если выделять морфоструктуры этого типа, то не понятно, почему не выделять в качестве стратон, грязевые и соляные штоки, вулканы различного рода (кстати, великолепно выделяются на сейсмограммах), эрозийные останцы фундамента и чехла, линзы русловых песчаников, бары и т. д. Чем они хуже органогенных массивов? По нашим представлениям, органогенные массивы, как и им подобные морфоструктурные элементы, определенным образом выраженные в литологическом составе, должны входить в качестве составных частей в состав дополнительных, вспомогательных литмостратиграфических подразделений.

В настоящей статье не затронуты вопросы, выходящие за пределы системно-литмологического подхода в решении вопросов стратиграфии, так как это особая тема обсуждения общих вопросов Кодекса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Егоян В. Л. Тенденции в развитии общей стратиграфии. Статья 3: Терминологические проблемы // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 1989. — Т. 64, вып. 1. — С. 4—13.
- Зубаков В. А. Дополнения к СК СССР. Ритмостратиграфические подразделения. — Л.: ВСЕГЕИ, АН СССР, 1978. — 71 с.
- Карогодин Ю. Н. Региональная стратиграфия (системный аспект). — М.: Недра, 1985. — 180 с.
- Карогодин Ю. Н. Литмостратиграфические дополнения к Стратиграфическому кодексу СССР (проект). — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. — 42 с.
- Международный стратиграфический справочник/Под ред. Х. Хедберга. — М.: Мир, 1978. — 266 с.
- Попов В. И. и др. Ритмостратиграфические (циклостратиграфические) и литмостратиграфические подразделения. — Ташкент: Фан, 1979. — 110 с.
- Прикладные вопросы сейсмолитмологии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — 111 с.
- Сейсмическая стратиграфия. — М.: Мир, 1982. — 846 с.
- Стратиграфический кодекс СССР. — Л.: ВСЕГЕИ, АН СССР, 1977. — 79 с.
- Стратиграфический кодекс СССР. — Л.: ВСЕГЕИ, АН СССР, 1988. — 56 с.

II. ВОПРОСЫ ЛИТМОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ И ЗАЛЕЖЕЙ В ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ

А. А. Нежданов

НЕКОТОРЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ЦИКЛИЧЕСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Проблемы изучения седиментационной цикличности нефтегазоносных бассейнов всегда являлись актуальными. Однако в настоящее время интерес к познанию цикличности осадконакопления углеводородосодержащих толщ проявляется наиболее остро. Это связано в первую очередь с развитием нового междисциплинарного научного направления — сейсмостратиграфии [Сейсмическая стратиграфия, 1982], использующего для геологической интерпретации особенностей сейсмической волновой картины представления о циклических изменениях уровня моря.

Рассматривая сейсмокомплекс, являющийся основным сейсмостратиграфическим таксоном, следует отметить, что определение «сейсмостратиграфический комплекс» (или «квазисинхронный сейсмостратиграфический комплекс» — КССК) перекликается с понятием о седиментационном цикле и его сейсмическом выражении — сейсмоциклите [Кунин, Кучерук, 1984; Карогодин, 1985а; Сейсмическая стратиграфия, 1982]. Их эмерджентным свойством, как тел-систем, является парагенетическая связь между слагающими элементами, в плане нефтегазовой геологии — между коллекторами и крышками.

Поскольку разные по генезису и морфологии неантиклинальные и комбинированные ловушки углеводородов (НАЛ и КЛ УВ) занимают определенное положение в структуре седиментационного цикла или сейсмоциклита (сейсмокомплекса), прогнозировать локализацию ловушки можно только вычленив на сейсмическом разрезе эти сейсмостратиграфические подразделения. Следует также отметить, что парагенетическая связь элементов сейсмоциклитов обусловлена направленным развитием бассейна седиментации, а несогласные границы между сейсмокомплексами связаны со сменой режимов циклической седиментации. Поэтому анализ цикличности имеет большое практическое значение для решения широкого круга сейсмогеологических задач.

Различные аспекты цикличности мезозойско-кайнозойского осадконакопления Западной Сибири рассмотрены в работах Р. А. Абдуллина, Е. П. Бенько, В. А. Богдашева, Ю. В. Брадучана, Т. А. Верениновой, А. В. Гольберта, Е. А. Гайдебуровой, И. В. Дербикова, Г. П. Евсеева, М. С. Зоня, В. П. Казаринова, Ю. Н. Карогодина, М. В. Коржа, М. А. Левчука, Е. М. Максимова, К. И. Микуленко, О. М. Мкртчана, А. Г. Мухер, В. Д. Наливкина, И. И. Нестерова, А. С. Никольской, Г. Э. Прозоровича, Н. Н. Ростовцева, М. Я. Рудкевича, С. Г. Саркисяна, А. И. Сидоренкова, В. Т. Слепцова, Н. Ю. Успенской, Г. С. Ясевича, Т. А. Ястребовой и многих других.

Этими исследователями с применением различных подходов были выделены естественные или целевые повторяющиеся в разрезе комплек-

сы пород различных рангов, но с близкими границами, что еще раз подтверждает объективное существование цикличности строения мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западной Сибири. Выделенная цикличность (ритмичность, этапность, периодичность) предлагалась к использованию в качестве генетической основы при разнообразных стратиграфических, палеогеографических, палеотектонических, формационных исследованиях. Однако лишь предложенная А. Г. Мухер (1980 г.) схема индексации песчаных пластов нижней — средней юры Красноленинского района (ЮК₂ — ЮК₁₁), составленная с использованием фациально-циклического анализа, широко используется в практике производственных и научных организаций.

Результаты других циклостратиграфических исследований по Западной Сибири в практике геолого-разведочных работ не были реализованы, хотя содержали много конструктивных идей. Так, Ю. Н. Карогодиным [1974, 1980, 1985б] были изложены общие правила и принципы построения циклостратиграфических (литмостратиграфических) схем, даны конкретные рекомендации по уточнению расчленения мезозойских отложений Западной Сибири. На основе изучения цикличности (ритмичности) осадконакопления выделены зоны и спрогнозированы открытия в них крупных и гигантских залежей [Карогодин, 1974], что в целом подтвердилось выявлением таких месторождений, как Талинское, Федоровское, Мамонтовское, Приобские серии газовых месторождений Ямала и Гыдана (см. карту перспектив открытия гигантских и крупных залежей мезозойских отложений Западной Сибири Ю. Н. Карогодина 1968 г. с дополнениями 1972 г. [Карогодин, 1974, с. 151]).

В работе Ю. Н. Карогодина, Е. А. Гайдебуровой [1985] на основании литмологического анализа выделены зоны улучшенных коллекторов в юрских отложениях южной половины Западной Сибири.

Однако для конкретных прогнозных оценок, особенно зональных и локальных, идеи цикличности и литмологии не нашли должного развития и не использовались в практике поисково-разведочных работ. В основном это связано с тем, что все прогнозные построения основывались на результатах поисково-разведочного бурения, которые при низкой его плотности оставались многовариантными. Рост технической вооруженности сейсморазведки МОВ ОГТ привел к превращению этого метода полевой геофизики в орудие детального прогноза геологического разреза нефтегазоносных бассейнов. Возможность непосредственного прослеживания между скважинами геологических границ, отождествляемых с сейсмическими отражающими горизонтами, анализ особенностей сейсмической волновой картины — все это значительно повышает достоверность геологических построений и позволяет картировать НАЛ и КЛ УВ методами сейсмостратиграфии (сейсмолитмологии, по Ю. Н. Карогодину). Однако практические успехи прогнозирования геологического разреза по сейсморазведочным данным не в полной мере адекватны потенциальным возможностям этого научного направления.

В определенной мере это связано с уровнем геологического, главным образом стратиграфо-седиментологического, осмысления особенностей сейсмической волновой картины. Кроме того, требует разработки ряд теоретических и терминологических вопросов цикличности седиментации, или, по терминологии С. И. Романовского [1985], циклогенеза, поскольку они лежат в основе выделения и прослеживания границ сейсмостратиграфических комплексов, прогноза их состава.

К числу таких вопросов в первую очередь необходимо отнести проблему «перерождения» (или конвергенции) структуры циклитов в различных фациальных зонах; следует также внести ясность в понятия о типах и режимах циклогенеза. Важное значение имеет уточнение роли локальных тектонических движений и региональных либо глобальных эвстатических событий (трансгрессий и регрессий) в формировании циклитов.

Большинство этих вопросов поможет решить исследование мезозойских отложений Западно-Сибирской равнины, являющейся уникальным полигоном для изучения осадочного породообразования и строения стратисферы по комплексу геолого-геофизических методов. Сравнительно высокая степень изученности осадочного чехла Западной Сибири глубоким бурением, площадными и региональными сейсморазведочными работами МОВ ОГТ, слабая тектоническая дислоцированность, огромная площадь (более 2 млн км²) — все это дает возможность анализировать строение и цикличность разновозрастных разнофациальных отложений, залегающих в широком стратиграфическом диапазоне — от триаса — ранней юры по палеоген — неоген включительно.

«ПЕРЕРОЖДЕНИЕ» (КОНВЕРГЕНЦИЯ) СТРУКТУРЫ ЦИКЛИТОВ В РАЗНЫХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОНАХ

Это явление обусловлено фациальной дифференциацией осадков: в различных палеогеографических зонах накапливаются отложения различного состава и облика. Поэтому на них по-разному сказываются даже однонаправленные изменения условий седиментации (трансгрессии, регрессии).

Рассматривая классификацию осадочных слоев и их ассоциаций, Ю. Н. Карогодин [1980] выделяет по направленности изменения существенных признаков три группы слоев: однонаправленные, разнонаправленные и константные (без видимой направленности изменения). Первая группа подразделяется по особенностям изменения ряда признаков, главным образом гранулометрического состава, на прогрессивные (про-) и регрессивные (ре-) слои, вторая — на прогрессивно-регрессивные (про-ре-) и регрессивно-прогрессивные (ре-про-). Для прогрессивных слоев характерно уменьшение зернистости в разрезе снизу вверх, для регрессивных — сверху вниз. Разнонаправленные слои являются комбинациями этих двух типов. Таким же образом выделяются четыре основных структурных типа циклитов: про-, ре-, про-ре- и ре-проциклиты [Карогодин, 1980]. Наиболее распространены проциклиты, которыми сложено более 90 % разрезов, изученных Ю. Н. Карогодиным [1980]. Рециклиты встречаются чаще, чем про-рециклиты, наиболее редкая разновидность — ре-проциклиты. Рассматривая латеральные взаимоотношения между выделенными типами циклитов, Ю. Н. Карогодин намечает следующую их последовательность: проциклиты пляжевой зоны сменяются в глубь бассейна про-рециклитами и далее — рециклитами [Карогодин, 1980, 1985б]. Анализируя одну из монографий Ю. Н. Карогодина [1980], Н. Я. Кунин [1981] отмечает, что вопрос о латеральных переходах циклитов требует более тщательного изучения.

Действительно, уточнение перерождения (конвергенции) структуры циклитов в различных условиях осадконакопления имеет большое значение как для прогноза состава, так и для выделения и корреляции границ циклитов. В Западной Сибири конвергенция структуры циклитов может быть изучена на различных стратиграфических уровнях, однако наиболее ярко она проявляется в позднюрских отложениях. Они надежно стратифицированы по палеонтологическим и литологическим данным, хорошо изучены в разных районах. На большей части восточного сектора Западной Сибири отложения келловей — оксфорда обособляются в васюганскую свиту, перекрываемую маломощной глинистой георгиевской свитой (кимеридж). С васюганской свитой связан продуктивный горизонт Ю₁. В западных и центральных районах Западной Сибири отложения келловей — кимериджа объединяются в абалакскую свиту, имеющую на большей части площади распространения глинистый состав.

На контрастных поднятиях Приуралья в составе абалакской свиты появляется обломочная вогулкинская толща — основной нефтегазоносный резервуар в Шаимском и Березовском районах.

Отложения кимериджа перекрываются глинисто-битуминозными волжскими образованиями, входящими на большей части Западной Сибири в баженовскую и тутлеймскую свиты. Иное строение имеет верхняя юра в восточной части Западной Сибири, где в ее составе выделяются точинская (келловей), сиговская (келловей — кимеридж) и яновстанская (волжский ярус) свиты песчано-глинистого состава.

Накопление морских верхнеюрских отложений обусловлено серией глобальных трансгрессий, широко проявившихся и в Западной Сибири. В нижней части разреза келловей залегает региональный маркирующий горизонт, являющийся базальным ингрессивным горизонтом келловейской трансгрессии. Он представлен песчаными и глинистыми интенсивно биотурбированными породами, содержащими крупные известково-сидеритовые стяжения, оолитовые и сферолитовые выделения гидрогетита, шамозита, сидерита, обломки ростров белемнитов и толстостенных раковин двустворок. На большей части Западной Сибири этот горизонт перекрывается тонкоотмученными черными глинами, содержащими остатки пиритизированных водорослей, тонкостенных раковин двустворок, белемнитов, реже аммонитов средне-поздnekелловейского и оксфордского возраста. Литогенетические признаки пород и состав сообществ фораминифер [Биостратиграфия..., 1982] свидетельствуют, что формирование этих глин происходило в глубоководных морских условиях.

Выше по разрезу наблюдается постепенный переход к алевролитистым глинам и затем к песчаникам (васюганская свита). Для последних характерны признаки, однозначно указывающие на мелководно-морские и переходные к континентальным субаэральные условия их образования. Это прослои углей, ископаемые почвы, своеобразная пачечная слоистость, обилие ходов илоедов, свидетельствующие о хорошей аэрируемости аквальных осадков. Зернистость песчаных пород закономерно возрастает вверх по разрезу.

В западном направлении песчаные пласты васюганской свиты замещаются глинисто-алевролитовыми отложениями абалакской свиты. Для них характерны отсутствие углистых прослоев, ископаемых почв, наличие морской фауны, которая в верхней части васюганской свиты встречается лишь в отдельных прослоях. Келловей-оксфордская часть абалакской свиты является более глубоководным и удаленным от регионального восточного источника сноса терригенного материала аналогом васюганской свиты. В целом васюганская и абалакская свиты (келловей-оксфордская часть последней) являются циклитом прогрессивно-регрессивного типа.

Отложения кимериджа центральных и западных районов Западной Сибири (георгиевская и верхняя часть абалакской свиты) имеют глинистый состав, содержат большое количество аутигенных компонентов (глауконит, фосфориты, карбонатные стяжения, гидрогетит-шамозитовые образования, пирит), обогащающих преимущественно нижнюю часть разреза кимериджа. Этим обусловлено выделение регионально маркирующего горизонта, связанного с базальными слоями кимериджской трансгрессии. Выше этого преимущественно аутигенного маркирующего слоя залегают темно-серые и черные тонкоотмученные глины, содержащие включения глауконита, пирита, остатки тонкостенных раковин двустворок, аммонитов, ростры белемнитов. Переход к вышележащим глинисто-битуминозным отложениям постепенный, через переслаивание глауконит-содержащих и битуминозных глин.

Выявить направленность изменения (ре-, про-) в строении разрезов кимериджа центральных районов Западной Сибири затруднительно. Своеобразный состав кимериджских сообществ фораминифер, мелкие размеры и тонкие стенки раковин указывают на относительно глубоководные

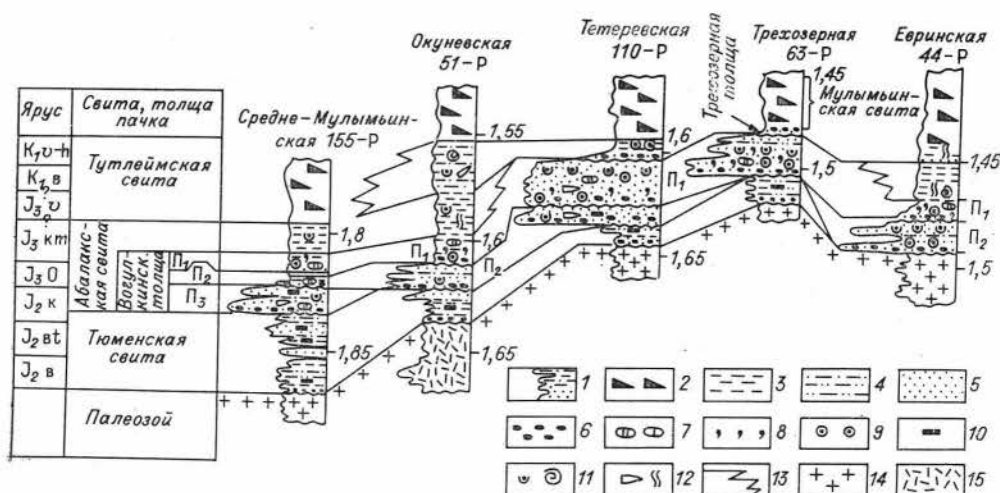


Рис. 1. Схема строения верхнеюрских отложений Шаимского района (по данным В. Г. Елисева, Г. С. Ясовича, 1968 г., с изменениями).

1 — кривая ПС; 2 — битуминозные глины; 3 — глины; 4 — глинистые алевролиты и песчаники; 5 — песчаники; 6 — гравелиты и конгломераты; 7 — сидеритовые и известковые стяжения; 8 — глауконит; 9 — гидрогетит-шамозитовые оолиты и бобовины; 10 — угли, углистые включения; 11 — двустворки и аммониты; 12 — белемниты и ходы илоедов; 13 — фациальные замещения; 14 — породы палеозоя; 15 — кора выветривания.

морские («глубокий шельф») условия их обитания [Биостратиграфия..., 1982].

В приуральской части Западной Сибири, на поднятиях Шаимского и Березовского нефтегазоносных районов, верхнеюрские отложения имеют существенно иное строение. На склонах положительных структур глины абалакской свиты замещаются обломочными породами вогулкинской толщи. В ее составе выделяются три пачки (или пласта): P_1 , P_2 , P_3 (рис. 1).

В. Г. Елисеев, Г. С. Ясович, И. И. Нестеров, Г. К. Боярских и др. [Березовский газоносный район, 1971; Елисеев, Ясович, 1968], изучавшие строение верхней юры Приуралья, отмечали, что вогулкинская толща охватывает стратиграфический диапазон от среднего келловея по кимеридж включительно. Каждая из пачек вогулкинской толщи приурочена к определенной структурно-фациальной зоне и занимает постоянный стратиграфический объем. От осевых частей поднятий II—III порядков вниз по падению происходит последовательное замещение глинами абалакской свиты сначала верхних, затем нижней пачки вогулкинской толщи. По восстановлению слоев в первую очередь выклинивается пачка P_3 , затем P_2 и P_1 . Вблизи линий замещения пачки имеют песчано-глинистый состав, вверх по восстановлению они замещаются песчаниками, у зон выклинивания обогащаются грубообломочным гравийно-галечным материалом. В основании пачек отмечается погрубение обломочного материала по сравнению с их верхними слоями. В целом для вогулкинской толщи характерно широкое развитие карбонатных и фосфатных стяжений различной морфологии, гидрогетит-шамозитовых образований, в пластах P_1 и P_2 отмечаются включения глауконита вплоть до прослоев глауконитов в пласте P_1 . Встречаются многочисленные органические остатки: раковины двустворок, аммонитов, роостры белемнитов, скелеты губок, образующие целые скопления в отложениях оксфорда — кимериджа. На отдельных месторождениях Шаимского и Березовского районов продуктивные пласты верхнего оксфорда — кимериджа представлены обломочными известняками, сложенными обломками раковин устриц, тригоний, губок, морских ежей.

Хотя утверждение об определенном стратиграфическом диапазоне пачек вогулкинской толщи, как и само их выделение, можно считать в

определенной мере условным, строение вогулкинской толщи однозначно свидетельствует о том, что отложения келловей — кимериджа на поднятиях Приуралья сложены проциклитами. Аналогично построены и волжские отложения (см. рис. 1). В сводовых частях Шаимского вала (Трехозерная, Тетеревская, Мулымьинская площади) в основании разреза битуминозных глин обособляется пачка грубообломочных пород. Она представлена полимиктовыми гравелитами и конгломератами темно-серыми с зеленоватым оттенком, очень крепкими, глинистыми, с обломками фауны. Мощность пачки колеблется от 0,3 до 3 м. В ней установлены аммониты средневолжского возраста [Елисеев, Ясович, 1968]. Выше залегают битуминозные глины мулымьинской свиты (волжский ярус — готерив). Следовательно, в строении верхней юры Приуралья фиксируется последовательное трансгрессивное расширение бассейна седиментации. Следов регрессии не установлено.

В северо-восточной части Западной Сибири верхняя юра имеет глинисто-песчаный состав и значительные мощности (до 600—700 м против 20—90 м в Шаимском и Березовском районах). Глинистая точинская свита (келловей) по облику идентична породам нижней подсвиты васюганской свиты более западных районов. В ее основании также выделяется характерный оолитовый маркирующий горизонт (рис. 2). Вышележащая сиговская свита (оксфорд — нижний кимеридж) расчленяется на две подсвиты — нижнюю, песчано-глинистую, и верхнюю, существенно песчаную. Граница между ними приурочена к основанию пачки глинистых песчаников с глауконитом, остатками фауны. Вверх по разрезу песчаники постепенно переходят в черные аргиллитоподобные глины (Туруханская опорная скважина). Представляется, что это базальный горизонт кимериджской трансгрессии. Раннекимериджский его возраст обоснован находками аммонитов в скв. 153-р Верхнечасельской площади. Непосредственно под ним залегают также охарактеризованные аммонитами отложения оксфорда. Кроме того, непосредственно над этим маркирующим горизонтом на Усть-Часельской, Верхнечасельской, Харампурской, Хадыряхинской площадях Н. П. Вячкилевой и М. С. Месежниковым определено более 50 аммонитов раннего кимериджа. В. К. Комиссаренко и другими установлены многочисленные комплексы микрофауны этого же возраста.

На этом основании с учетом однозначной литолого-геофизической характеристики описываемых отложений граница между подсвитами сиговской свиты проводится по подошве указанного горизонта и отвечает границе васюганской и георгиевской свит более западных районов (см. рис. 2). Нижняя подсвита сиговской свиты в этом объеме состоит из литотипов, не отличающихся от таковых верхней части васюганской свиты. Отложения подсвиты охарактеризованы микрофауной оксфорда в Турухан-Елогуйском районе, аммонитами позднего оксфорда на Верхнечасельской площади. Верхняя подсвита сиговской свиты сложена серыми песчаниками и зеленовато-серыми глинами, накапливавшимися в морских условиях. Они содержат остатки раковин двустворок, аммонитов, ростры белемнитов, ходы плоедов, прослоями обогащены глауконитом.

Таким образом, точинская свита и нижняя подсвита сиговской свиты отвечает по объему васюганской свиты и составляют регионально развитый циклит (регоциклит). В рассматриваемых районах он имеет пререструктуру. Верхняя подсвита сиговской свиты также является регионально прослеживаемым телом, или регоциклитом, отвечающим по объему георгиевской свиты более западных районов. В северо-восточной части Западной Сибири он имеет трансгрессивно-регрессивное строение (см. рис. 2).

Вышележащие отложения яновстанской свиты в Туруханской опорной скважине представлены глинами зеленовато- и темно-серыми, с прослоями алевролитов и песчаников с неравномерным распределением глинистого материала, обусловленным биотурбацией. В интервале 2262—

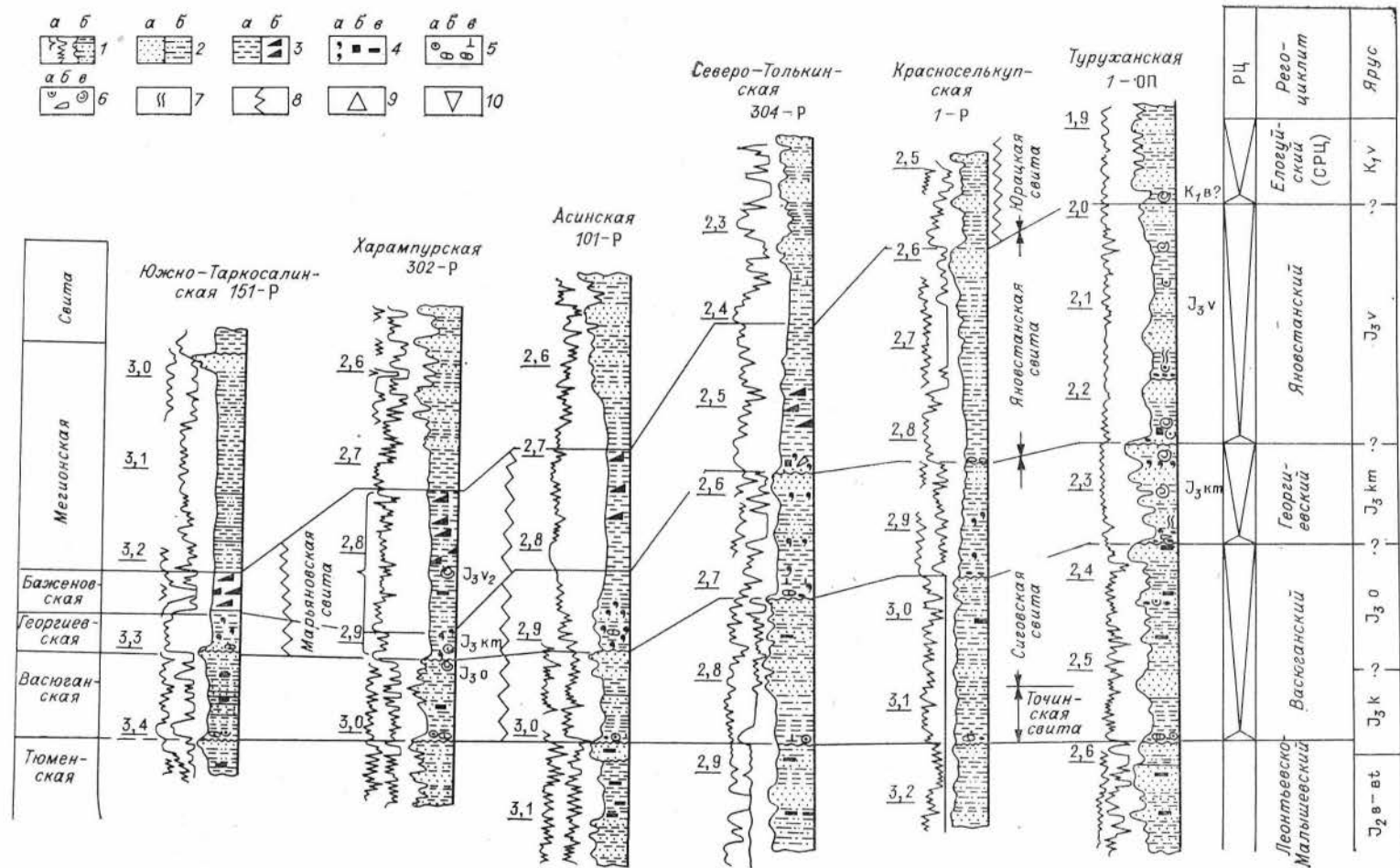


Рис. 2. Строение верхнеюрских отложений северо-восточных районов Западной Сибири.

1 — кривые КС (а) и ПС (б); 2 — песчаники, глинистые песчаники (а), переслаивание глины и песчаников (б); 3 — глины (а), битуминозные глины (б); 4 — глауконит (а), пирит (б); 5 — оолиты (а) и бобовины гидрогелита, шамозита (б), стигмения сидерита и кальцита (б); 6 — двусторонки (а), белемниты (б), аммониты (б); 7 — ходы илюдов; 8 — фациальные замещения; 9 — прогрессивная и 10 — регрессивная части циклов.

2264 м залегает глауконитовый песчаник с включениями галек, выше (интервал 2258—2262 м)— черные глины. По-видимому, нижнюю границу яновстанской свиты следует проводить на глубине 2264 м, рассматривая песчаный прослой в качестве базального горизонта волжской (?) трансгрессии. Верхняя граница свиты установлена на глубине 2032 м, в нижней части песчаного пласта [Байбародских, 1965]. Литологически она не выдержана. Вероятно, ее целесообразно совместить с основанием глинистой пачки (глубина 1997 м). В этом случае яновстанская свита будет представлять собой законченный трансгрессивно-регрессивный (про-ре) циклит, границы которого картируются. В отложениях свиты установлены предположительно волжские аммониты, в перекрывающей глинистой пачке — берриасская (?) фауна [Байбародских, 1965].

В западном направлении сиговская и яновстанская * свиты, имеющие клиноформное строение, претерпевают резкое уменьшение мощностей, глинизируются. Отложения яновстанской свиты замещаются тонкоотмученными, а затем и битуминозными глинистыми породами. Общая мощность прослоев последних возрастает с востока на запад от первых метров (Северо-Толькинская, Красноселькупская площади) до 20—30 м (Хадырьяхинская, Харампурская площади). Западнее этих площадей (Восточно-Таркосалинское, Южно-Таркосалинское месторождения) битуминозные прослои сливаются в единую глинисто-битуминозную толщу баженовской свиты (см. рис. 2). Западная граница распространения песчаных пластов верхней подсвиты сиговской свиты, индексируемых как ЮТ₁, Ю₁^а, СГ, Ю_г, трассируется западнее Северо-Толькинского, Верхне-часельского, Кынского поднятий. Нижележащие песчаные пласты сиговской (нижняя подсвита) и васюганской свит пользуются широким площадным распространением (пласт Ю₁).

Наличие характерных маркирующих горизонтов, регионально прослеживаемых в верхней юре Западной Сибири и связанных с инициально-трансгрессивными слоями, свидетельствует о региональном характере келловейской, кимериджской и волжской трансгрессий. Поскольку трансгрессивные глинистые пачки прослеживаются в разных структурно-фациальных зонах различного тектонического строения, охарактеризованы практически разновозрастными фаунистическими сообществами, можно говорить о высоких скоростях трансгрессий и, вероятно, эвстатической их природе. Конвергенция же структуры циклитов (проциклиты Приуралья, сменяющиеся ре-проциклитами центральных и восточных районов Западной Сибири) объясняется конкретными ландшафтно-палеогеографическими факторами: наличием либо отсутствием источников питания терригенным материалом и степенью расчлененности рельефа дна бассейна седиментации.

При наступлении моря на плоские равнины центральных и восточных районов Западной Сибири трансгрессии протекали в геологическом масштабе времени практически мгновенно. С этим, очевидно, и связаны низкие мощности келловейского и кимериджского базальных горизонтов. При максимуме трансгрессии, когда море доходило до обрамления Западной Сибири, обладающего расчлененным рельефом, скорость трансгрессии замедлялась даже при постоянной скорости подъема уровня Мирового океана, хотя более вероятно снижение этого показателя. Так или иначе, но при относительной стабилизации моря у «коренного» берега происходило заполнение возникшей при трансгрессии седиментационной емкости осадками. Скорость этого заполнения, или регрессии, прямо пропорциональна активности источников сноса терригенного материала. Наличие активного источника питания Западной Сибири осадками и привело к формированию в ее восточной части регоциклитов прогрессивно-регрессивного строения (см. рис. 2).

* Верхняя подсвита.



Рис. 3. Частота встречаемости юрско-меловых стратонов (подсвит, пачек) в качестве базальных (залегающих на фундаменте). а — Березовский район, б — Шаимский район. tm_3^1, tm_3^2, tm_3^3 — нижняя, средняя и верхняя пачки верхней подсвиты тюменской свиты; $П_3, П_2, П_1$ — нижняя, средняя и верхняя пачки вогулгинской толщи; ab_1, ab_2, ab_3 — нижняя, средняя и верхняя пачки абалакской свиты; tt_1, tt_2 — нижняя и верхняя подсвиты тутлейской свиты; AlS_1 — деминская пачка алясовской свиты, AlS_{2-3} — чуэльская и устремская пачки алясовской свиты, tr — трехзерная толща; ml_2^1, ml_2^{1-2} — пачки мулымынской свиты.

В рассматриваемой части Приуралья (Шаимский и Березовский районы) активного регионального источника сноса не существовало. Палеоурал, представлявший собой в мезозое пенепленизированную сушу, поставлял в поздней юре — мелу в Западно-Сибирский седиментационный бассейн преимущественно глинистый материал. Кроме того, Палеоурал был отгорожен от поднятий Шаимского и Березовского районов Ляпинским мегапрогибом, являвшимся аккумулятором значительной части влекомых наносов. Поэтому обломочные породы вогулгинской толщи формировались только за счет местных источников сноса. При трансгрессии моря, наступавшего на палеоострова с расчлененным рельефом, происходила относительная стабилизация береговых линий, за счет чего увеличивалась длительность трансгрессивного намыва осадков в зоне действия волн. Таким образом и формировались песчаники вогулгинской толщи, являющиеся базальными образованиями трансгрессирующего позднеюрского моря. При полном затоплении поднятий в их пределах происходило накопление преимущественно пелитовых осадков, поступивших с регионального — Уральского — источника сноса. Результат этих процессов — формирование проциклитов.

Для оценки масштабов и скорости трансгрессии на поднятиях Шаимского и Березовского районов была рассчитана частота встречаемости в качестве базальных юрско-неокомских стратонов (пачек, подсвит). Как в Березовском, так и в Шаимском районах (рис. 3, а, б) выделяется несколько устойчивых максимумов этого показателя, связанных с отложениями бата (верхняя часть тюменской свиты), келловей (пачка $П_3$ вогулгинской толщи, нижняя пачка абалакской свиты) и кимериджа (пачка $П_1$ вогулгинской толщи, верхняя пачка абалакской свиты). Низкие значения частоты встречаемости в качестве базальных характерны для отложений оксфорда (пачка $П_2$ вогулгинской толщи). Объем изученной выборки 586 скважин.

В целом это хорошо согласуется с цикличностью, прослеживаемой в восточной половине Западной Сибири, где келловейская и кимериджская трансгрессии фиксируются наиболее четко, а оксфорду отвечает этап регрессии. Кроме того, в Березовском районе на фундаменте часто залегают устремская и чуэльская (готерив) пачки алясовской свиты (см. рис. 3, а), а в Шаимском районе — трехзерная пачка (волжский ярус) мулымынской свиты (см. рис. 3, б). Возникает вопрос: почему волжская трансгрессия не проявилась в Березовском районе, а готеривская — в Шаимском? Это обусловлено недостатками используемой методики исследований. Анализируемые поднятия представляют собой сложно террасированные поверхности с различной гипсометрией. В Березовском районе кимериджская трансгрессия привела к тому, что выступы фундамента погружались ниже уровня моря и в волжском веке существенного сокращения «лысых» зон уже не происходило. В готериве была затоплена следующая терраса (Чуэльское, Похромское и другие месторожде-

ния). В Шаимском районе анализируемые структуры расположены по гипсометрии таким образом, что море трансгрессировало на них в кимеридже — волжском веке, вследствие чего в неокме в их пределах уже существовали относительно глубоководные условия седиментации.

Представляет интерес устойчивый максимум расширения бассейна седиментации в бате. Это связано либо с влиянием глобальной батской трансгрессии [Хэллем, 1982], либо с тем, что верхняя часть тюменской свиты является своеобразной «предбазальной толщей» келловейской трансгрессии. Это, в частности, подтверждается повышенной песчанистостью пласта Ю₂ на склонах конседиментационных поднятий.

НЕКОМПЕНСИРОВАННОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ПРИРОДА СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ НЕСОГЛАСИЙ В ВЕРХНЕЙ ЮРЕ — НЕОКОМЕ

Рассматривая условия формирования и строение верхней юры Западной Сибири, необходимо затронуть вопрос о некомпенсированном осадконакоплении и природе стратиграфических несогласий, установленных в этих отложениях [Месежников, 1983; Соколовский, Бочкарев, 1972; Таруц, Гайдебурова, 1978]. Тезис о том, что на значительной части территории в поздней юре и неокме осадконакопление было некомпенсированным, требует уточнения. Согласно определению, приводимому В. Е. Хаиным [1973], к некомпенсированным относятся осадки, накопление которых происходило в условиях опережающего тектонического прогибания дна бассейна седиментации. Очевидным является тот факт, что эффект, аналогичный обусловленному тектоническим прогибанием, может быть вызван трансгрессией — эвстатическим повышением уровня моря. Как в том, так и в другом случае, в глубоководной и удаленной от источников сноса зонах будут накапливаться маломощные осадки специфического состава. Выяснение причины их образования (некомпенсация, трансгрессия) имеет важное значение как в теоретическом плане, так и для прогноза распространения песчаных коллекторов в этих отложениях.

Общая мощность верхней юры практически по всей центральной части Западной Сибири характеризуется пониженными значениями. В восточной части она возрастает до 1000 м в Агапском и Пясиножданихинском мегапрогибах (Усть-Енисейский район), до 800 м в Большехетской впадине, до 300—500 м в Чулымской депрессии и Худосейском мегапрогибе. Отложения верхней юры в этой части Западной Сибири, как отмечено выше, имеют песчано-алеврито-глинистый состав и не содержат битуминозных разностей.

В зоне распространения песчано-глинисто-битуминозных отложений повышенные мощности приурочены к прогибам и впадинам: до 225 м они составляют в Уренгойско-Колтогорском мегапрогибе, 200 м — в Омской, более 100 м — в Юганской впадинах. На сводах мощность верхней юры менее 100 м. В зоне развития глинисто-битуминозных отложений, удаленных от источников сноса, мощности снижаются до 50—75 м и менее. В Ляпинском мегапрогибе верхняя юра имеет песчано-глинистый состав и мощность до 300 м. Анализ строения битуминозных и подстилающих их верхнеюрских отложений, данные о составе содержащихся в них фаунистических сообществ по различным районам плиты позволяют выяснить ряд специфических особенностей позднеюрского осадконакопления.

Так, на восточном склоне Приполярного Урала (Ляпинский мегапрогиб) глинистые отложения кимериджа, относимые к лопсинской свите, охарактеризованы богатыми сборами аммонитов. Здесь установлен непрерывный разрез, охватывающий все лоны нижнего и верхнего кимериджа. Накопление этих осадков в западной, наиболее изученной части

Ляпинского мегапрогиба происходило в различных структурных условиях — вдоль восточного склона Урала протягивается зона впадин (Западная депрессионная зона), ограниченная с востока системой поднятий Мансийского горста. В пределах впадин мощность кимериджа 100—200 м. Для лопсинских глин этой зоны характерна значительная примесь алевролитового материала, отмечаются прослои глинистых брекчий. Восточнее, в пределах Мансийского горста, лопсинская свита мощностью 5—50 м сложена преимущественно слабоалевритистыми глинами, в отдельных скважинах — с примесью глауконита. Характер изменения мощностей и литологического состава верхнеюрских и подстилающих их угленосных отложений в пределах западной депрессионной зоны и Мансийского горста показывает, что эти структуры имеют унаследованный характер развития — в триасе и ранней — средней юре Мансийский горст представлял собой эрозионный выступ палеозойских пород, который только во время накопления тольинской свиты (байос — ранний келловей) частично перекрылся осадками. При наличии западных источников сноса (об этом свидетельствует резкое поглубение обломочного материала по разрезу всего мезозоя в западном направлении) есть основания полагать, что впадины Западной депрессионной зоны выступали в роли аккумуляторов основной массы обломочного материала, поступавшего с возвышенностей Палеоурала. В связи с дефицитом терригенного материала мощности синхронных отложений на поднятиях Мансийского горста значительно меньше, чем во впадинах, несмотря на то, что горст занимал в поздней юре гипсометрически более высокое положение. Свидетельством этому служат такие факты, как выклинивание ниже-среднеюрской угленосной толщи, наличие грубообломочных шлейфов, окаймлявших горст по кровле тольинской свиты [Северо-Сосьвинский угленосный район, 1977], прослоев глауконитов в маурынинской (келловей — оксфорд) и лопсинской (кимеридж) свитах, поглубение обломочного материала в волжско-валанжинских отложениях [Северо-Сосьвинский угленосный район, 1977].

Общегеологические данные свидетельствуют о том, что сокращенные разрезы верхней юры, в частности кимериджа, формируются не в условиях некомпенсированного прогиба, а наоборот — на относительно стабильных (отстающих от общего погружения) приподнятых участках морского дна. Анализ палеонтологических материалов показывает, что аммониты как верхнего (*Aulacostephanus* sp., A. sp. indet., A. undorae, A. Pavlovi, A. aff. *Turelli* ark.), так и нижнего (*Amoeboceras* (*Amoebites*) sp. indet., A. (A.) cf. *kitchini* (Salf), *Rasenia* sp. indet.) кимериджа встречаются и в наиболее полных, и в маломощных разрезах, однако соотношение мощностей осадков, относимых к нижнему и верхнему подъярусам, в разных структурных зонах изменяется. В западных прибортовых частях впадин нижней кимеридж составляет 0,5—0,85 мощности яруса. В восточных частях впадин и на Мансийском горсте доля нижнего кимериджа уменьшается до 0,2—0,36.

На поднятиях восточного склона Полярного Урала, являющихся источниками сноса или приближенных к таковым, кимеридж полностью или частично выпадает из разреза и перекрывается без явного размытия волжскими глинами. В скважинах 1-КС и 12, расположенных на Салехардском выступе, осложняющем прибортовую часть мезозойской впадины, мощность осадков нижнего кимериджа, перекрытого волжскими глинами, составляет 5 м. В скважинах, более удаленных от источника сноса, появляются осадки позднего кимериджа, доля которых возрастает до резкого преобладания. Так, в скв. 11 Обского профиля фаунистически охарактеризованные глины верхнего кимериджа составляют 0,9 разреза лопсинской свиты, общая мощность которой составляет 38 м [Месежников, Галеркина, 1962].

Приведенные данные позволяют заключить, что накопление глинистых осадков кимериджа на восточном склоне Приполярного и Поляр-

ного Урала происходило путем последовательного латерального заполнения впадин. На конседиментационных поднятиях (Мансийский горст) сокращалась общая мощность отложений, синхронных накапливающимся во впадинах, и резко сокращалась мощность нижнего кимериджа. Наблюдаемая картина связана с дефицитом обломочного материала и утонением вплоть до полного выклинивания разрезов, отгороженных прогибами от источников питания терригенным материалом. Существенно пелитовый состав кимериджских осадков позволяет заключить, что их накопление происходило ниже зоны взмучивания. Частичная или полная эрозия кимериджских отложений на прибортовых выступах объясняется усилением динамики водных масс в волжском веке. По другим районам и ярусам верхней юры установить изменения в соотношении мощностей отдельных зон и подъярусов не представляется возможным в связи с неравномерной палеонтологической охарактеризованностью их по площади и разрезу. Однако тенденция, установленная на восточном склоне Урала в отложениях кимериджа, прослеживается для Западной Сибири в региональном плане.

В Усть-Енисейском районе кимериджские отложения, представленные глинами, алевролитами и глауконитовыми песчаниками с включениями шамозита, изучены на Малохетском и Точинском поднятиях, где определена богатая фауна нижнего кимериджа [Сакс, Ронкина, 1957]. Полная мощность кимериджа достигает здесь (скв. 10) 167 м, причем фауной нижнего кимериджа охарактеризован практически весь разрез, за исключением верхних 10 м, по которым отсутствует керн. Кроме верхнего кимериджа, установлено выпадение из разреза оксфорда, чаще — верхнего оксфорда.

В Елогуй-Турухан-Енисейском междуречье верхняя юра в полных разрезах достигает мощности 523 м, сокращаясь в восточном направлении до первых десятков метров. Богатая охарактеризованность фауной позволяет установить выпадение из разреза верхнего кимериджа и верхнего волжского подъяруса [Байбародских, 1965].

Во внутренней области Западно-Сибирской плиты датированные по фауне аммонитов отложения кимериджа встречены преимущественно в приуральской части. В центральных районах, где отложения кимериджа (георгиевская свита, верхи абалакской свиты) имеют мощность не более 1—3 м, преимущественно пелитовый состав и переполнены аутигенными компонентами, палеонтологические остатки встречаются крайне редко. Однако, по данным лаборатории палеонтологии ЗапСибНИГНИ, маломощные разрезы кимериджа центральных районов плиты имеют поздне-кимериджский возраст. Комплекс фораминифер с *Pseudolamarscina Lopsiensis*, *Tolypammina virgula* и *Planularia pressula* определен в скважинах Сургутского, Нижневартовского, Тазовского районов. Следовательно, в региональном плане характер распределения кимериджских осадков аналогичен установленному в Приуралье: в окраинных районах Западной Сибири накапливались преимущественно осадки раннего кимериджа, в центральной части распространены маломощные пелитовые поздне-кимериджские отложения, нижний кимеридж выпадает из разреза.

В целом аналогичная закономерность, но проявляющаяся еще более контрастно, характерна и для волжских отложений — по периферии Западной Сибири верхневолжские слои частично (Приполярный Урал, Усть-Енисейский район) или полностью (Турухан-Елогуйский район) выпадают из разреза, но широко распространены во внутренних районах плиты. В то же время нижневолжские отложения по комплексу фораминифер с *Reinholdella voliaensis* и аммонитам *Pectinatites* sp. установлены только на обрамлении по периферии развития волжских отложений в битуминозных фациях (Половинкинская, Владимирская, Лемьинская, Карабашская, Таборинская, Ярайнерская площади) [Месежников, 1983].

Следовательно, в глубоководных верхнеюрских отложениях Западной Сибири отмечается ряд региональных несогласий. Причиной тому мы

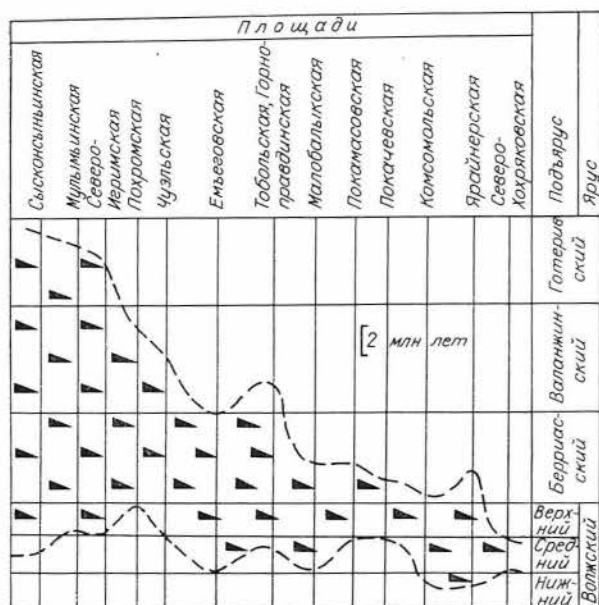


Рис. 4. Стратиграфический диапазон битуминозности в юрско-неокомских отложениях Западной Сибири [по Месежникову, 1983, с изменениями].

считаем не постседиментационные размывы, как это предполагали некоторые исследователи, опиравшиеся в своих рассуждениях на наличие аномальных разрезов баженовской свиты, имеющих специфический генезис [Месежников, 1983; Соколовский, Бочкарев, 1972; Таруц, Гайдебурова, 1978], а дефицит поступающего в центральную часть бассейна терригенного

материала. Ограниченное поступление осадков в глубоководный бассейн и его постоянная седиментационная емкость на каждом этапе трансгрессивно-регрессивного развития приводили к тому, что в инициальные моменты как кимериджской, так и волжской трансгрессий, протекавших с высокими скоростями, осадочный материал фиксировался главным образом по периферии плиты. При стабильном положении уровня моря происходило постепенное заполнение бассейна осадками, пронесившимися в глубь бассейна, минуя его периферическую часть. Прибрежные части бассейна являлись зонами транзита для преимущественно пелитовых осадков, поступающих в кимеридж-волжском веке с пенепленизированных водосборных пространств.

Характер распределения осадков свидетельствует о регрессивном типе развития кимериджского и волжского седиментационных бассейнов. Омоложение осадков в глубь бассейна, являющегося, согласно правилу Головкинского — Вальтера, признаком регрессирующих бассейнов, подтверждает этот вывод.

В неокоме битуминозные отложения приурочены к берриасской части баженовской свиты, берриас-валанжинским слоям тутлейской свиты и берриас-готеривской части мулымьинской. Тот факт, что битуминозные отложения наращивают стратиграфический диапазон до готерива включительно (рис. 4), свидетельствует о сохранении до этого времени глубоководного режима седиментации. Фация битуминозных отложений готерива (мулымьинская свита) смещена на запад от осевой линии бассейна, установленной по сейсморазведочным данным. Битуминозные осадки приурочены к наиболее приподнятым участкам Шаимского вала и Березовской моноклинали. Такую приуроченность битуминозных глин к относительно приподнятым участкам палеорельефа, на которых в оксфорде и кимеридже (вогулгинская толща), в ранне-средневожское время (трехозерная) накапливались прибрежно-морские обломочные породы и даже существовали «лысые» зоны (Северососьвинский мост), трудно объяснить с позиции некомпенсации. Однако если учесть, что эти приподнятые участки были отделены от источников сноса прогибами, а глубина моря превышала критическую глубину зоны взмучивания, то обогащение осадков органическим веществом за счет снижения количества разубоживающего терригенного материала становится понятным. Повышение уровня моря в неокоме, благодаря которому были покрыты осадками выступы фундамента, оставшиеся «лысыми» в юре (Северососьвинский мост), обусловле-

но либо накоплением мощных толщ осадков, либо имеет эвстатическую природу.

Отметим, что описанный выше регрессивный характер развития верхнеюрского и неокомского седиментационных бассейнов Западной Сибири свидетельствует о том, что накопление осадков (в том числе и битуминозных) связано не с опережающим (некомпенсированным) тектоническим прогибанием, а с резкими повышениями уровня моря и низкими скоростями седиментации в глубоководной части бассейна. В случае некомпенсированного осадконакопления осадки вверх по разрезу становились бы все более глубоководными, чего в действительности не наблюдается. Мощности осадков контролируются тектоникой как в локальном, так и в региональном плане. В большинстве случаев мощности осадков сходного литологического состава, накапливавшихся на поднятиях, меньше, чем в прогибах.

Термин «некомпенсированное осадконакопление» не объясняет механизма формирования верхнеюрско-неокомских отложений. Более точно отражает суть процесса термин «Starved basin» — «голодающий бассейн» [Толковый словарь..., 1979]. Мы предлагаем называть осадки и разрезы, формирующиеся в таких условиях, дефицентными. Для них свойственны стратиграфические перерывы, обусловленные ненакоплением, дефицитом осадков. Разрезы в прибортовых частях впадин, характеризующиеся несогласиями, обусловленными проносом, или транзитом, осадочного материала, следует называть транзитными. Наиболее полные разрезы, приуроченные к зонам основной разгрузки осадочного материала, поступающего в бассейн, предлагается называть завершенными, или перфектными.

Стратиграфические несогласия, связанные с дефицентными и транзитными разрезами, следует считать первичными, или конседиментационными, формирующимися в процессе образования данной породно-слоевой ассоциации — системы за счет саморазвития. От вторичных, или постседиментационных несогласий*, образующихся под действием факторов, внешних по отношению к породной системе, конседиментационные несогласия отличаются скрытым, рассеянным характером перерывов. При вторичных несогласиях перерывы связаны с граничными поверхностями геологических тел.

Разрезы, содержащие скрытые несогласия, называют также редуцированными и конденсированными. По Д. Л. Степанову и М. С. Месежникову [1979], редукция — резкое сокращение мощностей всех частей разреза при сохранении их самостоятельности, что устанавливается по палеонтологическим данным. Редукция связана с низкими скоростями седиментации и дефицитом осадочного материала. Конденсация (сгущение) выражается в смещении разновозрастных комплексов ископаемых в одном слое. Конденсация отложений обусловлена неоднократной переработкой и переотложением осадков в условиях активной динамики водной среды. Для конденсированных осадков характерны прослои «твердого дна», включения различных аутигенных компонентов. По механизму формирования они отвечают транзитным разрезам.

Сильно редуцированные разрезы, имеющие «символические» мощности, могут быть приняты за конденсированные, так как при малой мощности самостоятельных биозон в ходе палеонтологических исследований неизбежно произойдет их смещение. Поэтому термины «редуцированный» и «конденсированный» разрезы являются не слишком удачными. Более точно описывают строение различных по стратиграфической пол-

* Высказанное положение не претендует на оригинальность. Аналогично разделяют стратиграфические несогласия американские исследователи. Поэтому неантиклинальные ловушки делятся ими на первично- и вторично-стратиграфические [Буш, 1977]. Однако в отечественной литературе механизм формирования первичных стратиграфических ловушек освещен слабо.

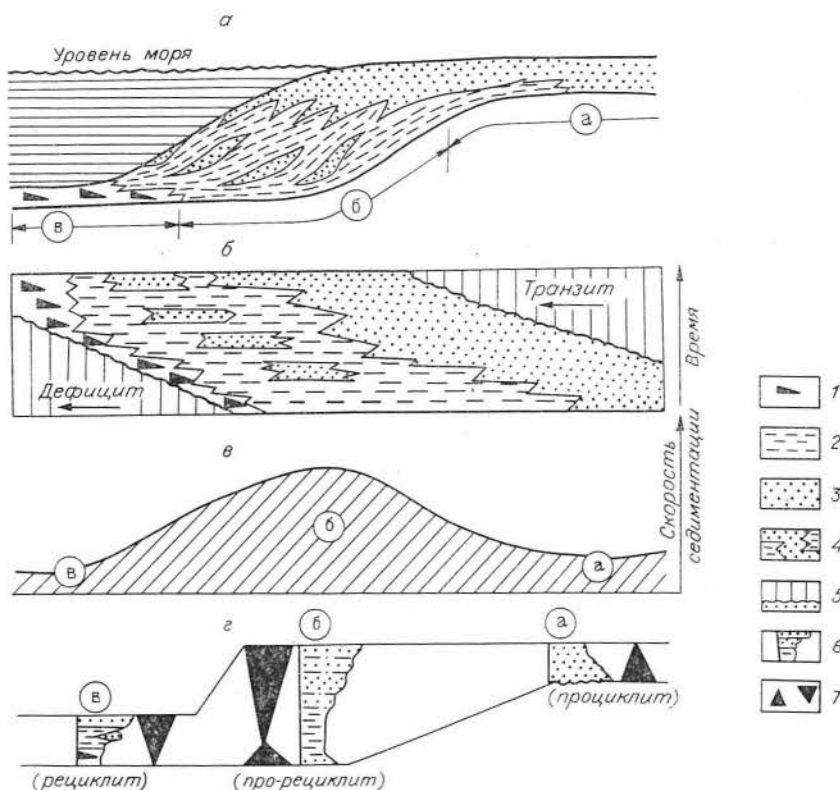


Рис. 5. Схема строения циклита, формирующегося в относительно глубоководном бассейне в условиях трансгрессивно-регрессивного режима седиментации.

а — палеогеологический разрез; б — хронопрофиль; в — кривая скоростей седиментации; г — схема конвергенции структуры циклитов. 1 — битуминозные глины; 2 — глины; 3 — песчаники; 4 — фацальные замещения; 5 — перерывы; 6 — литологическая колонка; 7 — символы циклитов; а — в (в кружках) — типы разрезов: а — транзитный, б — перфектный, в — дефициентный.

ноте разрезов термины, указывающие на механизм их формирования (транзитный, перфектный, дефициентный).

Вследствие трансгрессивно-регрессивного развития седиментационных бассейнов в каждой из выделенных зон можно детализировать расчленение разрезов и выделять элементы, отвечающие в чистом виде вышеперечисленным разновидностям: трансгрессивные части циклитов даже в зоне транзитных разрезов будут являться более дефициентными (относительно глубоководные морские обстановки), а затем, на мелководье — перфектными. В участках побережий со слабым сносом терригенного материала возможно выделение промежуточных разновидностей: транзитно-дефициентных и перфектно-дефициентных разрезов.

Как конвергенция структуры циклитов, так и их дифференциация по стратиграфической полноте наиболее контрастно проявляются в относительно глубоководных палеобассейнах, к которым в Западной Сибири в первую очередь относятся позднеюрский (кимеридж-волжский) и неомкомский бассейны. Рассмотрим строение единичного трансгрессивно-регрессивного циклита, формирующегося в относительно глубоководном (300—500 м) морском бассейне (рис. 5). Циклиты такого типа характерны для верхнеюрско-неомкомских отложений Западной Сибири. В строении таких циклитов выделяются три морфологические зоны, получившие широко распространенные наименования (по Дж. Ричу): фондоформа, клиноформа, ундаформа.

1. Ундаформная зона представлена мелководно-морскими и континентальными осадками мощностью от первых десятков метров до 100—150 м. В мелководно-морской зоне циклит включает в себя трансгрес-

сивную глинистую пачку с маломощными базальными песчаными слоями, перекрываемую песчаным регрессивным пластом сложного строения. В восточном направлении, в пределах аллювиальной равнины временами заливаемой морем, мощность трансгрессивной глинистой пачки сокращается, она замещается песчаниками агградирующего (наступающего на континент) пляжево-барового пояса, осадками плоских дельт. Верхним, регрессивным, частям циклитов в континентальных и субконтинентальных условиях отвечает фаза перерыва в седиментации, обусловленная транзитом терригенного материала — проносом его в конечный водоем стока. В этих зонах структура циклита трансгрессивная — зернистость пород убывает вверх по разрезу, так как ниже базальные слои циклита формируются при трансгрессии, в условиях морского мелководья, при максимально активной динамике водной среды, а верхние, регрессивные, слои формируются на континенте. Это осадки рек, озер, с широким развитием глинистых пойменных и застойных фаций. По стратиграфической полноте осадки ундаформы, характеризующиеся большим количеством стратиграфических несогласий (перерывов) за счет транзита терригенного материала, можно отнести к транзитным разрезам.

2. Клиноформная зона характеризуется возрастанием общих толщин отложений циклита — до 300—500 м, причем наиболее резко увеличивается мощность регрессивной его части. В этой морфологической зоне осадки наращивают мелководные шельфовые террасы, частично сбрасываясь с них вниз по склону. Здесь происходят наиболее резкие изменения литологического состава — песчаные платы замещаются глинами вниз по склону, на бровке шельфа и склонах шельфовых террас формируются изолированные полосовидные песчаные тела, связанные с каналами аванделей, барами, подводными береговыми валами. У подножий подводно-дельтовых конусов выноса накапливаются песчаные тела зон разгрузки мутьевых потоков и подводно-оползневых дислокаций фронта аванделей. Эти особенности строения разрезов подчеркиваются клиноформными сейсмическими отражениями различных морфологий и динамической выраженности. Поскольку в клиноформной зоне фиксируется основная масса влекомых наносов, то ее разрезы являются наиболее полными, или завершенными (перфектными) в стратиграфическом отношении.

3. Фондоформная зона является наиболее глубоководной, удаленной от источников сноса. Здесь осадки циклита приобретают тонкоотмученный глинистый, глинисто-органогенный состав, повышенную битуминозность, мощности их не превышают первых метров. Зернистость пород циклита в этой зоне возрастает вверх по разрезу, циклит приобретает регрессивную структуру. В связи с дефицитом терригенного материала в фондоформной зоне формируется большое количество стратиграфических несогласий, которые по механизму формирования являются дефицентными. Этот же термин можно употребить и для характеристики осадков фондоформной зоны в целом (т. е. дефицентные осадки). Рассматривая конвергенцию структуры циклитов, можно отметить, что изменению (перерождению) подвергается гранулометрический тип циклита, но режим циклической седиментации в бассейне в целом остается неизменным — трансгрессивно-регрессивным. Поэтому термины «тип» циклита или цикличности и «режим» цикличности (циклогенеза) не следует отождествлять.

Создание седиментационной емкости бассейна на этапе трансгрессии и последовательное засыпание этой емкости при регрессии, не сопровождавшейся снижением зеркала воды, — таков алгоритм цикличности, доминирующей в разрезе продуктивных отложений мезозоя Западной Сибири. Последовательное расширение областей седиментации от юры к палеогену, строение осадочных циклитов, в которых регрессивная часть согласно, без эрозии, с постепенным переходом перекрывает трансгрессивные слои, — все это свидетельствует о проградационном, а не эвстатическом характере регрессий. Очевидно, это связано с активным про-

гибанием Западно-Сибирской плиты под весом накапливающихся осадков, что маскировало эвстатические понижения уровня моря, установленные в других регионах [Сейсмическая стратиграфия, 1982].

КОНВЕРГЕНЦИЯ ЦИКЛИТОВ И СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ

Как отмечено выше, практические успехи сейсмостратиграфического направления не в полной мере адекватны его потенциальным возможностям. В определенной мере это связано с уровнем геологического, главным образом стратиграфо-седиментологического, осмысления особенностей сейсмической волновой картины. Конкретный геолого-геофизический материал по Западной Сибири свидетельствует о том, что не все положения и постулаты сейсмостратиграфии могут быть использованы для выявления основных закономерностей формирования и строения осадочных толщ.

Это относится, в частности, к определению возраста слабо изученных седиментационных комплексов по кривым глобального изменения уровня моря, к оценке хронозначимости (синхронности) сейсмических отражающих горизонтов и приуроченности последних к поверхностям стратиграфических несогласий. Кроме того, нуждается в уточнении и геологическая интерпретация сейсмофациальных особенностей разрезов, например использование сейсмофаций кровельного и подошвенного налегания и прилегания для оценки относительных изменений уровня моря. По крайней мере основные правила сейсмостратиграфии имеют исключения; упрощенное толкование этих правил для геологической интерпретации сейсмо-разведочных данных может далеко увести исследователя от реальной геологической ситуации.

Универсальность кривых глобальных изменений уровня моря подвергалась сомнению рядом исследователей [Кунин, Кучерук, 1984; Хэллем, 1982]. Данные по Западной Сибири также свидетельствуют о том, что в разных регионах мира цикличность относительных изменений уровня моря носит индивидуальный характер. Несмотря на значительные совпадения этапов подъема уровня моря, отвечающих циклам первого и частично второго порядков (плинсбах — тоар, поздняя юра — неоком, апт — альб, поздний мел), по данным авторов «Сейсмической стратиграфии» [1982], и в Западно-Сибирском регионе характер цикличности и масштабы трансгрессий резко различаются. Медленные трансгрессии и быстрые регрессии показаны на кривых П. Вейла, Р. Митчема и др. [Сейсмическая стратиграфия, 1982], и наоборот — быстрые трансгрессии и медленные регрессии установлены в мезозое и кайнозое Западной Сибири.

Различия скоростей трансгрессий в разных бассейнах объясняются довольно просто — на плоских равнинах даже незначительный подъем уровня моря мог вызвать обширные трансгрессии, протекавшие в геологическом масштабе времени практически мгновенно. Пространства суши с расчлененным рельефом затапливались морем значительно медленнее, а трансгрессии имели меньший по площади масштаб. Поэтому в разных бассейнах, а также в различных геоструктурных зонах одного и того же бассейна циклы изменения уровня моря могут иметь разную морфологию.

Выделение сейсмостратиграфических комплексов и оценка относительных изменений уровня моря по данным сейсмостратиграфии в значительной мере осложняются литолого-фациальной изменчивостью разрезов. Конвергенция структуры циклита приводит к тому, что контролируемые его границы и внутреннее строение сейсмические отражающие горизонты резко меняют динамическую выраженность, прекращают прослеживаться, появляются новые оси синфазности. Все это значительно осложняет сейсмостратиграфическую интерпретацию волновой картины. Наиболее резкие фациальные изменения фиксируются в зоне клиноформы, при переходе транзитных разрезов в перфектные. В этой зоне появляют-

Рис. 6. Сейсмоциклостратиграфическая схема неокома по региональному сейсмическому профилю Р-1 (Широтное Приобье).

а — схематизированный фрагмент профиля, выровненный по горизонту Б (баженовская свита); б — сейсмоциклостратиграфическая схема неокома, составленная с учетом высоких скоростей трансгрессий. Точками с порядковыми номерами отмечены восточная граница прослеживания отражающих горизонтов («препрослы», по Н. Я. Кунину) и западная граница ундаформы (точка «В», по Н. Я. Кунину).



ся новые оси синфазности, часто отождествляемые с развитием сейсмофации кровельного прилегания и налегания, фиксирующие изменения уровня моря. Однако они в большинстве случаев связаны с появлением новых осадочных тел либо с изменениями литологии пород и их акустических жесткостей вследствие фациальных изменений.

Следует также отметить, что в отложениях неокома сейсмофация прибрежного налегания, фиксирующая расширение бассейна седиментации, должна прослеживаться не в зоне перехода клиноформы в ундаформу, а гораздо ближе к источникам сноса обломочного материала, поскольку мелководный морской бассейн имел значительные размеры. Однако вследствие перерождения структуры циклита, замещения трансгрессивных глинистых пачек песчаниками, появления холмистых, прерывистых сейсмофаций, обусловленных невыдержанностью по латерали континентальных отложений, однозначное выделение этой принципиально важной сейсмофациальной единицы невозможно. Масштаб трансгрессии условно может быть определен по протяженности сейсмических отражений, контролирующих границ сейсмокомплекса (сейсмоциклита) в направлении континента (рис. 6).

Развитие дефициентных разрезов и наложение этих зон друг на друга при регрессивном заполнении бассейна (проградации) приводят к тому, что отложения небольшой мощности (дефициентные тела) приобретают значительный стратиграфический диапазон, а своеобразный литологический состав отложений, обусловленный большой примесью органического материала, способствует превращению их в акустические реперы. Таковыми, например, являются отложения баженовской и тутлеймской свит Западной Сибири. Для этих отложений характерно последовательное увеличение стратиграфического диапазона в направлении с востока на запад (от нижней юры по валанжин — готерив включительно), однако при достаточно высоком качестве сейсмического материала на региональных разрезах можно проследить, что эти отложения контролируются единым сейсмическим отражающим горизонтом Б.

Следовательно, тезис о изохронности (синхронности) отражающих горизонтов должен приниматься с определенной условностью, гораздо корректнее использование термина «хронозначимость» [Сейсмическая стратиграфия, 1982].

В приуральской части Западной Сибири, на поднятиях Шаимского и Березовского районов, развита вогулгинская толща (келловей — кимеридж). Ловушки стратиграфического типа, контролирующие залежи

нефти в этих отложениях, фиксируются на сейсмических временных разрезах по появлению дополнительных отражений, сходных с сейсмофацией подошвенного налегания. Однако, как показано выше, этот тип сейсмофаций в данном случае связан не столько с поднятием уровня моря, сколько с относительной его стабилизацией на склонах структур, чем и обусловлено появление песчаных тел, вносящих осложнения в сейсмическое волновое поле. По крайней мере установление цикличности относительных изменений уровня моря в Западной Сибири по сейсмофации «подошвенного налегания», связанной с песчаниками вогулкинской толщи, не будет отвечать реальной цикличности, выявленной по кондиционным геологическим данным.

Слишком упрощенным представляется также тезис о приуроченности сейсмических отражающих горизонтов к поверхностям стратиграфических несогласий. Авторы «Сейсмической стратиграфии» [1982, с. 186] совершенно справедливо отмечают, что при близких значениях акустических жесткостей пород, разделяемых поверхностью несогласия, сейсмического отражения от нее не будет получено. Кроме того, угловые несогласия, интерпретируемые так же, как эрозионные срезы, при использовании понятий о «транзистентных» и «дефициентных» разрезах могут быть интерпретированы иначе: угловые несогласия в ундаформной зоне объясняются, в частности, увеличением седиментационной емкости бассейна при движении к морю — здесь и фиксируются новые осадочные тела. Обратная картина наблюдается при переходе от клиноформы к фондоформной зоне — мощные перфектные тела, связанные, по сути, с лавинной седиментацией, замещаются в глубь бассейна дистальными тонкозернистыми «хвостами» конусов выноса. Хотя эрозия подстилающих осадков в этих зонах имеется, ее роль в распределении осадочного материала не является существенной или определяющей.

Несомненно, что переработка подстилающих осадков при трансгрессии была значительной. Однако это явление приобретало существенное значение в процессе осадконакопления лишь на континенте. В прибрежно-морской зоне, где формировались перфектные разрезы, энергия волн наступающего моря вряд ли могла принципиально изменить морфологию песчаных тел, накопившихся в обстановке морского мелководья при максимуме регрессии.

Кроме описанных ранее несогласий во внутренних частях седиментационного бассейна, следует также выделить краевые, или периферийные, несогласия, связанные с трансгрессивным расширением бассейна седиментации. Эти несогласия приурочены к юрской части разреза, залегающей на эродированной поверхности доюрского основания. В зонах выклинивания юры у выступов пород фундамента и промежуточного комплекса формируются ловушки выклинивания. Трансгрессивное расширение юрского седиментационного бассейна обусловлено эвстатическим подъемом уровня моря, что фиксируется наличием прослоев пород морского генезиса, содержащих раковины фораминифер, своеобразные комплексы аутигенных минералов и микроэлементов. В данном случае развитие сейсмофаций подошвенного прилегания совместно с геологическими данными достаточно однозначно свидетельствует о трансгрессиях. Как в неокомской, так и в юрской частях разреза продуктивных отложений Западной Сибири наиболее протяженные и устойчивые отражающие горизонты приурочены к трансгрессивным частям седиментационных циклов, обладающих своеобразным литологическим составом и выдержанностью строения отложений.

В качестве резюме отметим, что изложенные выше положения необходимо учитывать при проведении сеймостратиграфических исследований, направленных на прогноз зон развития неантиклинальных ловушек углеводородов. Разные представления о роли регрессий, о геологическом смысле различных сейсмофаций существенно корректируют предпосылки выделения перспективных зон и конкретных ловушек углеводородов.

- Байбародских Н. И. Стратиграфия, палеогеография и фации мезозоя Турухан-Ело-гуйского междуречья в связи с перспективами нефтегазоносности: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Свердловск, 1965.— 24 с.
- Березовский газonosный район/Боярских Г. К., Казаков Д. Е., Нестеров И. И. и др.— Тюмень, 1971.— 522 с.
- Биостратиграфия верхнеюрских отложений СССР по фораминиферам/Григалис А., Абзель А., Аллева Д. и др.— Вильнюс: Мокслас, 1982.— 171 с.
- Елисеев В. Г., Ясевич Г. С. Типы разрезов верхнеюрских отложений Шанмского нефтеносного района // Материалы по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири.— Тюмень, 1968.— С. 97—103.
- Карогодин Ю. Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность.— М.: Недра, 1974.— 176 с.
- Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность.— М.: Недра, 1980.— 242 с.
- Карогодин Ю. Н. Основа понятийно-терминологической базы сейсмолитмологии (методический аспект).— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985а.— 34 с.
- Карогодин Ю. Н. Региональная стратиграфия (системный аспект).— М.: Недра, 1985б.— 180 с.
- Карогодин Ю. Н., Гайдебурова Е. А. Системные исследования слоевых ассоциаций нефтегазосных бассейнов (по комплексу промыслово-геофизических данных).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 107 с.
- Кунин Н. Я. Основы системно-структурного анализа породно-слоевых ассоциаций, нового направления в геологии каустобиолитов // Геология и геофизика.— 1981.— № 11.— С. 153—156.
- Кунин Н. Я., Кучерук Е. В. Сеймостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа. Серия «Месторождения полезных ископаемых» // Итоги науки и техники ВИНТИ АН СССР.— М., 1984.— Вып. 13.— 198 с.
- Месежников М. С. К биостратиграфии верхнеюрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сибири // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири.— М.: Наука, 1983.— С. 32—46.
- Месежников М. С., Галеркина С. Г. Материалы по стратиграфии юрских отложений Приполярного Урала. Геол. сборник.— Л.: Гостолтехиздат, 1962.— Вып. 7.— С. 421—436.
- Романовский С. П. Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1985.— 263 с.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины.— М.: Госгеолтехиздат, 1957.— 231 с.
- Северо-Сосьвинский угленосный район/Сидоренков А. И., Нежданов А. А., Бочкарев В. С. и др.— М.: Недра, 1977.— 80 с.
- Сейсмическая стратиграфия/Под ред. Ч. Пейтона.— М.: Мир, 1982.— Ч. I.— С. 5—376; ч. II.— С. 381—846.
- Соколовский А. П., Бочкарев В. С. О стратиграфическом несогласии в верхнеюрских отложениях на западном склоне Сургутского свода // Новые материалы по геологии и нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности.— Тюмень, 1972.— С. 27—32.
- Степанов Д. Л., Месежников М. С. Общая стратиграфия.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1979.— 423 с.
- Таруц Г. М., Гайдебурова Е. А. Строение нефтегазосных отложений баженовской свиты Западно-Сибирской плиты в связи с особенностями тектоники верхнеюрского бассейна осадконакопления // Цикличность осадконакопления нефтегазосных бассейнов и закономерности распространения залежей.— Новосибирск, 1978.— С. 80—97.
- Толковый словарь английских геологических терминов.— М.: Мир, 1979.— Т. III.— 543 с.
- Ханин В. Е. Общая геотектоника.— М.: Недра, 1973.— 510 с.
- Хэллем А. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность.— М.: Мир, 1982.— 328 с.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ЛИТМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ НЕАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ЛОВУШЕК УГЛЕВОДОРОДОВ

Стратиграфические исследования, являющиеся основой любых нефте-геологических построений, наибольшее значение приобретают при прогнозе, поисках и разведке неантиклинальных ловушек углеводородов (НАЛ УВ) и связанных с ними залежей нефти и газа. Высокая детальность расчленения и корреляция разрезов продуктивных отложений определяют достоверность геометризации НАЛ УВ, позволяют прогнозировать локализацию ловушек в слабонарушенных зонах. Для этих целей большое значение приобретают циклостратиграфические исследования, поскольку, кроме трассирования геологических границ, этот метод позволяет дать прогноз геологического разреза, основываясь на строении циклитов.

Представления о глобальных, региональных и субрегиональных циклических изменениях уровня моря являются основой для выделения трансгрессивных маркирующих горизонтов. Их трассирование по комплексу геолого-геофизических методов, включая сейсморазведку МОВ ОГТ, позволяет создать своеобразный каркас для межрайонной корреляции разрезов. Для этих целей и была построена региональная литмостратиграфическая схема мезозойско-кайнозойских отложений Западной Сибири (рис. 1) и использовались уточненные палеогеографические карты Западной Сибири [Атлас..., 1976], по которым была проведена оценка площадей глубоководных осадков и общей территории Западно-Сибирского седиментационного бассейна для отдельных веков мезозоя.

Для кайнозойских отложений использованы данные С. Б. Шацкого, П. П. Генералова, В. А. Богдасева и других исследователей. Средне-взвешенные по площади скорости осадконакопления оценивались с использованием палеонтологически доказанных мощностей отложений по разным районам Западной Сибири (стратиграфические разбивки Ю. В. Брадучана, П. Я. Зининберг, А. Л. Наумова, А. А. Нежданова, В. В. Огибенина, Г. С. Ясовича и др.). Для ряда стратиграфических уровней (ранняя юра, неоком), представления о строении разрезов которых в последние годы существенно изменились, была составлена серия литолого-палеогеографических карт, положенных в основу рассматриваемой схемы (А. А. Нежданов и др., 1983 г., В. В. Огибенин, 1988 г.).

Анализ приведенных выше данных свидетельствует о том, что в Западной Сибири выделяется ряд талассократических эпох, совпадающих с эпохами глобальных трансгрессий, установленными в разных регионах мира различными исследователями [Сейсмическая стратиграфия, 1982; Кунин, Кучерук, 1984; Хэллем, 1982]. Последовательное расширение Западно-Сибирского седиментационного бассейна от триаса — ранней юры по палеоген включительно (см. рис. 1) свидетельствует о том, что кроме эвстатического фактора в формировании осадочного чехла Западной Сибири существенную роль играли процессы регионального прогибания этого сегмента земной коры, о чем, в частности, свидетельствует расширение седиментационного бассейна в относительно регрессивные эпохи (средняя юра, неоком, сеноман).

Для трансгрессивных эпох характерны низкие скорости осадконакопления, для регрессивных — высокие. Даже средне-взвешенные по площади значения скоростей седиментации отличаются более чем в 5 раз

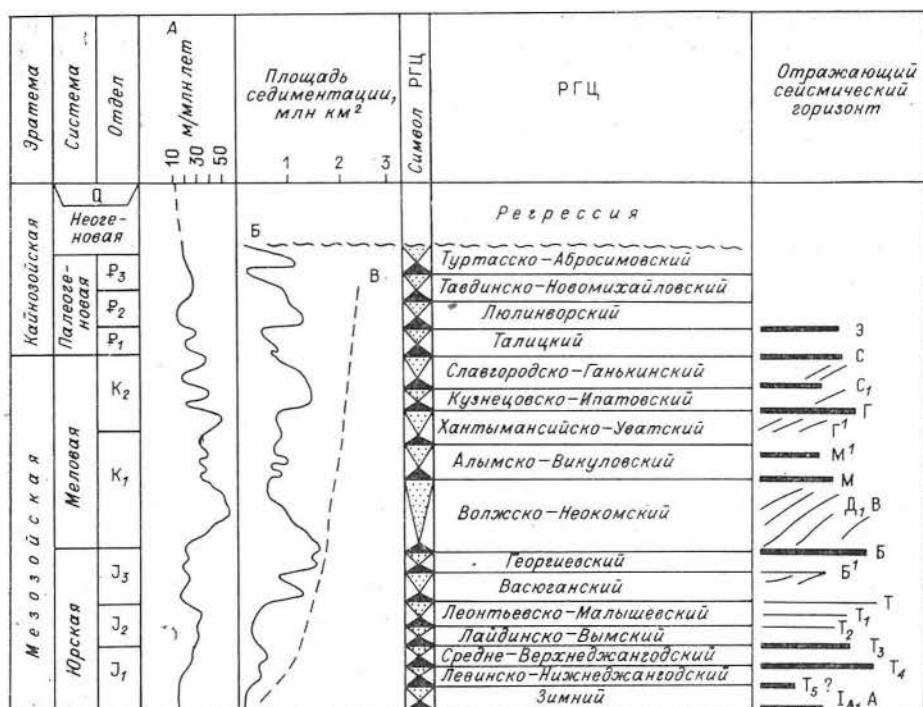


Рис. 1. Схема цикличности мезозойско-кайнозойских отложений Западной Сибири. Составил А. А. Нежданов, 1987 г.

А — средневзвешенные по площади скорости осадконакопления; Б — площади глубоководно-морских и относительно глубоководных озерно-морских осадков; В — общие площади седиментации.

(см. рис. 1). В конкретных же разрезах эти различия еще более контрастны. Так, скорость накопления битуминозных отложений баженовской свиты (волжский ярус — берриас) в центральных районах Западной Сибири не превышает 2,5—3,0 м/млн лет (без учета уплотнения). Песчано-глинистые отложения неокома накапливались со скоростью 200—600 м/млн лет.

Инициально-трансгрессивные пачки, залегающие в основании региональных циклитов (по классификации Ю. Н. Карогодина [1980]), являются прекрасными маркирующими горизонтами регионального, субрегионального и зонального рангов [Нежданов, 1984]. Их прослеживание, наряду с использованием литолого-биостратиграфической информации и анализа строения разрезов, позволило выделить 16 региональных циклитов (РГЦ), связанных с трансгрессивно-регрессивным режимом развития Западно-Сибирского седиментационного бассейна в мезозое — кайнозое.

Рассматривая возрастные границы РГЦ, следует отметить, что представления о их строгой изохронности являются сугубо условными. Поскольку Западная Сибирь и в мезозое имела слаборасчлененный рельеф (за исключением триаса — ранней юры), то и трансгрессии моря имели высокие скорости. Однако рельеф не мог быть идеально ровным — относительно приподнятые его участки заливались морем позже, чем прогибы. Поэтому диахронность границ трансгрессивно-регрессивных циклитов, как, впрочем, и любых седиментационных тел, связанных с миграцией фациальных зон, является правилом, а не исключением. Однако установить масштабы этой диахронности не всегда возможно, так как фаунистические комплексы в инициально-трансгрессивных (базальных) слоях имеют обычно обедненный состав. Осложняется точная биостратиграфическая датировка базальных слоев и диахронностью многих фаун, в частности комплексов фораминифер, которые являются в Западной Си-

бири наиболее распространенным «инструментом» определения возраста вмещающих пород. Однако имеющиеся данные позволяют утверждать, что колебания стратиграфического положения описываемых границ не превышают объема подъяруса [Брадучан и др., 1976].

К. Р. Чепиков и В. И. Никишин [1977], рассматривая седиментационную «ритмичность» нефтегазосодержащих толщ на платформах, считают, что основания «ритмов» образуют геологически синхронную поверхность (стратиграфическую границу), внутренние же элементы «ритмов» диахронны — их разделы имеют литофациальную природу. Противопоставление литостратиграфических и стратиграфических границ и геологических тел распространено довольно широко и закреплено в существующем Стратиграфическом кодексе СССР [1977]. Однако оно принципиально неверно. Чисто стратиграфические границы между геологическими телами разного литологического состава встречаются в природе довольно редко и приурочены к внешним частям седиментационных бассейнов (так называемые периферийные несогласия, например, на границе осадочного чехла и фундамента). Внутри осадочных толщ практически все границы являются литостратиграфическими, т. е. диахронными. Возрастное скольжение имеют как внешние, так и внутренние границы циклитов. Однако степень диахронности и площадное распространение разных элементов циклов (трансгрессивных, регрессивных) различны. Распространение циклита определяется масштабом трансгрессии, обусловившей его формирование. Седиментационные тела, возникшие на регрессивном этапе, более дискретны, чем трансгрессивные элементы.

Анализ цикличности должен лежать в основе выделения местных стратонов — свит. В большинстве случаев они должны отвечать целому числу зональных либо субрегиональных циклов. Представляется также, что регоциклиты, внешние границы которых в Западной Сибири имеют минимальное скольжение и наиболее устойчивы, должны быть введены в стратиграфические схемы в качестве регионального таксона, заменяющего «горизонты». Последние во многих случаях объединяют части смежных регоциклитов либо отвечают гемициклитам, не имеющим регионального распространения.

Ниже рассмотрены стратификация мезозойских отложений Западной Сибири, выполненная на основе циклостратиграфических построений, а также основные закономерности размещения неантиклинальных ловушек углеводородов, вытекающие из анализа цикличности и условий формирования разрезов.

РАННЯЯ — СРЕДНЯЯ ЮРА

Нижне-среднеюрские субконтинентальные отложения, развитые на большей части Западной Сибири, были объединены Н. Н. Ростовцевым в 1954 г. в заводоукловскую серию. Несколько позднее в ее составе был выделен ряд самостоятельных свит, из которых наиболее широко распространена выделенная Н. Н. Ростовцевым [1955] сероцветная слабоугленосная тюменская свита. Стратотип ее был принят в разрезе Тюменской опорной скважины (интервал 1437—1472 м), возраст датировался средней юрой. В дальнейшем скважинами были вскрыты более мощные и полные разрезы нижней — средней юры, также отнесенные к тюменской свите. В связи с этим был выделен гипостратотип свиты по скв. 139-р Шеркалинской площади (интервал 2330—2541 м) [Аргентовский и др., 1968]. По особенностям литологического состава и строения на региональном стратиграфическом совещании 1967 г. в г. Тюмени тюменская свита была расчленена на три подсвиты. На этом же совещании группа исследователей (Г. К. Боярских, Х. А. Иштирякова, Г. С. Ясович, Л. П. Климушина, Л. В. Ровнина) предложила выделять в пределах Мансийской си-

неклизы самостоятельные свиты вместо нижней и средней подсвит тюменской свиты. Выделялись шеркалинская (нижний лейас), радомская (верхи плинсбаха — тоар) и тюменская (средняя юра) свиты [Климушина и др., 1969]. В таком объеме тюменская свита более соответствует первоначальному стратотипу, предложенному Н. Н. Ростовцевым. Однако из-за ряда номенклатурно-организационных недоработок это обоснованное в целом предложение не было принято совещанием.

В Усть-Енисейском районе бурением были вскрыты морские отложения ранней — средней юры, которые объединены в большехетскую серию. Последняя расчленена на семь свит: зимнюю, левинскую, джангодскую, лайдинскую, вымскую, леонтьевскую и малышевскую (Н. И. Байбародских, А. А. Булыникова, Г. Н. Карцева, З. З. Ронкина и др., 1968 г.). На региональном стратиграфическом совещании в г. Тюмени в 1976 г. существующая схема расчленения нижней — средней юры была дополнена региональными стратонами — горизонтами: шеркалинским, джангодским, лайдинско-вымским, леонтьевским и малышевским, впервые описанными И. И. Нестеровым в 1975 г.

В 1979 г. было открыто Талинское нефтяное месторождение, продуктивность которого связана преимущественно с нижней юрой (пласты ЮК₁₀ — ЮК₁₁). Это открытие, подтвердившее высокую перспективность описываемых отложений, стимулировало их активное геолого-геофизическое изучение. За истекшее с момента этого открытия время пробурено более 300 только поисковых скважин, вскрывающих доюрское основание в разных районах Западной Сибири.

Обобщение геолого-геофизической информации по этим разрезам позволило существенно уточнить стратиграфическое расчленение нижней — средней юры. Биостратиграфической основой для стратификации ранне-среднеюрских отложений являются палинологические определения. Многочисленные находки спор и пыльцы за последнее десятилетие, применение палеоклиматического принципа корреляции разрезов по палинологическим данным, использованного для юрских отложений Сибири В. И. Ильиной [1985], а также датировка возрастов палиноспектров в морских разрезах п-ова Ямал по микрофауне — все это способствовало значительному уточнению поярусного расчленения нижней — средней юры Западной Сибири, выполненному палинологами ЗапСибНИГНИ Н. К. Глушко, Л. Н. Шейко, С. И. Пуртовой.

Принципиально важным явилось вскрытие морских разрезов нижней — средней юры на п-ове Ямал, по которым была получена поярусная микропалеонтологическая характеристика (В. К. Комиссаренко, ЗапСибНИГНИ; С. Н. Яковлева, ВНИГРИ). На основании сходства разрезов и результатов их биостратиграфического изучения было выполнено расчленение ниже-среднеюрских отложений Ямальского района на свиты большехетской серии (Н. Х. Кулахметов, Т. А. Веренина, З. Ж. Дурдиев и др.). Разрез серии характеризуется четкой цикличностью, проявляющейся в чередовании трансгрессивных глинистых свит и пачек (левинская, среднеджангодская, лайдинская, леонтьевская) и песчано-алевритовых мелководно-морских субаэральных толщ и свит (нижне-, верхнеджангодская, вымская, малышевская).

Характерно, что удаленные разрезы (Ямал, Усть-Порт) имеют сходное строение. Можно предположить, что причиной этого является трансгрессивно-регрессивное развитие ранне-среднеюрского седиментационного бассейна, обусловленное эвстатическими колебаниями уровня моря. Следовательно, сходная цикличность должна прослеживаться и в более южных разрезах, накапливавшихся в субконтинентальных условиях.

С целью увязки крупных циклов осадконакопления нами было проанализировано строение тюменской свиты по Красноленинскому району, наиболее полно изученному бурением. Оценивалась частота встречаемости в качестве базальных выделяемых здесь элементарных циклитов и полу(геми)-циклитов. Установлено несколько максимумов этого показателя

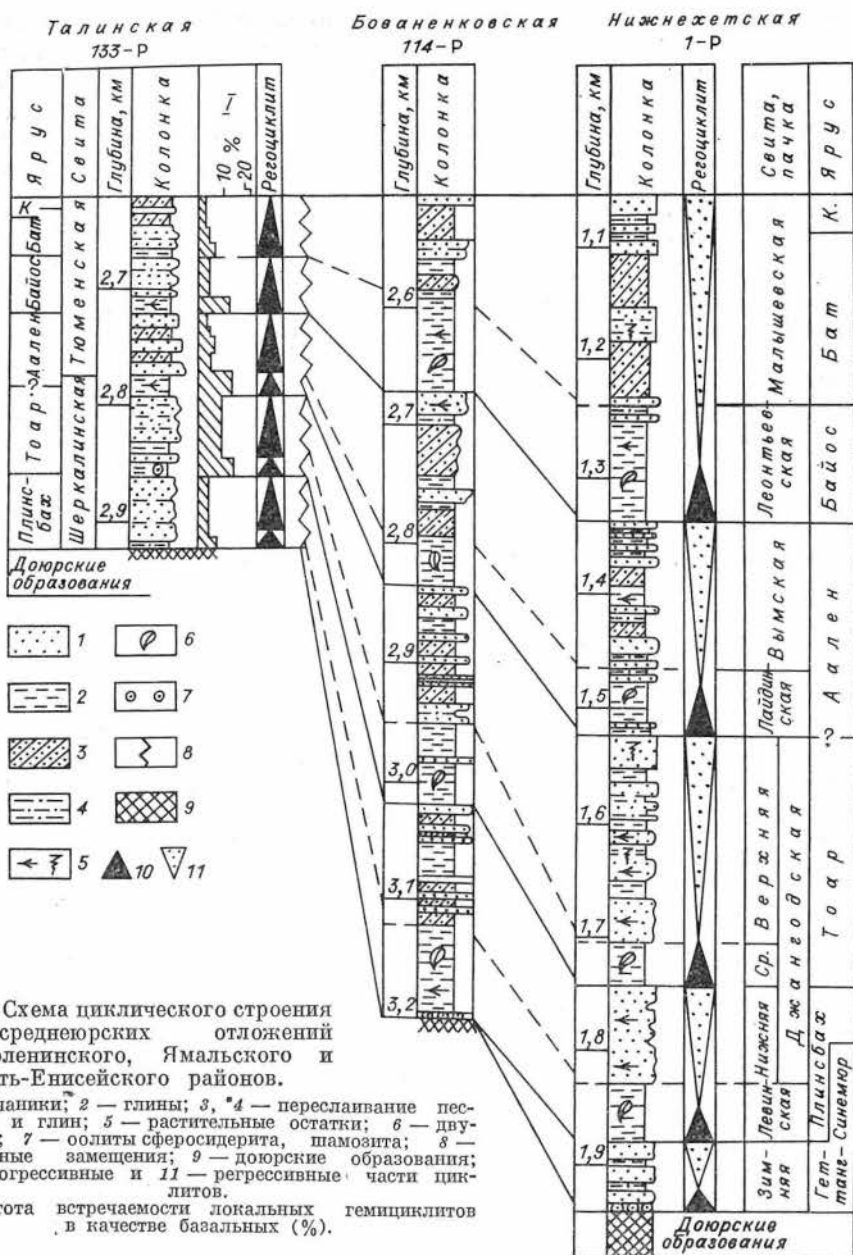


Рис. 2. Схема циклического строения нижне-среднеюрских отложений Красноленинского, Ямалского и Усть-Енисейского районов.

1 — песчаники; 2 — глины; 3, 4 — переслаивание песчаников и глин; 5 — растительные остатки; 6 — двустворки; 7 — оолиты ферросидерита, шамозита; 8 — фациальные замещения; 9 — доюрские образования; 10 — прогрессивные и 11 — регрессивные части циклитов.

I — частота встречаемости локальных гемициклитов в качестве базальных (%).

теля, приуроченных к глинистым гемициклитам плинсбахского, тоарского, ааленского и байосского ярусов, являющихся устойчивыми маркирующими горизонтами. По положению в разрезе они сопоставляются с левинской свитой, средней толщей джангодской свиты, лайдинской и леонтьевской свитами (рис. 2). Наиболее выдержанным является ранне-тоарский маркирующий горизонт (МГ), включающий тогурскую пачку Восточного Приобья, глины между пластами Ю₁₀ и Ю₁₁ Ханты-Мансийского и Красноленинского районов, среднюю толщу джангодской свиты Усть-Енисейского района и Ямала. По облику, составу и стратиграфическому положению он сопоставляется с китербютским горизонтом Восточной Сибири [Захаров и др., 1983]. В Западной Сибири этот трансрегиональный МГ сложен тонкоотмученными глинами, содержащими пирит, стяжения сидерита (в том числе ферросидерит), остатки двустворок, филлопод, динофлагеллат. По данным ГИС, этот горизонт характеризу-

ется увеличением диаметра скважины, пониженными электрическими сопротивлениями и скоростями акустических колебаний.

Кроме тогурского МГ, выделяют радомский (тоар — аален) и баграсский (байос), соответствующие лайдинской и леонтьевской свитам. Они тоже имеют глинистый состав и содержат остатки микрофауны и двустворок, ходы плоедов. Для этих глинистых пачек также характерна повышенная частота встречаемости в качестве базальных.

На основании анализа цикличности разрезов и палеонтолого-палеонтологической информации в составе ранне-среднеюрских отложений Западной Сибири выделено пять региональных циклитов (регоциклитов) (рис. 3). По соответствию свитам большехетской серии их предлагается назвать зимним (геттанг — синемюр), левинско-нижнеджангодским (плинсбах), средне-верхнеджангодским (тоар), лайдинско-вымским (тоар — аален?), леонтьевско-малышевским (байос — бат) регоциклитами. В их составе выделены песчаные тела, которые индексируются одновременно в разновозрастных циклитах. В связи с резкими изменениями мощностей и строения предлагается выделять не конкретные песчаные пласты, а пакеты пластов, под которыми понимаются группы сложно построенных песчаных тел, часто представляющих собой единую гидродинамическую систему. В основу индексации положена составленная А. Г. Мухер (1979 г.) схема индексации песчаных тел Красноленинского района.

Анализ строения разрезов нижней — средней юры Западной Сибири свидетельствует, что нижнеюрская часть разреза характеризуется своеобразным литологическим составом и обликом пород. С учетом этого в нижней юре (частично аалене) предлагается выделить несколько самостоятельных свит, составляющих изохронный (по кровле) латеральный ряд (см. рис. 3). В приуральской части выделена шеркалинская свита, отвечающая ранее выделяемым И. И. Нестеровым шеркалинской и радомской пачкам. Стратотип свиты предложен по скв. 133 Талинской площади (интервал 2790—2917 м). Возраст свиты — плинсбах — ранний аален. Свита представлена ритмичным чередованием мощных песчаных пластов ($Ю_{10}$ — $Ю_{11}$) и глинистых пачек. Пачка, разделяющая пласты $Ю_{10}$ и $Ю_{11}$, отвечает тогурской пачке и является трансгрессивным репером. В восточном направлении мощные мономиктовые песчаные пласты замещаются песчано-глинистыми породами. В пределах Ханты-Мансийского — Юльского, Салымско-Юганского и Сургутско-Нижневартовского районов выделена горелая свита со стратотипом в скв. 6-р Ханты-Мансийской площади (интервал 3130—3266 м). Возраст свиты — плинсбах — аален. В северном направлении увеличивается мощность и нарастает стратиграфический диапазон нижнеюрских отложений. На этом основании в северной части Среднеобской и на юге Надым-Пурской НГО выделена котухтинская свита со стратотипом в скв. 105-р Большекотухтинской площади (интервал 3352—3705 м). От шеркалинской свиты ее отличают значительная мощность, уменьшение содержания кварца в обломочных породах, ухудшение коллекторских свойств песчаников.

На большей части Надым-Пурской и на западе Пур-Тазовской НГО выделена самбургская свита (по скв. 700 Самбургской площади, интервал 4851—5502 м). Она характеризуется дальнейшим увеличением мощности, уменьшением песчаности, ухудшением коллекторских свойств пород. Нижняя часть разреза свиты не вскрыта бурением, но в ее составе ожидаются геттанг-синемюрские слои (спорово-пыльцевой комплекс геттанга — плинсбаха? установлен в скв. 14-р Геологической площади).

В восточной части Западно-Сибирской равнины, в пределах Сидоровско-Пайдугинской зоны, вскрыты нижнеюрские отложения, характеризующиеся высокой песчанистостью и хорошими коллекторскими свойствами. По названию прогиба, где ожидается широкое развитие этих отложений, свиту предлагается назвать худосейской. В пределах Усть-Енисейского и Ямало-Гыданского районов выделены свиты большехетской серии. Отложения тюменской свиты на всей изученной территории

Рис. 3. Циклостратиграфическая схема нижне-среднеюрских отложений Западной Сибири (Тюменская область). Составили А. А. Нежданов, В. В. Огибенин, 1988 г.

1 — песчаники, индексы пакетов; 2 — глины; 3 — границы регочиклитов; 4 — перерывы; 5 — фациальные замещения. Цифрами обозначены маркирующие глинистые пачки (1 — тогурская, 2 — радомская, 3 — баграсская).

предлагается оставить в объеме средней юры и расчленить на три подсвиты, соответствующие по объему свитам большехетской серии (вымской, леонтьевской, малышевской). Районирование территории Тюменской области по типам разрезов нижней — средней юры приведено на рис. 4.

Существуют и другие варианты расчленения нижней — средней юры Западной Сибири. В составе нижней юры центральных районов Л. В. Ровниной, Л. П. Климусиной, Т. К. Садовниковой [Биостратиграфия..., 1985] выделяются самостоятельные свиты: перегребенская (геттанг — синемюр) и радомская (плинбах — тоар). Последняя делится на три пачки (снизу вверх): шеркалинскую (плинбах), радомскую (ранний тоар) и талинскую (тоар). Выделение в низах разреза юры перегребенской свиты неправомерно, так как пачка с таким названием байос-батского возраста выделялась ранее И. И. Нестеровым в верхней подсвите тюменской свиты Шеркалы-Уватского района. Судя по характеристике пород «перегребенской» свиты в скв. 139-р Шеркалинской площади, она соответствует унторской свите (поздний триас?), выделенной в этой сква-

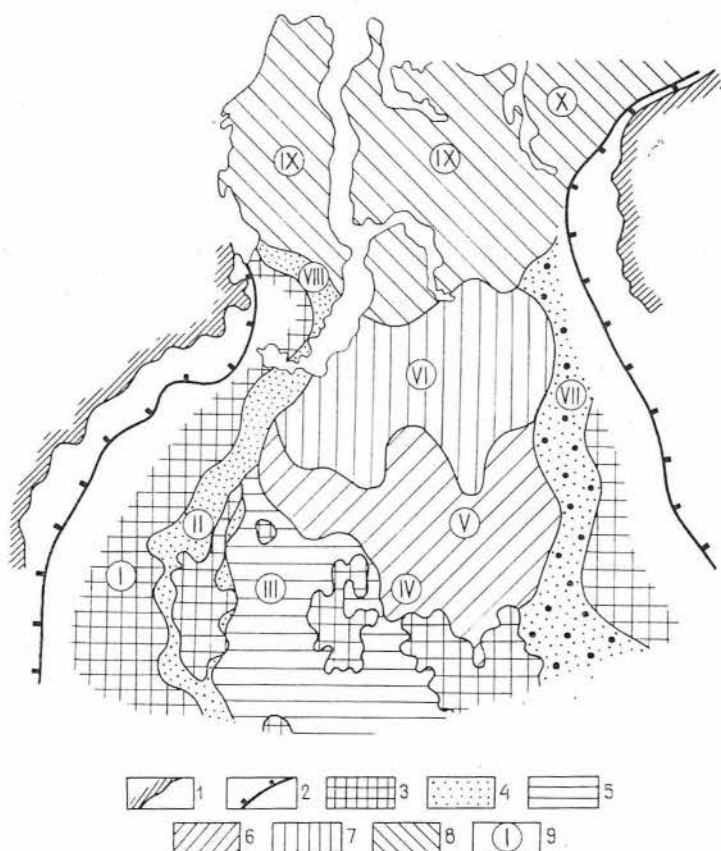


Рис. 4. Схема районирования нижнеюрских отложений Тюменской области.

1 — палеозойское обрамление; 2 — границы Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна; 3 — зоны отсутствия нижней юры; 4-8 — зоны распространения нижнеюрских свит: 4 — шеркалинской, 5 — горелой, 6 — котухтинской, 7 — самбургской, 8 — большехетской серий; 9 — районы (I — Шанмско-Березовский, II — Красноленинско-Ярудейский, III — Хантымансийско-Юльский, IV — Сургутско-Нижневартовский, V — Пурейско-Котухтинский, VI — Надымско-Тазовский, VII — Сидоровско-Пайдугинский, VIII — Южно-Ямальский, IX — Ямало-Гыданский, X — Усть-Енисейский).

жине Г. П. Худорожковым в 1965 г. Радомская свита включает песчаную шеркалинскую пачку, которая перекрывается радомской (!) же «глинистой пачкой, включающей песчаный пласт... (Ю₁₀ — Ю₁₁, по А. Г. Мухер)» [Биостратиграфия..., 1985, с. 48]. Эти пласты фактически относятся к шеркалинской пачке. Венчающая же разрез свиты «талинская» пачка является, по нашим представлениям, радомской глинистой пачкой. Хотя обособление нижнеюрских отложений в самостоятельные свиты оправданно, выделение радомской и перегребненской свит представляется неудачным как в связи с номенклатурными несообразностями, так и по причине неверной корреляции разрезов Талинской, Шеркалинской, Радомской, Перегребненской площадей. Ф. Г. Гурари и А. Е. Еханин [1987] выделяют в нижней — средней юре три свиты: шеркалинскую (геттанг — плинсбах), тогурскую (тоар) и тамбаевскую (средняя юра). С таким вариантом расчленения заводоуковской серии также трудно согласиться: помещение «тогурской» свиты над шеркалинской противоречит имеющимся палинологическим данным. Типичный раннетоарский теплолюбивый спорово-пыльцевой комплекс (характерный и для тогурской пачки Восточного Приобья) установлен из глинистого раздела пластов Ю₁₀ и Ю₁₁ Талинского месторождения, относящихся к шеркалинской пачке (свите). По палинологическим данным, с учетом литологии пород, эта глинистая пачка между пластами Ю₁₀ и Ю₁₁ идентифицируется нами с тогурской пачкой. Радомская пачка, перекрывающая пласт Ю₁₀, характеризуется спорово-пыльцевыми комплексами позднего тоара — аалена, т. е. она имеет возраст более молодой, чем тогурская пачка. Поэтому выделять ее под названием тогурской, тем более в ранг самостоятельной свиты, нет никаких оснований. Тамбаевская свита выделена вместо ныне существующей верхней подсвиты тюменской свиты на том основании, что сохранение за ней прежнего названия — тюменская — противоречит требованиям Стратиграфического кодекса СССР [1977]. Статья IX.12 гласит, что в случае расчленения существующей свиты на ряд новых свит ни за одной из них нельзя оставлять прежнее название. Однако если вернуться к истории вопроса, то выделенная Н. Н. Ростовцевым в 1955 г. среднеюрская тюменская свита мощностью 65 м соответствует и тюменской свите, выделяемой нами, и тамбовской свите Ф. Г. Гурари и А. Е. Еханина. Поэтому название «тамбовская» мы считаем излишним. Принятое в 1967 г. решение о выделении гипостратотипа тюменской свиты по скв. 139-р Шеркалинской площади было непродуманным, так как в единую свиту объединены разные по облику, составу и условиям формирования отложения. Кроме того, выделение вместо тюменской свиты тамбовской, широко используемое в практике геолого-разведочных работ на огромной территории Западной Сибири, противоречит совету 15А (статья IX. 15) Стратиграфического кодекса СССР [1977]: «Не следует изменять широко известное в геологической практике и общепотребительное название исключительно ради строгого применения правила приоритета...».

Литолого-палеогеографические исследования, выполненные авторами, направлены на обоснование выявленной цикличности, генезиса раннеюрских отложений, закономерностей распространения пород-коллекторов. К настоящему времени накоплено много фактов, противоречащих «руслевой» гипотезе формирования песчаных тел раннеюрского возраста в Красноленинском и смежных районах [Мухер, Ясович, 1984; Мухер и др., 1987].

О полифациальном, преимущественно бассейновом (озерно-морском) генезисе нижнеюрских отложений района свидетельствуют литолого-геохимические данные и особенности площадного распространения пород.

1. Содержание бора в шеркалинской свите достигает $15-17 \times 10^{-3} \%$, что соизмеримо с концентрацией этого элемента в морских отложениях тутлеимской и абалакской свит (до $20-32 \cdot 10^{-3} \%$). В угленосной нижней подсвите тюменской свиты этот показатель снижается до $8-10 \cdot 10^{-3} \%$.

2. Сравнительно высокая отсортированность обломочных пород (в песчаниках $K_{\text{сорт}}$ в среднем 2,0—2,3; в гравелитах — 2,5—3,2).

3. Выдержанное строение и тонкоотмученный состав глинистых пород. Тогурская пачка района практически не содержит углей, для нее характерен сферосидерит, отмечающийся во всех юрских инициально-трансгрессивных горизонтах. Разрез шеркалинской свиты содержит текстуры биотурбации. Авторами сделаны находки морской микрофауны в тогурской пачке и в пласте Ю₁₀ (определения В. К. Комиссаренко).

4. К центральным частям прогибов шеркалинская свита глинизируется, что противоречит русловой модели (скв. 371-р Октябрьской площади, вскрывшая глинистый разрез лейаса).

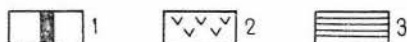
5. С позиций аллювиального генезиса пластов Ю₁₀ и Ю₁₁ совершенно необъяснимо наличие выдержанной глинистой пачки между ними.

Изложенное выше позволяет отнести отложения шеркалинской свиты к преимущественно бассейновым (озерно-морским) образованиям. Наиболее регрессивные части региональных циклитов, входящих в состав свиты, формировались, вероятно, в континентальных, озерно-аллювиальных условиях. Литолого-геохимические данные по Красноленинскому району подтверждают также описанную ранее региональную цикличность и палеоклиматические построения, в частности наличие ранне-тоарского температурного оптимума.

В основании региональных циклитов повышаются содержания титана и никеля в глинах, кривая изменения содержания каолинита в отложениях ранней — средней юры района соответствует кривой палеотемператур в морях севера Сибири [Сакс, Нальнева, 1979]. Значения терригенно-минералогических коэффициентов и состав породообразующих минералов (рис. 5) свидетельствуют, что преимущественно кварцевый состав обломочных пород ранней юры приуральской части региона обусловлен не специфическим составом пород в источниках сноса, а интенсивным химическим выветриванием разных по составу магматических и метаморфических образований в условиях субтропического гумидного климата, существовавшего в раннем тоаре, при пассивном тектоническом режиме Приуралья.

Восстановление региональных обстановок осадконакопления в раннеюрскую эпоху свидетельствует о существовании в пределах центральных и северных районов Западной Сибири в периоды трансгрессий единого бассейна. На это указывают литологические особенности глинистых пачек (выдержанное строение, остатки фауны, микрофауны, динофлагеллат, характерный комплекс аутигенных минералов, повышенная битуминозность и др.), развитие обломочных пород с высокими коллекторскими свойствами вблизи зон обрамления. Следует отметить, что ранее бассейновый генезис нижней юры в Красноленинском и Среднеобском районах предполагался А. П. Соколовским (1982 г.) и В. А. Талдыкиным (1986 г.).

Особенности состава и строения раннеюрских отложений, свидетельствующие о их бассейновом происхождении, четко проявляются и в региональном плане. Литология плинсбахских глин, тогурской и в меньшей степени радомской пачек подтверждает этот вывод. Наряду с остатками морской микрофауны, фауны, динофлагеллат, найденными в этих пачках, кроме Талинской, на Нижне-Табаганской, Ханты-Мансийской, Уренгойской, Тагринской, Северо-Варьеганской, Верхнекарельской площадях, выдержанным их строением, характерным комплексом аутигенных минералов (пирит, сферосидерит), повышенными содержаниями бора (Уренгойское, Талинское месторождения) в них отмечается и повышенная битуминозность. Так, в Сургутской опорной скважине радомская пачка содержит до 7 % хлороформенных битумоидов, что соизмеримо с битуминозностью баженовской свиты. Глинисто-битуминозные породы плин-



сбах на Северо-Варьеганском месторождении так же, как и бажениты, обогащены ураном.

Вероятно, в северном направлении эти отложения приобретут черты редуцированных глубоководных покровов, аналогичных баженовской свите. На это, в частности, указывает усиление динамической выраженности сейсмогоризонта T_4 в северных и арктических районах Западной Сибири. Мощности однородных глинистых пачек нижней юры увеличиваются от 10—20 м в Приуральской и Среднеобской областях до 50—150 м в северных и арктических районах. Вертикальные амплитуды клиноформ на сейсмических разрезах в нижнеюрских отложениях, достигающие 0,15—2,0 с, позволяют по сейсморазведочным данным оценивать глубины моря этих районов в 200—300 м.

Минеральный состав глин нижней юры характеризуется присутствием каолинита, хлорита, гидрослюд и смешанослойных образований ряда гидрослюда — монтмориллонит с различным содержанием набухающих пакетов. В направлении от периферии к центру бассейна сокращается содержание каолинита, возрастает роль смешанослойных образований. Так, на Красноленинском своде в глинах содержится до 55—57 % каолинита, на Ханты-Мансийской, Эргинской, Селияровской площадях — 15—45, на Северном Варьегане — 10—30 %, в Уренгойском районе каолинит присутствует в виде примеси, а глины сложены гидрослюдой, хлоритом и смешанослойными (смектитовыми) образованиями с низким (20—30 %) и средним (40—60 %) содержанием набухающих пакетов. Такая тенденция в изменении минерального состава глин характерна для морских бассейнов.

Распределение песчаного материала в раннеюрских отложениях более характерно для бассейновых осадков: зоны опесчанивания тяготеют к западному и восточному обрамлениям (районы развития шеркалинской и худосейской свит) и крупным выступам фундамента, служившим в раннеюрскую эпоху внутренними источниками сноса обломочного материала.

К востоку от Красноленинского свода пробурено более 30 скважин, вскрывающих нижнеюрские отложения. Однако песчаников, аналогичных «шеркалинским» по коллекторским свойствам, не обнаружено, хотя, по мнению исследователей, придерживающихся «русловой» гипотезы

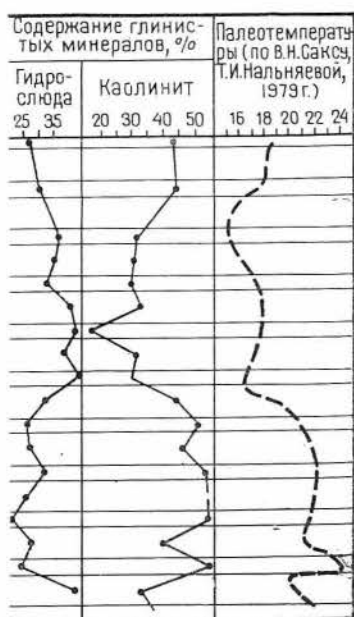


Рис. 5. Петрографо-минералогическая характеристика ниже-среднеюрских отложений Красноленинского свода.

1 — интрузивные, 2 — эффузивные, 3 — метаморфические породы. I—IV — регоциклиты: I — левинско-нижнеджангодский, II — средне-верхнеджангодский, III — лайдинско-вымский, IV — леонтьевско-малышевский (IV_A и IV_B — зонциклиты).

(Г. С. Ясович, А. Г. Мухер, В. С. Сурков), в центральной части Ханты-Мансийской впадины проходила еще более крупная речная артерия, чем на Талинской площади. С точки зрения формирования пород раннеюрского возраста в условиях озера — моря это объясняется удаленностью разрезов от регионального уральского источника сноса. В пределах западной (Красноленинско-Байдарацкой) и восточной (Вахско-Худосейской) окраинных зон нижней юры характеризуется высокой песчаностью, связанной с поступлением большого количества обломочного материала с региональных (Уральского и Восточно-Сибирского) источ-

ников сноса с последующим его перемывом в условиях мелководного бассейна. Во внутренних частях седиментационного бассейна перспективны для формирования коллекторов в первую очередь крупные выступы фундамента, являющиеся местными источниками сноса. Наличие обширных «лысых» зон способствовало поступлению в седиментационный бассейн обломочного материала, прошедшего интенсивное выветривание в условиях субтропического климата лейаса. Это приводило к разрушению нестойких компонентов и обогащению обломочной фракции кварцем. С другой стороны, высокая интенсивность выветривания приводила к выносу в седиментационный бассейн больших масс глинистых осадков, в связи с чем песчаные шлейфы являются непротивительными и резко глинизируются при удалении от источника сноса. Поэтому во внутренних частях раннеюрского палеобассейна поиск зон развития коллекторов связан со значительными трудностями.

Использование для этой цели сейсморазведки МОВ ОГТ свидетельствует, что зоны развития нижеюрских отложений, выполняющих отдельные впадины, выявляются на сейсмических разрезах увеличением временных толщин сейсмокомплекса Т-А, появлением дополнительных отражающих горизонтов небольшой интенсивности. Зоны выклинивания нижней юры маркируются сейсмофацией подошвенного налегания. Литолого-стратиграфическая привязка отражающих горизонтов к разрезам скважин свидетельствует, что наиболее устойчивые сейсмические горизонты следятся вблизи границ региональных циклитов (см. рис. 1, 3). Прослеживание отражающих сейсмических горизонтов Т₂ (тоар — аален) и Т₄ (подошва тоара) по материалам региональных и площадных работ МОВ ОГТ в комплексе с данными бурения позволило выявить в Западной Сибири зоны локализации ловушек сводового и структурно-стратиграфического типов в пластах Ю₁₀ — Ю₁₁. В восточной (Вахско-Худосейской) зоне покровного развития песчаных пород нижней юры возможно выявление залежей УВ сводового типа. В южной и приуральской зонах развиты ловушки выклинивания. Аналогичные структурно-стратиграфические ловушки локализуются и на склонах крупных выступов фундамента в центральных и частично в северных районах Западной Сибири. Эти закономерности размещения перспективных объектов в нижеюрском нефтегазоносном комплексе и должны быть заложены в основу стратегии их опознания.

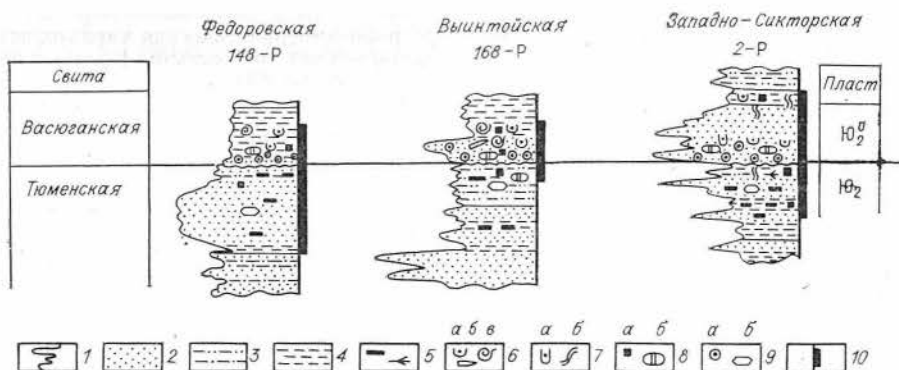


Рис. 6. Схема строения пограничных слоев тюменской и васюганской (наунакской) свит.

1 — кривая ПС; 2 — песчаники; 3 — глинистые песчаники; 4 — глины; 5 — углистые включения; 6 — двустворки (а), белемниты (б), аммониты (в); 7 — серпулы червей (а), ходы илоедов (б); 8 — пиритовые (а) и известково-сидеритовые (б) конкреции; 9 — оолиты сферосидерита (а), гидрогетит-шамозита (б); 10 — интервалы отбора керн.

Обособление нижней юры в самостоятельный нефтегазоносный комплекс связано с тем, что в ее кровле залегает достаточно мощная и выдержанная глинистая радомская пачка (тоар — аален). Вышележащая тюменская свита таких выдержанных по мощности глинистых перекрытий не содержит, вследствие чего промышленная продуктивность свиты связана преимущественно с пластом $Ю_2$, залегающим в ее кровле.

Несмотря на обилие нефтегазопроявлений, связанных с пластом $Ю_2$ в разных районах Западной Сибири, промышленные притоки нефти и газа получены на ограниченном числе площадей. Это свидетельствует о том, что проблема прогноза коллекторов является для этого пласта основной. Анализ закономерностей площадного распространения песчаных коллекторов пласта $Ю_2$ свидетельствует, что наибольшие их мощности приурочены к склонам и присводовым частям крупных (I и II порядков) положительных структур конседиментационного (унаследованного) развития, а также к западной и восточной частям Западной Сибири, приближенным к региональным источникам сноса [Огибин, 1988]. Песчаные тела, слагающие пласт $Ю_2$, формировались на границе суши и моря. Об этом свидетельствуют своеобразный облик пород, наличие прослоев пород как типично континентального (углистые прослои, ископаемые почвы), так и морского генезиса (фораминиферы, двустворки, обилие текстур биотурбации, повышенные концентрации бора). Приуроченность повышенных мощностей песчаников к склонам положительных структур обусловлена относительной стабилизацией береговой линии моря, что увеличивало длительность трансгрессивного намыва песков в этих зонах. Преимущественно прогрессивная структура элементарных циклитов, слагающих пласт $Ю_2$, свидетельствует о формировании их в условиях трансгрессии. Представляется, что пласт $Ю_2$ следует рассматривать в качестве своеобразной «предбазальной толщи» келловейской трансгрессии. Залегающие выше собственно базальные слои, имеющие характерные литогенетические признаки морских осадков (оолиты шамозита и гидрогетита, морская фауна), предлагается индексировать в случае опесчанивания как пласт $Ю_2^0$. На ряде месторождений (Восточно-Сургутское, Эргинское, Моисеевское и др.) этот пласт бывает нефтенасыщенным и образует с пластом $Ю_2$ единый резервуар. Мощность пласта $Ю_2^0$ возрастает в восточном направлении. К его основанию и приурочена верхняя граница тюменской свиты (рис. 6).

На новообразованных структурах постюрского заложения описанный выше палеогеоморфологический контроль размещения песчаников пласта $Ю_2$ нарушается — зоны повышенных их мощностей смещаются в прогибы и на далекие крылья поднятий. Это существенно повышает пер-

спективы поисков структурно-литологических залежей УВ, связанных с пластом Ю₂, однако прогноз таких залежей остается к настоящему времени практически нерешенной задачей.

ВЕРХНЯЯ ЮРА

В составе верхней юры Западной Сибири выделены васюганский, георгиевский и яновстанский регоциклиты (см. рис. 1). Каждый из них связан с трансгрессивно-регрессивным режимом развития седиментационного бассейна. Однако в разных структурно-фациальных зонах гранулометрические типы РГЦ различны — выделяются РГЦ как про-ре-, так и про-структуры, т. е. наблюдается явление конвергенции циклитов*. Принципиальная схема строения верхней юры Западной Сибири приведена на рис. 7.

Васюганский РГЦ келловей-оксфордского возраста объединяет на-унакскую, васюганскую свиты в полном объеме, а также нижнюю часть абалакской, марьяновской, даниловской и сивогской свит. В центральных и восточных районах Западной Сибири, где РГЦ имеет про-ре-структуру, в его верхней части выделяется один из основных здесь продуктивных горизонтов — Ю₁ (оксфорд), связанный с регрессивным насыщением келловей-оксфордского бассейна. В Приуралье с васюганским РГЦ, имеющим там прогрессивную структуру, связаны пачки П₂ и П₃ вогулгинской

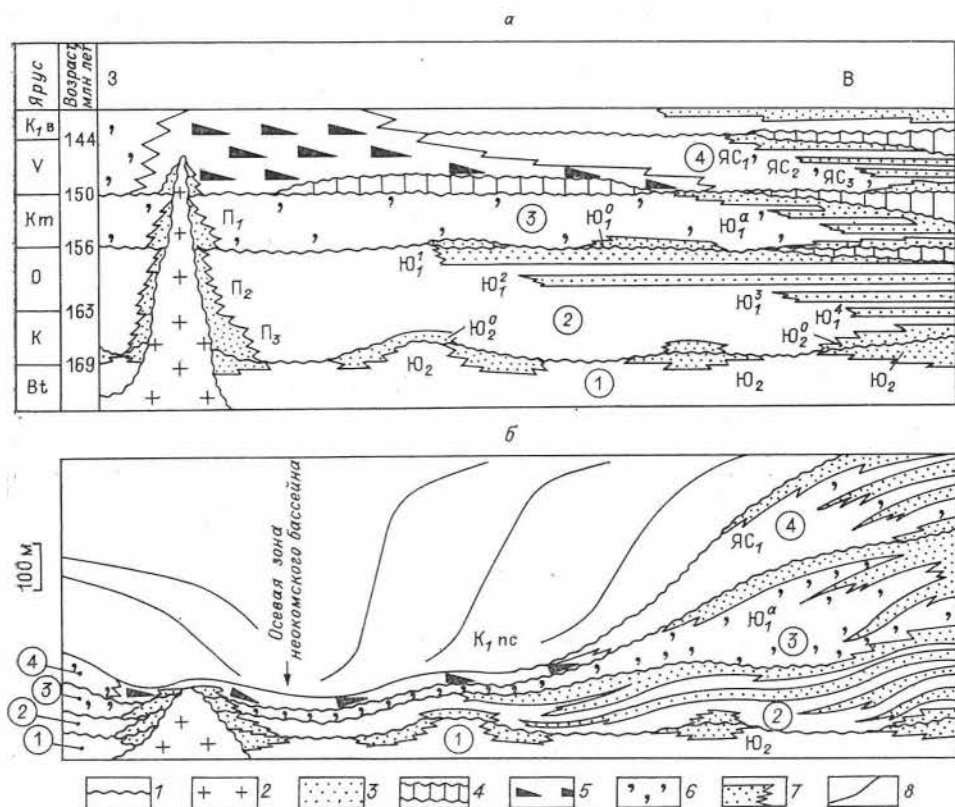


Рис. 7. Принципиальная схема строения верхней юры Западной Сибири.

— стратиграфическая схема; б — геологический разрез. 1 — границы стратиграфических несогласий (перерывов); 2 — доюрское основание; 3 — песчаники; 4 — перерывы; 5 — битуминозность; 6 — глауконит; 7 — фациальные замещения; 8 — клиноформы. Цифры в кружках — регоциклиты: 1 — лентьевско-малышевский, 2 — васюганский, 3 — георгиевский, 4 — яновстанский.

* См. статью А. А. Нежданова в настоящем сборнике.

толщи, являющиеся основным нефтегазоносным резервуаром Шаимского и Березовского НГР.

Согласно региональной стратиграфической схеме юрских отложений Западной Сибири, утвержденной МСК в 1978 г., в восточном направлении васюганская свита замещается субконтинентальным аналогом — наунакской свитой. Однако вплоть до последнего времени правомочность выделения наунакской свиты оспаривалась рядом исследователей [Биостратиграфия..., 1985]. Основанием для этого послужили палеопалинологические данные. В составе спорово-пыльцевых комплексов наунакской свиты содержание пыльцы хейролепидиевых (*Classopolis*) значительно ниже, чем в отложениях васюганской свиты. Поэтому палинологи сделали вывод о том, что келловей-оксфордские отложения в Восточном Приобье размыты, а то, что тюменские геологи принимают за наунакскую свиту, является, по сути, верхней частью тюменской свиты [Биостратиграфия..., 1985]. Е. Е. Даненберг, Л. Г. Маркова и др. в свое время выделили эти отложения в самостоятельную останинскую (ранний келловей) свиту [Даненберг и др., 1977]. Однако по данным микропалеонтологических исследований в отложениях наунакской свиты установлены комплексы фораминифер келловей — оксфорда (Г. М. Татянин, 1981 г., Ю. В. Брадучан и др., 1981 г.).

Таким образом, изъятие наунакской свиты из стратиграфической схемы неправомерно. Специфический, преимущественно кониоптерисовый состав палиноспектров келловей — оксфорда в зоне развития наунакской свиты объясняется тем, что осадки наунакской и тюменской свит накапливались в близких фациальных условиях. Содержание пыльцы *Classopolis* является не столько стратиграфическим, сколько палеогеографическим показателем. Анализ распространения пыльцы *Classopolis* в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях разных районов Евразии, выполненный Г. К. Кондратьевым [1970], свидетельствует в пользу вывода об обитании хейролепидиевых, продуцирующих эту пыльцу в условиях увлажненных приморских равнин. Этот вывод подтверждает правомочность выделения наунакской свиты как фациального аналога васюганской свиты. С другой стороны, данные, приводимые Г. К. Кондратьевым, позволяют говорить о морском генезисе горизонтов, обогащенных пылью *Classopolis* не только в верхней, но и в нижней — средней юре.

Следует также отметить, что наунакская и васюганская свиты характеризуются близким типом цикличности — в большинстве случаев циклиты этих отложений имеют про-ре-структуру. Лишь на востоке наунакская свита представлена двумя проциклитами (например, Толькинская площадь). В основании наунакской свиты, как и васюганской, выделяется базальный горизонт явно морского генезиса, содержащий остатки двустворок, белемнитов, серпулы, гидрогетит-шамозитовые выделения, ходы плоедов, крупные известково-сидеритовые стяжения. Базальные песчаники, выделяемые в пласт Ю₂⁰, характеризуются возрастанием мощностей в восточном направлении (см. рис. 6). На крупных поднятиях центральной части Западной Сибири (Сургутский, Нижневартовский своды) по палеонтологическим данным (Ю. В. Брадучан, 1988 г.) устанавливается омоложение отложений базального горизонта вплоть до верхнего келловей.

В целом васюганский РГЦ по палеонтологическим данным характеризуется слабонаклонным с востока на запад к центру бассейна положением изохронных поверхностей. Так, в пределах Широного Приобья мощность келловей уменьшается от 20 до 10 м, а мощность верхней, опесчаненной, части васюганской свиты возрастает с востока на запад от 50 до 70 % при сохранении общей мощности свиты. Причем мощность отложений верхнего оксфорда (пласт Ю₁¹) резко возрастает, а нижнего (пласт Ю₁³) сокращается практически до нуля, пласт глинизируется. Корреляция разрезов васюганской свиты по скважинам свидетельствует, что градиент

наклона реперных поверхностей верхней части в восточном направлении составляет около 1 м/км. Скважинная корреляция подтверждается сейсморазведочными данными — под отражающим горизонтом Б на широтных профилях МОВ ОГТ прослеживается серия прерывистых, слабо-наклоненных на запад отражающих горизонтов.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что и в мелко-водных бассейнах типа васюганского, глубины в котором не превышали 100—150 м, седиментационные поверхности имеют наклон к центру бассейна. Такое строение васюганского РГЦ определяет морфологию песчаных тел и связанных с ними ловушек УВ. Отдельные песчаные пласты, входящие в горизонт Ю₁, имеют двустороннюю глинизацию: в восточном направлении зоны глинизации связаны с седиментационным выклиниванием песчаников за счет транзита осадков в субконтинентальных условиях. На западе происходит фациальное замещение песчаных пластов глинами в относительно глубоководных условиях седиментации. Такая модель строения отложений оксфорда подтверждена данными бурения и испытания скважин. На многих месторождениях, связанных с горизонтом Ю₁, продуктивность не контролируется структурным планом, и с более высоких гипсометрических отметок получены притоки воды, а с более низких — нефти (Кустовое, Дружное, Киньяминское, Северо-Губкинское и другие месторождения). Это объясняется линзовидным строением оксфордских отложений. Наиболее явно указанная закономерность проявляется вблизи региональной зоны глинизации отложений оксфорда, проходящей через Сургутский, Северный своды, Нижнепуровский мегапрогиб. В восточном направлении, при увеличении песчанистости отложений оксфорда, линзовидно-косослоистое строение песчаных пластов оксфорда приводит к осложнению строения пластово-сводовых залежей, связанных с горизонтом Ю₁.

Рассматривая закономерности распространения коллекторов васюганского РГЦ в целом, можно отметить, что и в зоне развития про-рециклитов (Среднее Приобье, Пур-Тазовское междуречье) и проциклитов (внешний пояс нефтегазоносного бассейна) более благоприятны для локализации песчаных тел склоны конседиментационных поднятий унаследованного развития. Как в том, так и в другом случае на этих морфоструктурах длительное время существовали обстановки гидродинамически активного мелководья, способствовавшие концентрации песчаных осадков. В сводовых частях крупных положительных структур, например на Северном своде, мощность песчаников Ю₁ резко сокращается по сравнению с его склонами. Представляется, что это обусловлено огибанием палеосвода речными артериями, служившими поставщиками терригенного материала.

В крупных прогибах восточной половины Западной Сибири (например, Средне- и Нижнепуровский мегапрогибы) песчаники Ю₁ глинизируются при увеличении общей мощности келловей-оксфордских отложений. Это обусловлено фациальным замещением песчаников глинами в относительно глубоководных условиях палеоопробов. Приуроченность песчаных пород вогулгинской толщи к склонам поднятий Приуралья можно считать классическим примером, иллюстрирующим палеогеоморфологический контроль размещения песчаников в трансгрессивных толщах. Перспективны для выявления ловушек такого типа районы Приполярного Приуралья, Ямала. В восточной части Западной Сибири возможно обнаружение аналогичных ловушек, связанных с пластом Ю₂, на склонах контрастных положительных структур унаследованного развития.

Георгиевский РГЦ преимущественно кимериджского возраста охватывает верхнюю подсвиту сивовской свиты Пур-Тазовской и Пайдугинской НГО, георгиевскую свиту центральных районов Западной Сибири, верхнюю часть абалакской свиты и вогулгинской толщи (пачка П₁) западных районов, а также частично марьяновскую и даниловскую свиты.

В восточной половине территории РГЦ имеет про-ре-структуру, на поднятиях Приуралья для него характерно прогрессивное строение; на большей части территории развития РГЦ имеет пелитовый состав и незначительные (первые метры) мощности. Это обусловлено накоплением осадков кимериджа в глубоководном бассейне при дефиците терригенного материала. Кимериджские слои вогулгинской толщи имеют мощности до 20—30 м, песчано-глинистая верхняя подсвита сиговской свиты достигает мощности 100—130 м. В основании РГЦ выделяется базальный МГ, обогащенный аутигенными компонентами (глауконит, фосфаты, пирит, гидрогетит-шамозитовые выделения, известковые стяжения септариевского сложения), остатками фауны (белемниты, двустворки, аммониты). Спорадически присутствует песчаный материал. Мощность МГ составляет 0,4—0,5 м. В Восточном Приобье мощность базальных глауконитовых песчаников достигает 10 м (барабинская пачка). Этот песчаный пласт индексируется как $Ю_1^0$.

В Среднем Приобье и Пур-Тазовской НГО пласт $Ю_1^0$ не имеет промышленного значения, так как обладает низкими коллекторскими свойствами, незначительными мощностями (доли метра) и спорадическим распространением. Продуктивность георгиевского РГЦ связана с его верхней частью — регрессивными песчаными пластами $Ю_1^a$ (СГ), а также с пачкой $П_1$ вогулгинской толщи. Пласт $Ю_1^a$ промышленно нефтегазопосен на Усть-Часельском месторождении, пачка $П_1$ — в Шаимском и Березовском районах. Верхняя подсвита сиговской свиты сложена серыми песчаниками и зеленовато-серыми глинами, накапливавшимися в морских условиях. Породы содержат глауконит, остатки раковин двустворок, белемниты и аммониты кимериджского, а в самых нижних слоях — позднеоксфордского возраста.

На рабочем совещании по расчленению и корреляции продуктивных пластов мезозоя Западной Сибири (Тюмень, 1986 г.) песчаные пласты сиговской свиты было предложено индексировать как СГ. Такое предложение вряд ли можно считать удачным, так как горизонт $Ю_1$, отвечающий песчаным пластам васюганской свиты, хорошо выделяется и в зоне развития сиговской свиты, охватывая ее нижнюю подсвиту. Предпочтительнее предложенный Ю. В. Брадучаном индекс $Ю_r$, где «г» обозначает принадлежность пласта к георгиевскому горизонту (РГЦ). Возможно использование индекса $Ю_1^a$, широко вошедшего в практику геолого-разведочных работ.

В направлении с востока на запад песчаники георгиевского РГЦ глинизируются. Уменьшаются и общие мощности отложений. Линия глинизации песчаных пород кимериджа трассируется западнее Северо-Толькинского, Усть-Часельского, Асинского и восточнее Террасного поднятий, в южном направлении она проходит между Бахилевским и Саемтаховскими поднятиями. По данным бурения и сейсморазведки МОВ ОГТ устанавливается клиноформность кимериджских отложений. Судя по вертикальной амплитуде клиноформ, глубина кимериджского бассейна составляла в восточной части Западной Сибири 150—200 м. Песчаные пласты кимериджа ($Ю_1^a$, СГ, $Ю_r$) развиты как в зоне мелководья, так и на участках резкого сокращения (до 10—15 м) мощностей кимериджа у подножия мелководных шельфовых террас. Вероятно, это песчаные осадки зон разгрузки мутьевых потоков и подводно-оползневых дислокаций. По крайней мере для этих отложений характерны флюидальные текстуры, наличие глиняных катунов. Морфология конкретных песчаных пластов верхнесиговской подсвиты в связи со слабой изученностью бурением не установлена. По аналогии с отложениями неокома можно лишь предположить, что они имеют полосовидную форму и вытянуты вдоль палеопобережий. Закономерности распространения пачки $П_1$ вогулгинской толщи аналогичны описанным для келловей-оксфордской ее части.

Яновстанский РГЦ отвечает максимуму позднеюрской трансгрессии

и охватывает отложения яновстанской, марьяновской, баженовской, тутлеймской, мулымьинской и даниловской свит, точнее, волжскую часть этих отложений. В глубоководной части бассейна яновстанский РГЦ объединяется с выше- и нижележащим РГЦ вследствие близости условий их формирования. Трансгрессивно-регрессивная структура РГЦ четко проявляется в северо-восточной части Западной Сибири, где бурением вскрыты отложения яновстанской свиты, стратотип которой установлен в Туруханской опорной скважине (Н. И. Байбародских, А. А. Булыникова, Г. Н. Карцева, З. З. Ронкина, 1968 г.). Яновстанская свита (интервал 2260—2032 м) представлена глинами зеленовато- и темно-серыми, с прослоями алевролитов и песчаников с неравномерным распределением глинистого материала, обусловленным текстурами биотурбации. В интервале 2262—2264 м Туруханской опорной скважины залегает глауконитовый песчаник с включениями галек, выше — черные глины. По-видимому, нижнюю границу яновстанской свиты следует проводить на глубине 2264 м, рассматривая песчаный прослой в качестве базального горизонта волжской (?) трансгрессии. Верхняя граница свиты установлена ее авторами на глубине 2032 м, в нижней части песчаного пласта. Литологически она не выражена. Вероятно, ее целесообразно совместить с основанием вышележащей глинистой пачки (глубина 1997 м). В этом случае яновстанская свита будет иметь более четкие, легко картируемые границы и отвечать циклиту трансгрессивно-регрессивной структуры. В отложениях яновстанской свиты установлены предположительно волжские аммониты, в перекрывающих отложениях — берриасская (?) фауна. В составе РГЦ в этой зоне выделяются три песчаных пласта, которые предлагается индексировать как ЯС₁ — ЯС₃.

В западном направлении яновстанская свита претерпевает резкое уменьшение мощностей и восточнее Северо-Толькинской площади замещается тонкоотмученными и битуминозными глинами марьяновской и затем баженовской свит. Хотя в настоящее время в отложениях яновстанской свиты залежей УВ не выявлено, песчаные пласты свиты — перспективный резервуар как в Сидоровском, так и в смежных районах Пур-Тазовской и Пайдугинской НГО.

В глинисто-битуминозных и битуминозных отложениях марьяновской и баженовской свит цикличность, выражающаяся в изменении гранулометрического состава пород, естественно, не проявляется. Однако омоложение возраста битуминозных отложений в западном направлении свидетельствует о регрессивном характере заполнения Западно-Сибирского седиментационного бассейна уже в волжском веке. Цикличность в формировании баженовской свиты Западной Сибири установлена по минералого-геохимическим данным на примере Полонской и Вахской площадей Восточного Приобья [Цой и др., 1986]. Выделено несколько циклов, начинающихся преимущественно монтмориллонитовыми ассоциациями глинистых минералов и завершающихся гидрослюдисто-каолинитовыми комплексами с хлоритом. Этому чередованию соответствует изменение δC^{13} с $-5,4$ до $-11,6$ ‰, δO^{18} с $+12,3$ до $+21,6$ ‰, что может быть интерпретировано как проявление трансгрессивно-регрессивного режима развития седиментационного бассейна.

На ряде поднятий Шаимского района волжские отложения входят в состав мулымьинской свиты, содержащей в основании грубообломочную трехзерную толщу. Таким образом, волжский РГЦ, как и нижележащие, характеризуется конвергенцией структуры: от про-ре- в восточной части Западной Сибири до про- в западной. В центральных и западных районах верхняя граница яновстанского РГЦ не картируется — она проходит в однородной маломощной (дефицитной) глинисто-битуминозной пачке, верхняя граница которой скользит от берриаса по готерив включительно. Поэтому яновстанский РГЦ можно рассматривать как нижнюю, более трансгрессивную часть волжского — неокомского суперциклита.

Глубоководный режим осадконакопления, создавшийся в поздней юре, сохранился и в неокоме. Более того, клиноформные комплексы неокома имеют вертикальные амплитуды клиноформ, возрастающие с востока на запад от 200 до 400—500 м, что свидетельствует об увеличении глубин неокомского бассейна от берриаса к готериву.

Следовательно, формирование неокомских отложений происходило не только путем регрессивного засыпания седиментационной емкости, возникшей при кимериджской и волжской трансгрессиях, но и вследствие более мелких — зональных и субрегиональных — неокомских трансгрессий. Глинистые пачки, маркирующие этапы трансгрессий, имеют литогенетические признаки, указывающие на относительно глубоководные условия их формирования. Это тонкоотмученный глинистый состав, выдержанность, сообщества фораминифер, свидетельствующие о глубинах накопления осадков, превышающих 100 м, остатки криноидей, аммонитов, водорослей, содержания малых элементов, характерные для нормально-морских отложений [Биостратиграфия..., 1985].

Такими глинистыми пачками, имеющими субрегиональное распространение, являются быстринская, пимская, сармановская (готерив), савуйская, покачевская, урьевская, самотлорская, таркосалинская (валанжин), елогуйская (берриас) и ряд других пачек, не имеющих собственных названий. Использование скважинной корреляции, в частности трассирование глинистых пачек в качестве МГ, позволило А. Л. Наумову и другим [Онищук и др., 1977] разработать клиноформную модель строения неокомской толщи Западной Сибири. В дальнейшем эта модель была подтверждена палеонтологическими и сейсмостратиграфическими исследованиями и в настоящее время вошла в практику геолого-разведочных работ [Карогодин, Нежданов, 1988]. Сложившаяся за последнее десятилетие парадигма клиноморфизма в изучении неокома Западной Сибири позволила существенным образом уточнить строение этих отложений. Однако недоучет цикличности в формировании неокома, в частности отсутствие ранжирования седиментационных комплексов по площадному распространению, серьезным образом осложняет индексацию и синонимизацию песчаных пластов-коллекторов.

На рис. 8 приведена принципиальная циклостратиграфическая схема неокома, на которой показаны субрегиональные и зональные циклиты, а также предположительно отвечающие им песчаные пласты, которые в одних случаях являются телами локального ранга, в других — имеют зональное и субрегиональное распространение. На рис. 9 показан палеогеологический разрез неокомских отложений через южную часть Сургутского свода. Из рисунка следует, что песчаные пласты, индексируемые в скв. 540-р (скважина — стратотип пластов группы БС) как БС₁₁ — БС₂₂, являются локальными прослоями, входящими в состав зональных циклитов. Поэтому для прогностических построений сложившаяся к настоящему времени система индексации песчаных пластов не подходит. Свитное же деление неокомских отложений является довольно грубым и недостаточно детальным для анализа распространения и строения отдельных песчаных пластов.

Представляется, что для прогноза НАЛ УВ необходимо развитие системно-формационного направления. Оно заключается в вычленении из осадочных разрезов тел-систем, или, по терминологии Ю. Н. Карогодина [1985], парахронолитов, члены которых связаны парагенетически. Формирование тел-систем в разрезе неокома обусловлено трансгрессивно-регрессивным, циклическим развитием седиментационного бассейна. Поэтому парахронолиты, или циклиты, различного ранга (субрегионального и зонального) должны быть введены в региональную стратиграфическую схему неокома Западной Сибири. Возможный вариант такой схемы приведен на рис. 8.

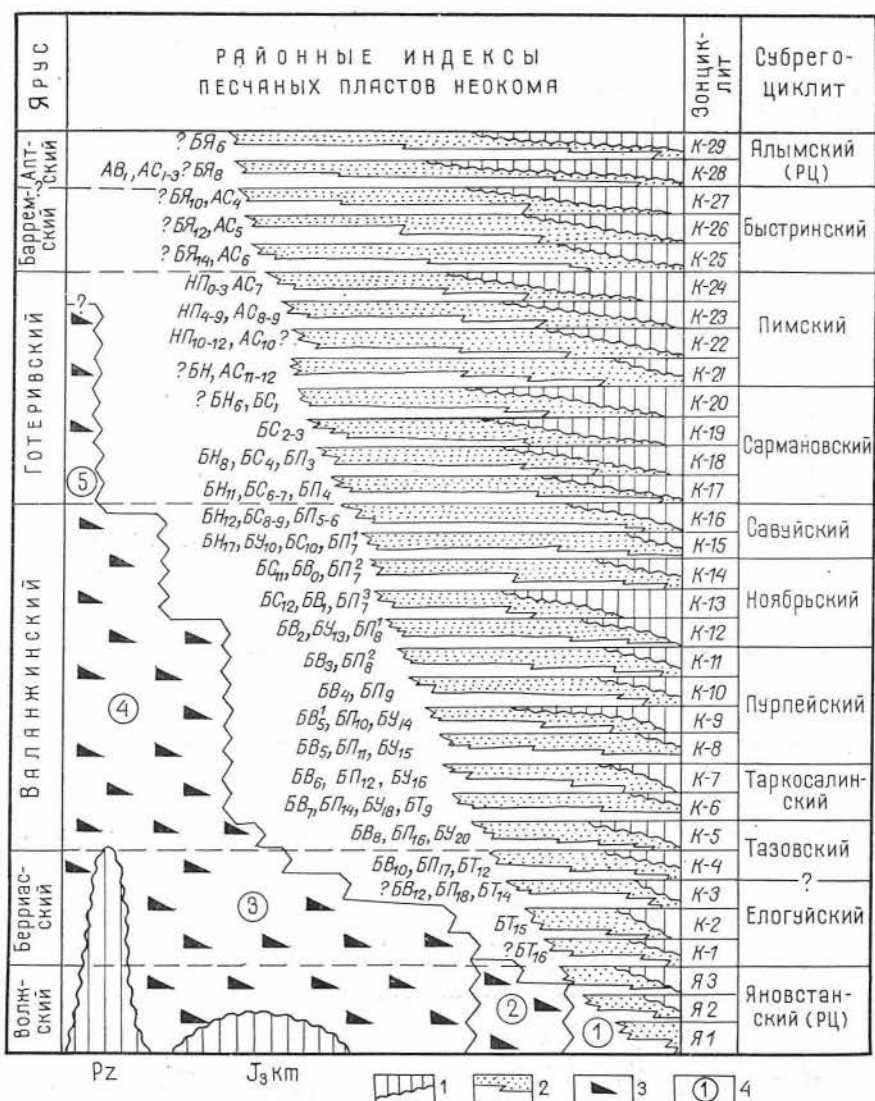


Рис. 8. Принципиальная циклостратиграфическая схема неокома Западной Сибири. 1 — перерывы; 2 — песчаные пласты (крап) и глинистые пачки (белое); 3 — битуминозность; 4 — свиты (1 — яновстанская, 2 — марьяновская, 3 — баженовская, 4 — тутлеймская, 5 — мулымбинская).

Трансгрессивные этапы, маркируемые устойчивыми в разрезе глинистыми пачками, сменяются периодами регрессий, или засыпания возникшей при подъеме уровня моря седиментационной емкости преимущественно алевро-псаммитовыми осадками. Поэтому в зоне морского мелководья единичный цикллит состоит из двух гемициклитов: нижнего — глинистого, с базальными песчаными слоями различной мощности и верхнего — песчано-алевролитового. Такая последовательность пород обусловлена генетически, и, несмотря на «обратное» строение по сравнению с традиционно выделяемыми нефтегазонасными комплексами (резервуар и перекрывающая глинистая покрывка), для генетических построений целесообразно картирование именно цикллита, так как строение и площадное распространение песчано-алевролитовых пластов определяется масштабом трансгрессии, следы которой зафиксированы в виде подстилающей эти пласты глинистой пачки.

В неоме каждый цикллит зонального ранга имеет ундаформную, клиноформную и фондоформную части. С каждой из них связаны ловушки

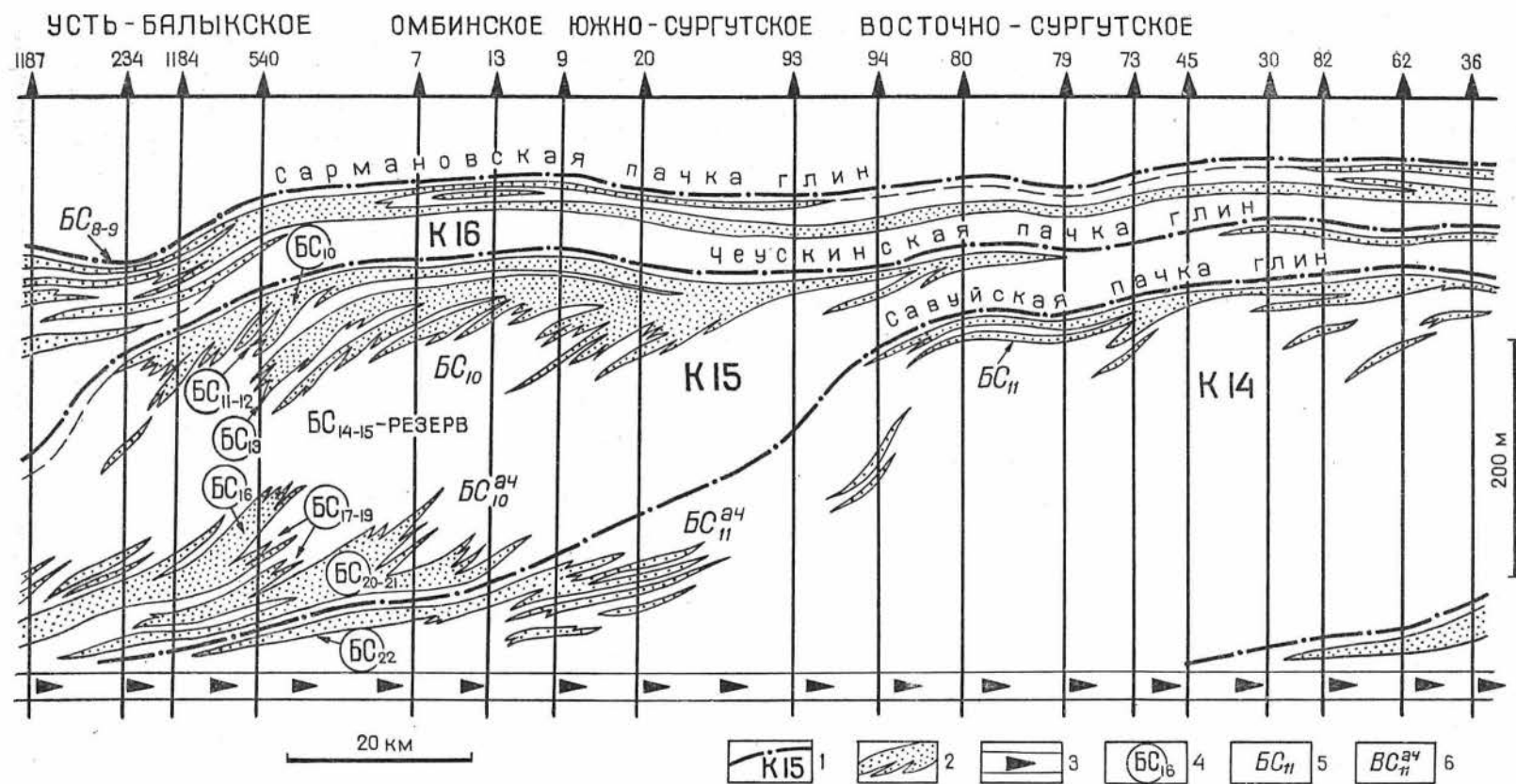


Рис. 9. Палеогеологический разрез неокома южной части Сургутского свода (поверхность выравнивания — кровля баженовской свиты).
 1 — границы и индексы зонциклитов; 2 — песчаные пласты; 3 — битуминозные глины баженовской свиты; 4 — индексы пластов по сваяжине-стратотипу;
 5 — индексы песчаных пластов, используемые в практике геолого-разведочных работ; 6 — индексы, предлагаемые для обозначения песчаных тел ачимовской толщи.

УВ определенных морфологий и генезиса. В зоне ундаформы песчаные пласты в плане имеют полосовидную и пятнистую форму. Их образование связано с пляжево-баровыми поясами, разветвленными и меандрирующими реками. У бровки шельфа, в зоне перехода ундаформы в клиноформу, локализуются песчаные тела полосовидной формы, связанные как с единичными барами, так и с дельтовыми (авандельтовыми) системами. У подножий склонов шельфа развиты линзовидные, полосовидные и пятнистые в плане песчаные осадки конусов выноса мутьевых потоков и зон подводно-оползневых дислокаций фронтальных частей авандельта.

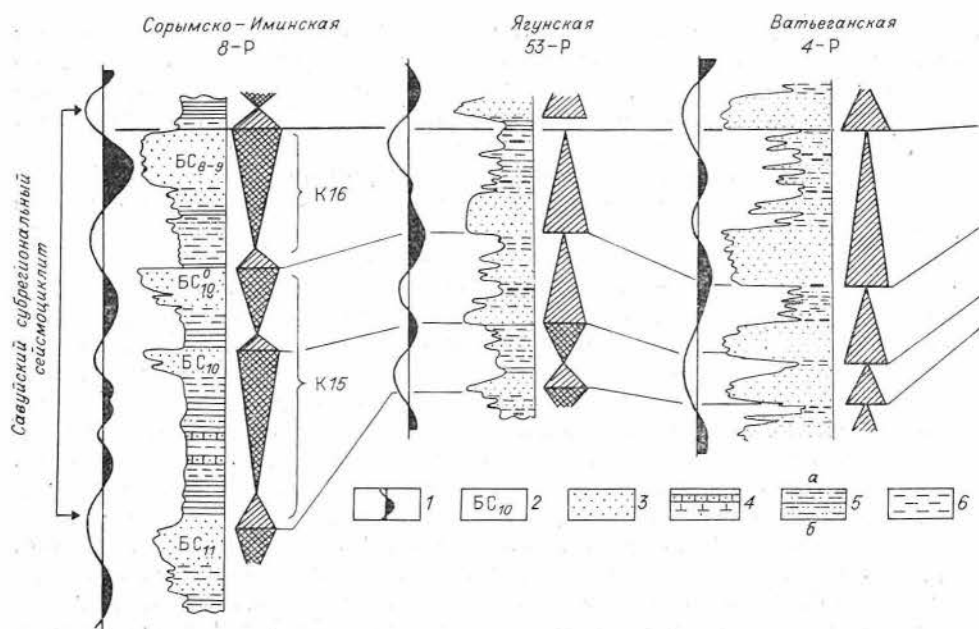
Наиболее перспективны для выявления крупных НАЛ УВ трансгрессивные части субрегиональных циклитов. При наличии мощных источников питания терригенным материалом в условиях трансгрессии будет наблюдаться стабилизация береговой линии. Вблизи нее могут концентрироваться крупные песчаные тела, осадки которых прошли интенсивную волновую переработку и сортировку. В таких зонах формируются песчаные тела значительного объема (до нескольких кубических километров), с высокими фильтрационно-емкостными свойствами, запечатанные надежными флюидоупорами. Такое строение характерно, например, для пласта БС₁₀ южной части Сургутского свода (Мало-Балыкское, Мамонтовское, Усть-Балыкское, Омбинское, Южно-Сургутское, Западно-Сургутское месторождения). Указанный резервуар имеет авандельтовую природу.

Важное значение для прогноза и поисков НАЛ УВ в неокомских отложениях Западной Сибири имеет геологическая интерпретация данных сейсморазведки МОВ ОГТ. Материалы литолого-стратиграфической привязки разрезов скважин к сейсмическим временным разрезам свидетельствуют, что трансгрессивные тонкоотмученные глины и песчаные пласты с высокими фильтрационно-емкостными свойствами имеют низкие акустические жесткости. Глинистые и глинисто-известковые песчаники и алевролиты, тонкое переслаивание глин и песчаников имеют высокие акустические жесткости. При мощности циклита более 100—150 м его границы разрешаются на сейсмических разрезах. Однако при разных способах визуализации и различной полярности сейсмической записи границы циклитов могут быть смещены относительно четких и устойчивых отражений, но располагаются конформно им. При перерождении (или конвергенции) структуры циклитов отражающие горизонты, связанные с их границами, тем не менее прослеживаются (рис. 10), что позволяет использовать сейсморазведочные данные для адекватного картирования циклитов, тождественных сейсмоциклитам.

Циклиты (сейсмоциклиты) зонального ранга имеют в морской части своего распространения четкие клиноформные ограничения, что позволяет выделять их однозначно. Сравнительно мощные песчаные тела проявляются в сейсмическом волновом поле в виде аномалий записи (появление дополнительных отражений, изменения амплитуды, энергии, частоты сейсмических волн, конфигурации осей синфазности). Наряду с анализом углов наклона клиноформ, временных мощностей сейсмокомплексов эта информация позволяет проводить обоснованный прогноз НАЛ УВ, исходя из общих закономерностей локализации их в структуре осадочных циклитов.

АПТ — АЛЬБ — СЕНОМАН

В отложениях апта, альба и сеномана выделяется два регодициклита — алымско-викуловский и хантымансийско-уважский. Последний может быть отнесен к субрегиональным циклитам, поскольку однозначно выделяется лишь в западной части Западной Сибири, однако, учитывая, что в меридиональном направлении глины ханты-мансийской свиты, относящиеся к трансгрессивной части этого циклита, прослеживаются практически через всю Западную Сибирь, мы относим его к рангу региональных.



Алымско-викуловский РГЦ соответствует алымской, кошайской, викуловской свитам и включает в себя нижнюю часть покурской свиты (чернореченская пачка, евояхинская толща), верхнюю часть лейшинской и таноопчинской свит. По положению в разрезе и весьма ограниченными биостратиграфическим данным возраст РГЦ принимается апт-альбским. В западной и центральной частях Западной Сибири РГЦ имеет про-реструктуру. Нижняя, трансгрессивная, часть преимущественно глинистого состава. Здесь выделяется глинистый кошайский МГ, распространенный на большей части Западной Сибири. В пределах Нижневартовского района в основании РГЦ прослеживается базальный песчаный горизонт, индексируемый как AB_1 . В его составе выделяется несколько различающихся по литологическому составу пластов: AB_1^1 , AB_1^2 , AB_1^3 . Верхняя часть горизонта представлена интенсивно биотурбированными породами — тонким линзовидным переслаиванием светло-серых песчано-алевролитовых и черных глинистых слоев с обилием ходов илоедов (так называемый «рябчик»). Нижние песчаные прослои имеют массивное строение и сложены хорошо проницаемыми песчаниками с повышенным (относительно подстилающих пород) содержанием кварца, окатышами зеленых глин нижележащей вартовской свиты. В западном направлении горизонт AB_1 глинизируется, на восток глины кошайской пачки замещаются песчаниками. На Сургутском своде, расположенном к западу от Нижневартовского, резко возрастают мощности нижнего глинистого гемициклита и он расчленяется на 2—3 проциклита более мелкого, зонального, ранга. В северной части Сургутского района и северо-западнее в нижней части РГЦ появляется серия песчаных пластов (AC_1 — AC_3).

Верхняя, регрессивная, часть алымско-викуловского РГЦ сложена песчаниками с прослоями глин. Породы содержат обильный углистый детрит, прослои глинистых известняков. В восточной части Западной Сибири эта часть РГЦ содержит мощные высокопористые песчаные пласты, замещающие и нижний, глинистый, гемициклит. С нижней частью РГЦ, точнее с кошайским МГ, связан опорный отражающий сейсмический горизонт М, к мощным песчаным пластам регрессивной части РГЦ приурочен отражающий горизонт M^1 , имеющий прерывистое распространение в восточной половине Западной Сибири.

С алымско-викуловским РГЦ связаны залежи нефти в пластах AB_1 (Нижневартовский район) и AC_{1-3} (северная часть Фроловской НГО).

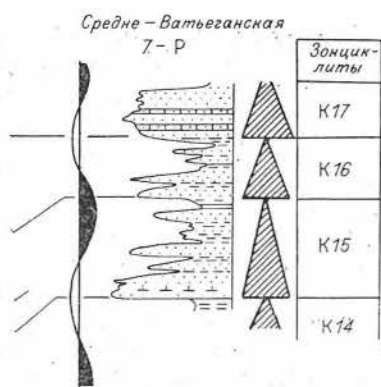


Рис. 10. Схема сопоставления отложений зонциклитов K-15 — K-17 Среднего Приобья по геолого-геофизическим данным.

1 — сейсмические трассы; 2 — индексы песчаных пластов; 3 — песчаники; 4 — известковистость; 5 — алевролиты (а), глинистые песчаники (б); 6 — глины; 7 — углистые включения; 8 — тонкоотмученные глины; 9 — прогрессивные, 10 — регрессивные части циклитов.

ти и газа в пластах ПК₁₉ — ПК₂₁ северных и арктических районов Западной Сибири. Пласт ВК₁, нефтеносный в Приуральской НГО и залегающий в кровле викуловской свиты, связан с базальными слоями вышележащего хантымансийско-уватского РГЦ.

Хантымансийско-уватский РГЦ включает ханты-мансийскую и уватскую свиты западной части Западной Сибири и верхнюю половину разреза покурской свиты центральных и северных ее районов. Возраст РГЦ по редким аммонитам, двустворкам, фораминиферам и спорово-пыльцевым комплексам принят в объеме альба — сеномана. Трансгрессивный хантымансийский гемициклит в нижней части представлен тонкоотмученными черными глинами с редкими прослоями песчаников и алевролитов, с примесью глауконита. В верхней части появляются прослойки песчаников и глин. Пласт ВК₁, являющийся базальной (возможно, «предбазальной»?) частью РГЦ, представлен хорошо отсортированными мелкозернистыми песчаниками и алевролитами; в верхней его части также встречается примесь глауконита.

Термин «предбазальный», несомненно, является вульгаризмом. Однако он довольно точно отражает суть широко распространенного в мезозое Западной Сибири явления: под базальными трансгрессивными слоями, имеющими явно морской генезис, залегают песчаные пласты, обладающие повышенными мощностями и улучшенными коллекторскими свойствами по сравнению с подстилающими континентальными и субконтинентальными толщами. Таковы, например, пласты Ю₂ и Ю₁, многие песчаные пласты неокома, пласты АВ₁, ВК₁, ПК₁ (сеноман). Характерно, что породы этих резервуаров несут литогенетические признаки континентальных и субконтинентальных образований (обильный углистый детрит, ископаемые почвы, окисленные слюды). Спорадически в них отмечаются и породы морского генезиса, содержащие микрофауну и морскую фауну, текстуры биотурбации. Представляется, что это осадки ретроградирующих (наступающих на континент) наземных частей плоских дельт, связанных с начальными этапами трансгрессий. Собственно базальные слои формируются уже в морских условиях (авандельты, барово-лагунные осадки). Границу между смежными циклитами целесообразно проводить по подошве собственно базальных слоев, поскольку они являются четкими МГ. Однако подстилающие их «предбазальные» слои непосредственно связаны с наступающей трансгрессией, являясь своеобразными ее предвестниками.

Верхняя, регрессивная, часть хантымансийско-уватского РГЦ сложена светло-серыми и белесыми песчаниками, алевролитами с прослоями серых и темно-серых плитчатых и зеленовато-серых комковатых глин

с прослоями бурых углей и ископаемых почв, с включениями янтаря. В верхней части сеноманской песчаной толщи, непосредственно под туронскими глинами, в песчаных породах наблюдается примесь глауконита, встречены остатки двустворок, фораминифер, галька изверженных и метаморфических пород, бокситов, т. е. это базальный горизонт туронской трансгрессии. Залегающий в кровле хантымансийско-уватского РГЦ «предбазальный» песчаный пласт ПК₁ является основным продуктивным резервуаром уникальных газовых месторождений севера Западной Сибири. Тип залежей — пластово-массивный. Несмотря на высокую песчаность отложений альба — сеномана, за последние годы в них выявлены многочисленные структурно-литологические залежи нефти и газа, приуроченные к многозалежным месторождениям. Это делает необходимым тщательное изучение строения описываемого РГЦ, который в течение последних десятилетий практически не являлся объектом региональных литолого-стратиграфических исследований.

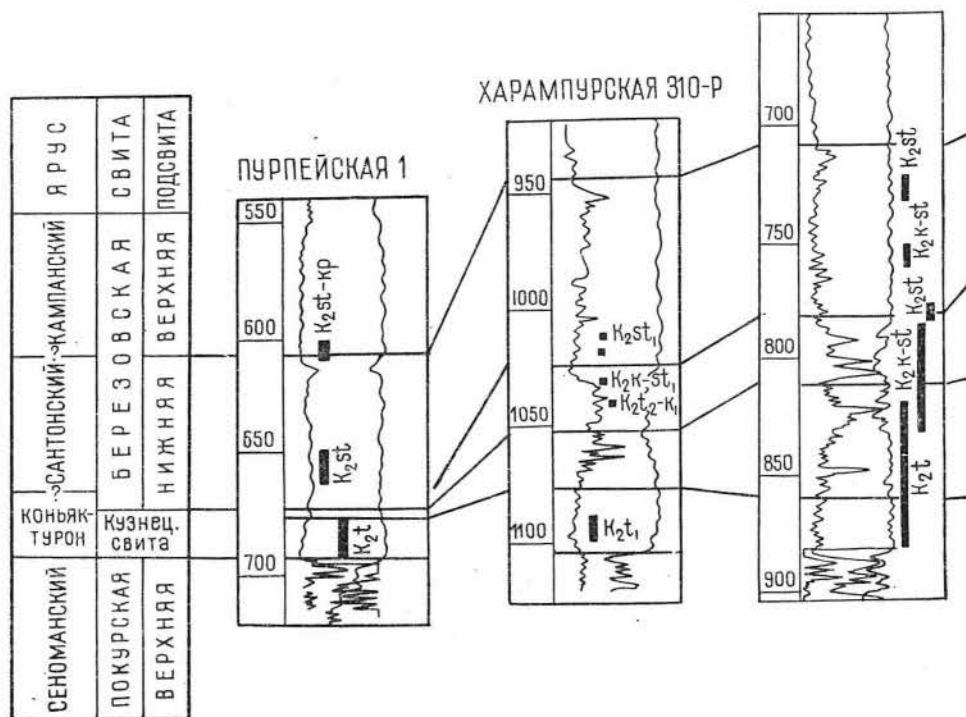
К основанию хантымансийско-уватского РГЦ приурочен отражающий сейсмический горизонт М₁, прослеживающийся в западной половине Западной Сибири. В верхней части РГЦ на п-ове Ямал выделяется серия слабонаклонных, черепитчатых горизонтов (Г₁). Это свидетельствует о формировании верхней части разреза сеномана на Ямале в морских условиях.

ТУРОН — МААСТРИХТ

Глинисто-кремнистая толща турона — маастрихта формировалась в глубоководных морских условиях и обусловлена глобальными туронской и кампанской трансгрессиями. В этой толще выделено два РГЦ: кузнецовско-ипатовский и славгородско-ганькинский.

Кузнецовско-ипатовский РГЦ охватывает кузнецовскую, ипатовскую, дорожковскую, камышовскую свиты, нижние подсвиты сымской, березовской свит, верхнюю подсвиту симоновской свиты. Возраст отложений РГЦ с определенной условностью по находкам фораминифер, радиолярий,

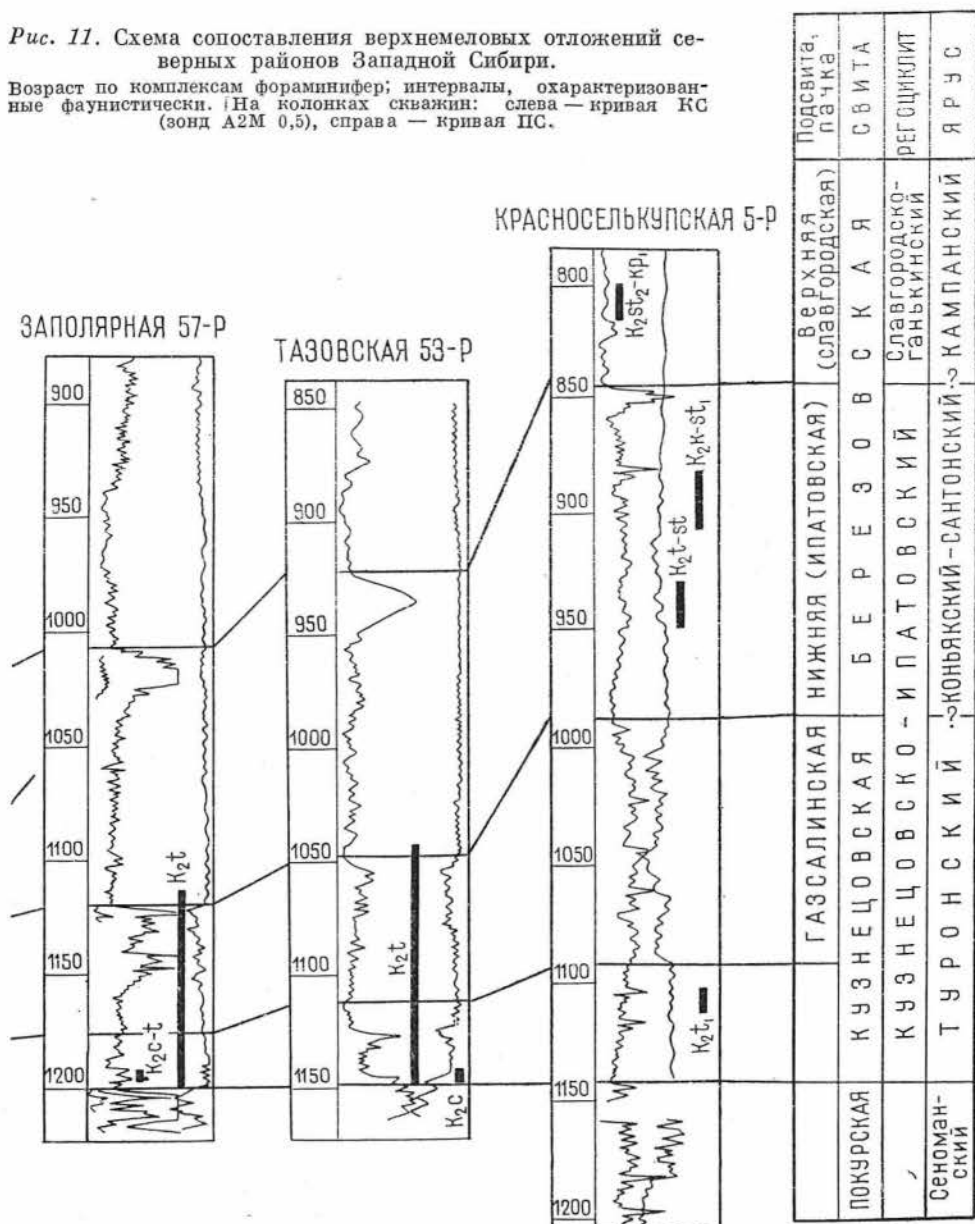
ЮЖНОРУССКАЯ 14-Р



двустворок установлен в объеме турона — коньяка — сантона. РГЦ имеет трансгрессивно-регрессивное строение. В его нижней части залегают серые и зеленоватые глины кузнецовской свиты, перекрывающие песчаный базальный горизонт. В восточном направлении глины опесчаниваются и в их верхней части появляются песчаные прослои, выделяемые в Тазовском и смежных районах в газсалинскую пачку (рис. 11). При этом мощность кузнецовской свиты увеличивается до 120—140 м, в то время как в центральной части Западной Сибири она не превышает 20—30 м. Регрессивная часть РГЦ на северо-востоке представлена песками ипатовской и сымской свит, которые к центру замещаются глинами и опоками нижней подсвиты березовской свиты, что также сопровождается резким уменьшением мощностей этих отложений. В целом для РГЦ характерно клиноформное строение (см. рис. 11), что было отмечено А. Л. Наумовым с соавторами [1979]. Клиноформность РГЦ подчеркивается и данными сей-

Рис. 11. Схема сопоставления верхнемеловых отложений северных районов Западной Сибири.

Возраст по комплексам фораминифер; интервалы, охарактеризованные фаунистически. На колонках скважин: слева — кривая КС (зонд А2М 0,5), справа — кривая ПС.



сморазведки МОВ ОГТ. Над опорным отражающим горизонтом Г, приуроченным к основанию РГЦ, в восточной половине Западной Сибири располагается серия пологонаклонных к центру бассейна (на запад) отражающих горизонтов, индексируемых как C_1 — C_4 . С газсалинской пачкой связаны структурно-литологические низкодебитные залежи газа на Заплярном, Тазовском и других месторождениях, с ипатовскими песками — на Харампурском, Губкинском, Комсомольском и ряде других месторождений.

Славгородско-ганькинский РГЦ включает одноименные свиты, а также салпадинскую, танамскую, кэппарскую, костровскую свиты, верхние подсвиты березовской и часельской свит, среднюю и верхнюю подсвиты сымской свиты. На большей части территории развития РГЦ имеет трансгрессивно-регрессивное строение. Нижняя, более трансгрессивная, глинистая часть славгородской свиты перекрывается песчано-глинистыми осадками ганькинской свиты. К восточному обрамлению славгородская свита опесчанивается. В Колпашевском районе в ее основании выделяются глауконитовые песчаники и алевролиты с прослоями гидрогетит-шамозитовых оолитовых железных руд, ганькинская свита замещается каолинистыми песками с горизонтами кремнистых песчаников с галечниками сымской свиты.

К центру Западной Сибири славгородская свита замещается глинами, опоковидными глинами и опоками с глауконитом верхней подсвиты березовской свиты. Нефтегазоносности в отложениях РГЦ не установлено, поэтому детально его строение не рассматривается.

ПАЛЕОГЕН

В отложениях палеогена выделены талицкий, люменворский, тавдинско-новомихайловский и туртасско-абросимовский РГЦ. Каждый из них имеет более глинистую и трансгрессивную нижнюю часть, перекрываемую относительно регрессивными слоями.

Талицкий РГЦ (палеоцен) включает в себя талицкую, тибейсалинскую, вылковскую свиты и нижнюю часть островсковской свиты. В центральной фациальной зоне талицкая свита состоит из двух подсвит: нижней, представленной глинами, и верхней, сложенной песками с глауконитом, алевролитами и глинами. В Пур-Тазовской зоне она замещается отложениями тибейсалинской свиты, имеющей большие мощности и более песчаный состав верхней части. В нижней подсвите тибейсалинской свиты встречаются опоковидные глины. В целом талицкий РГЦ имеет более регрессивный характер, чем подстилающие и перекрывающие отложения, однако особенности его строения свидетельствуют о трансгрессивно-регрессивном режиме седиментации.

Люлинворский РГЦ (эоцен) включает люлинворскую, серовскую, ирбитскую, чурбинскую и алейскую свиты. Люлинворское время характеризуется максимальной морской трансгрессией на территорию Западной Сибири в кайнозой. Люлинворская свита и ее возрастные аналоги характеризуются четкой про-ре-структурой. В основании нижней подсвиты, сложенной опоковидными глинами и опоками, залегают кварц-глауконитовые песчаники; средняя подсвита представлена алевролитистыми глинами с прослоями опок и диатомитов, верхняя — глинами с прослоями алевролитов и песчаников. По южной и восточной периферии Западной Сибири глинисто-кремнистые отложения люлинворской свиты замещаются кварцевыми песками с каолином, с прослоями алевролитов, глин, лигнита, зернистость пород уменьшается вверх по разрезу, т. е. РГЦ приобретает прогрессивную структуру.

Тавдинско-новомихайловский РГЦ (эоцен — олигоцен) объединяет тавдинскую, атлымскую, новомихайловскую, юрковскую, черталинскую свиты. Тавдинская свита имеет глинистый состав на всей территории За-

падной Сибири. В основании ее также выделяются песчано-глауконитовые базальные слои. Атлымская свита сложена чистыми кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песками, имеющими широкое площадное распространение, что указывает на бассейновый их генезис; новомихайловская свита представлена переслаиванием песков, алевроитов, коричневатых-серых глин с пластами бурых углей. Прогрессивно-регрессивная структура этого РГЦ выдерживается на большей части территории.

Туртасско-абросимовский РГЦ (олигоцен — миоцен) соответствует туртасской, абросимовской, журавской, курзумской, шидертинской свитам, охватывающим пограничные слои палеогена и неогена. Нижняя, трансгрессивная, часть РГЦ сложена глинами и глинистыми алевролитами, кварцево-глауконитовыми тонкозернистыми песками с остатками диатомей, спикул губок. Верхняя, регрессивная, часть представлена переслаиванием песков, суглинков, алевроитов с линзами лигнитов.

Вышележащие отложения неогена накапливались лишь в отдельных районах Западной Сибири, что обусловлено региональным проявлением восходящих тектонических движений. А это, в свою очередь, осложняет выделение региональных седиментационных циклов.

В заключение отметим, что трансгрессивно-регрессивный механизм седиментационной цикличности, управляемый эвстатическими колебаниями уровня моря и региональным тектоническим прогибанием, являлся доминирующим на протяжении мезозойско-кайнозойского развития Западной Сибири. Характерные климатические особенности различных эпох, активность тектонических процессов в источниках сноса, различия в масштабах трансгрессий — все это приводило к формированию индивидуального литолого-фациального состава пород конкретных седиментационных циклов. Однако общие закономерности изменения состава пород и строения циклитов подчиняются единой схеме трансгрессивно-регрессивного режима седиментации, что позволяет разработать общий алгоритм решения прикладных задач прогнозирования геологического разреза для целей нефтегазовой геологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аргентовский Л. Ю., Бочкарев В. С., Бладучан Ю. В. и др. Стратиграфия мезозойских отложений платформенного чехла Западно-Сибирской плиты // Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. — М.: Недра, 1968. — С. 27—95.
- Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины / Под ред. И. И. Нестерова. — Тюмень, 1976.
- Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири / Ровнина Л. В., Климушина Л. П., Садовникова Т. К. и др. — М.: Наука, 1985. — 104 с.
- Бладучан Ю. В., Нестеров И. И., Ясевич Г. С. Влияние колебаний уровня Мирового океана на особенности мезозойского осадконакопления Западно-Сибирской равнины // Закономерности распространения продуктивных горизонтов в мезозое центральной части Западно-Сибирской равнины. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1976. — С. 5—12.
- Гурари Ф. Г., Еханин А. Е. Закономерности размещения углеводородных залежей в нижнесреднеюрских отложениях Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. — 1987. — № 10. — С. 19—26.
- Даненберг Е. Е., Маркова Л. Г., Белозеров В. В. и др. Расчленение и типы разрезов юрских отложений западной части Тюменской области // Вопросы биостратиграфии и детальной корреляции мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1977. — С. 77—83.
- Ильина В. И. Палинология юры Сибири. — М.: Наука, 1985. — 237 с.
- Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность. — М.: Недра, 1980. — 242 с.
- Карогодин Ю. Н. Региональная стратиграфия (системный аспект). — М.: Недра, 1985. — 180 с.
- Карогодин Ю. Н., Нежданов А. А. Неокомский продуктивный комплекс Западной Сибири и актуальные задачи его изучения // Геология нефти и газа. — 1988. — № 10. — С. 9—14.
- Климушина Л. П., Ясевич Г. С., Ровнина Л. В., Иштирякова Х. А. По вопросу расчленения тюменской свиты // Решения и труды Межведомственного совещания

- по доработке и уточнению унифицированных и корреляционных стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности.— Тюмень, 1969.— С. 143.
- Кондратьев Г. К. Распространение пыльцы *Classopolis* в правннсейской части Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика.— 1970.— № 11.— С. 79—86.
- Кунии Н. Я., Кучерук Е. В. Сейсмостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа. Серия «Месторождения полезных ископаемых» // Итоги науки и техники ВИНТИ АН СССР.— М., 1984.— Вып. 13.— 198 с.
- Мухер А. Г., Ясович Г. С. Особенности геоморфологии и закономерности распространения пород-коллекторов в нижнеюрских отложениях Сибирского Приуралья // Палеогеоморфология Западной Сибири в фанерозое.— Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1984.— С. 63—67.
- Мухер А. Г., Ясович Г. С., Змановская О. И. Перспективы нефтегазоносности нижнеюрских отложений Фрловской и западной части Среднеобской нефтегазоносных областей // Геолого-геофизические основы поисков и разведки месторождений нефти и газа в Западной Сибири.— Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987.— С. 105—112.
- Наумов А. Л., Онищук Т. М., Иващенко А. Е. Условия формирования морских турон-палеоценовых отложений севера Западной Сибири // Геология и геофизика.— 1979.— № 5.— С. 87—92.
- Нежданов А. А. Маркирующие горизонты в продуктивных отложениях мезозоя Западной Сибири // Выделение и корреляция основных стратонев мезозоя Западной Сибири.— Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1984.— С. 97—106.
- Огибенин В. В. Геолого-геофизическое изучение нижнесреднеюрских отложений Тюменской области и обоснование основных направлений поисковых работ на нефть и газ: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Тюмень, 1988.— 24 с.
- Онищук Т. М., Наумов А. Л., Векслер Л. А. Корреляция продуктивных пластов нижнего мела в Среднеобской НГО // Геология нефти и газа.— 1977.— № 6.— С. 32—37.
- Палеогеография севера СССР в юрском периоде/Захаров В. А., Месежников М. С., Ронкина З. З. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 190 с.
- Ростовцев Н. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 2.— Л.: Гостоптехиздат, 1955.— С. 3—12.
- Сакс В. Н., Нальняева Т. И. Особенности расселения бореальных белемноидей // Условия существования мезозойских морских бореальных фаун.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 9—22.
- Сейсмическая стратиграфия/Под ред. Ч. Пейтона.— М.: Мир, 1982.— Ч. I.— С. 5—375; Ч. II.— С. 381—846.
- Стратиграфический кодекс СССР.— Л.: ВСЕГЕИ, 1977.— 79 с.
- Чепиков К. Р., Никишин В. И. Седиментационная ритмичность нефтегазосодержащих толщ платформ и ритмофациальный метод их изучения // Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов.— М.: Наука, 1977.— С. 61—69.
- Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность.— М.: Мир, 1982.— 328 с.
- Цой К. С., Коркунов В. Л., Балашов Ю. А. и др. Цикличность формирования баженновской свиты Западной Сибири по данным изучения δS^{34} , δO^{18} и редкоземельных элементов // Тезисы докладов II Всесоюзного симпозиума по геохимии изотопов.— М., 1986.— С. 364—365.

А. А. Преженцев

ПРОГНОЗ ЛОВУШЕК НЕФТИ НЕТРАДИЦИОННОГО ТИПА В КЛИНОФОРМНОМ КОМПЛЕКСЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СУРГУТСКОГО И САЛЫМСКОГО СВОДОВ С МАНСИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗОЙ (СЕЙСМОЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТ)

Среднеобская нефтегазоносная область (НГО) является главным поставщиком нефти Западной Сибири. Фонд крупных структурных ловушек в ее пределах практически исчерпан. На повестке дня стоит вопрос о поиске малоамплитудных поднятий — неструктурных и нетрадиционных для данного региона ловушек углеводородов. Для его решения необходимы нетрадиционные методы и подходы исследования. Попытки поиска залежей на основе выделения «аномалий типа яркого пятна» положительных

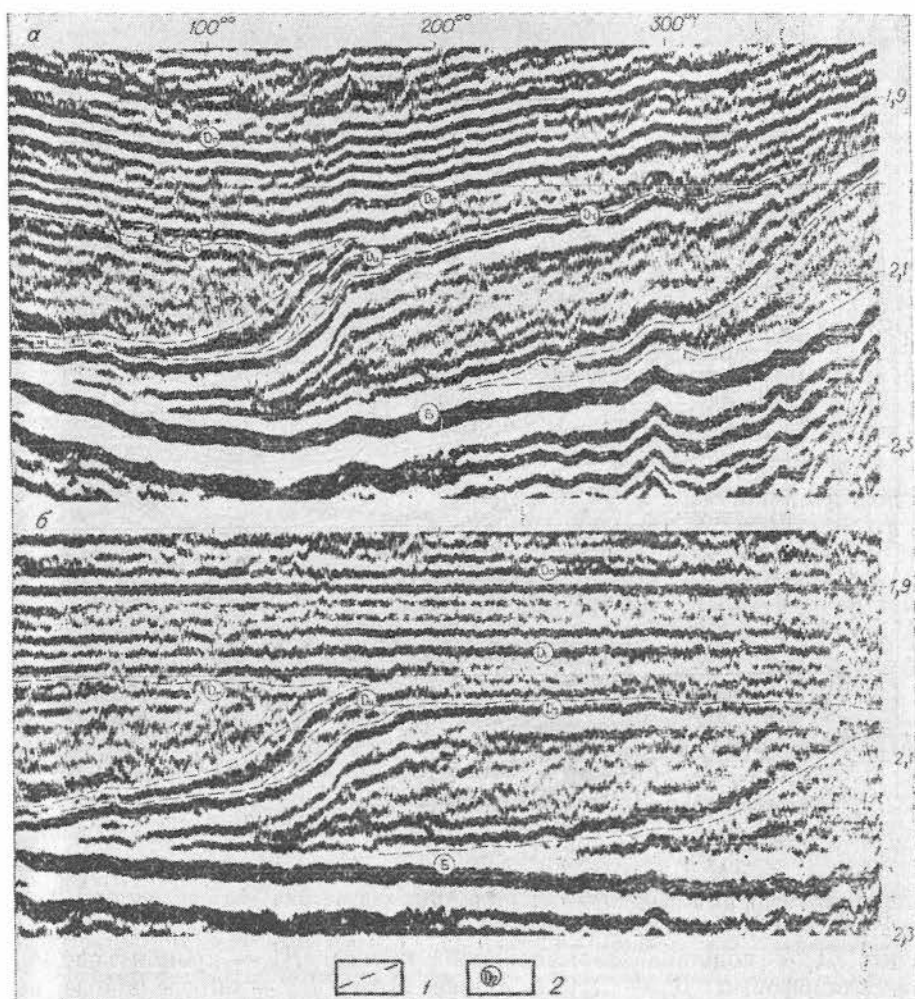
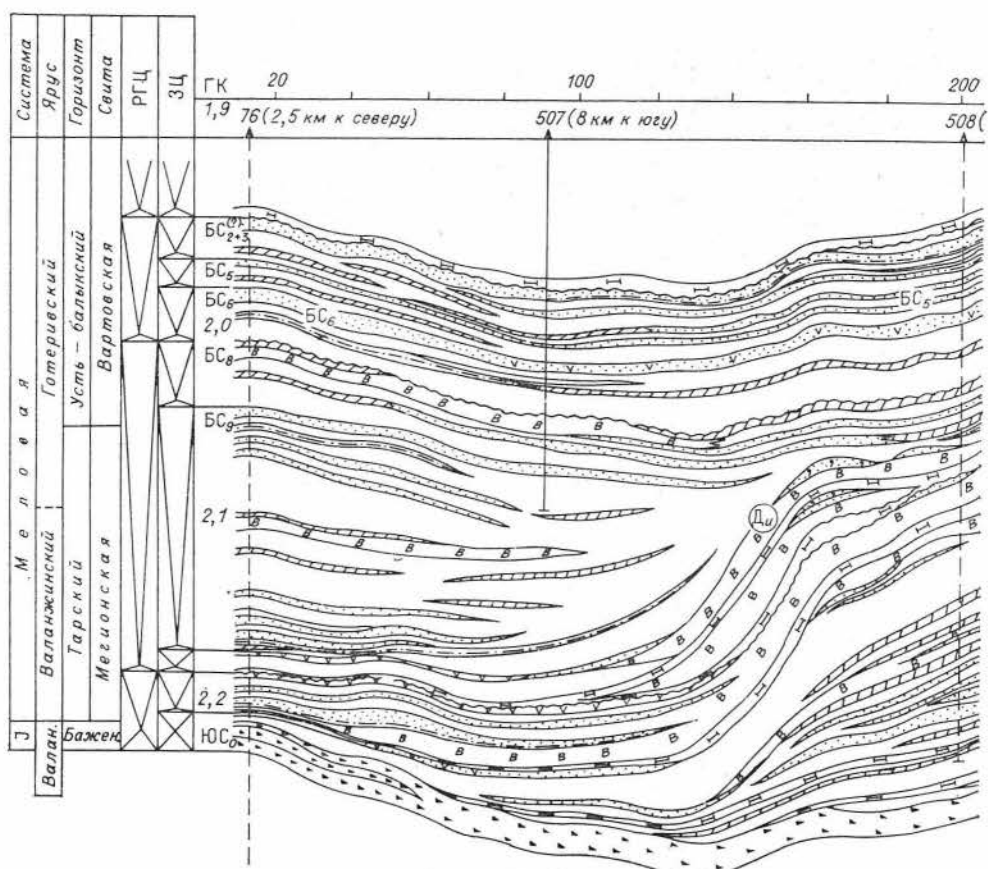


Рис. 1. Строение клиноформного комплекса по сейсморазведочным данным.
 а — на профиле 10.86,01; б — на профиле, где за поверхность выравнивания принята подошва пимской пачки. 1 — границы клиноформ; 2 — индекс отражающего горизонта.

результатов не дали. Ниже обосновывается перспективность поиска нетипичных ловушек (залежей) углеводородов (УВ) на базе сейсмолитмологического анализа. Район исследования находится в западной части рассматриваемой НГО, в зоне сочленения двух крупных сводов — Сургутского и Салымского — с Мансийской синеклизой. Он включает площади Правдинского, Усть-Балыкского, Западно-Усть-Балыкского и Тундринского месторождений нефти и примыкающие к ним участки.

Объектом исследования являются наиболее перспективные, по нашему мнению, неокомские отложения. Это та часть разреза, которая заключена между отражающими горизонтами Б (кровля волжских отложений баженовской свиты) и Д_п (подошва пимской пачки готерива) (рис. 1). Обоснование перспективности исследуемого региона было дано Ю. Н. Карогодиным еще в 1974 г.

Для отождествления отражающих горизонтов с геологическими границами были построены акустические модели по пяти скважинам (Западно-Усть-Балыкские — 1186, 1188, 1189, 1190 и Правдинская — 1180) по методике А. П. Базылева. В результате были выделены основные опорные отражающие горизонты: Д_м — соответствует кровле мегинской свиты на Правдинском месторождении; Д_ч — подошва чеускинской глинистой



пачки; D_c — подошва сармановской пачки; D_{II} — кровля сигмовидной клиноформы D_{II} — D_{IV} , а также Б и D_{II} — определенные выше (см. рис. 1). Совместный анализ данных ГИС и сейсмических материалов показал, что во временном интервале, соответствующем разрезу неокома (между отражающими горизонтами Б и M_1), выделяются два принципиально разных сейсмофациальных комплекса (СФК) примерно равной мощности: клиноформный и шельфовый.

Клиноформный СФК в восточной части исследованной территории (на Усть-Балыкском месторождении) заключен между отражениями Б и D_{IV} , а в западной (Правдинское месторождение) — между Б и D_{II} . Он отождествляется с разрезом мегинской свиты. Для него характерно наличие наклонных сейсмических горизонтов дисконформных по отношению к его верхней и нижней границам (см. рис. 1; рис. 2).

Шельфовый СФК соответствует разрезу вартовской свиты и выделяется по наличию субгоризонтальных, субпараллельных отражений и заключен между сейсмическими горизонтами D_{IV} — M_1 (на востоке) и D_{II} — M_1 (на западе).

Если для шельфового СФК не возникает принципиальных затруднений при выделении в его разрезе циклитов различного ранга и корреляции отдельных пластов по данным ГИС, то в пределах клиноформного это возможно только при наличии сейсмических материалов (профилей) на исследованной площади.

Разрез мегинской (берриас-нижневаланжинские образования) и вартовской (верхний валанжин — готерив-баррем) свит расчленен на региональные (РГЦ) и зональные (ЗЦ) циклиты по известной методике [Гайдебурова, Каргодин, 1980; Преженцев, 1987].

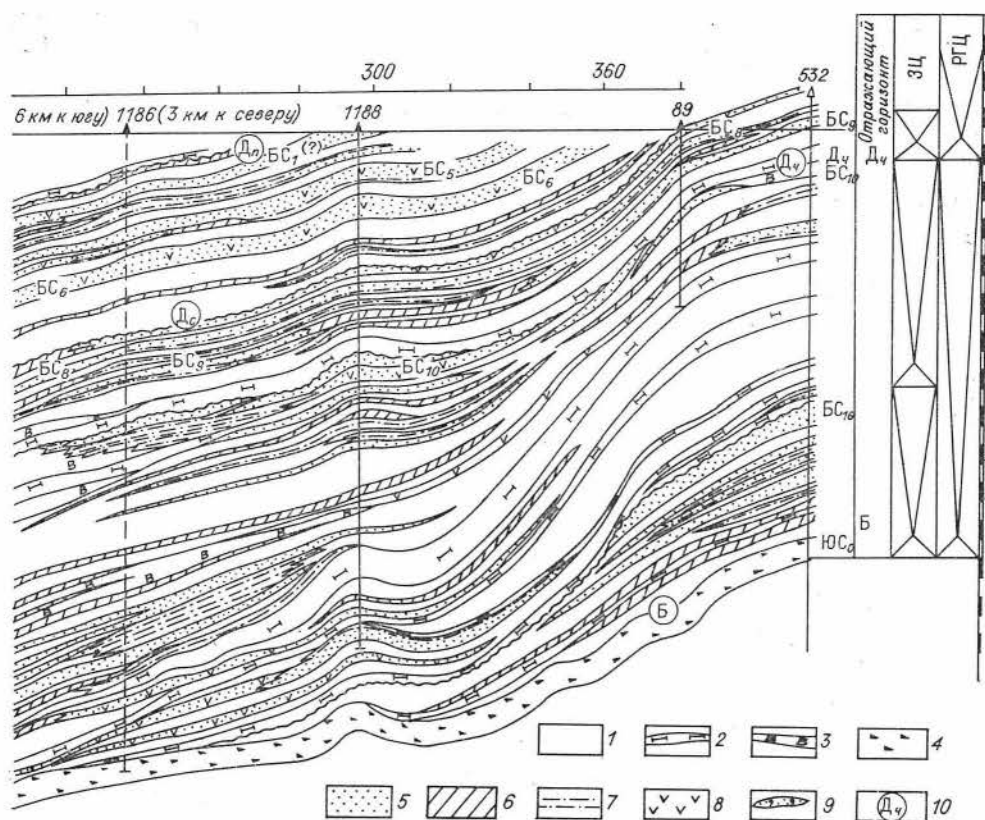


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез клиноформного комплекса по профилю 10.86.01. 1 — аргиллиты; 2 — низкоомные аргиллиты; 3 — песчанистые высокоомные аргиллиты; 4 — битуминозные аргиллиты баженовской свиты; 5 — песчаники; 6 — алевролиты; 7 — переслаивание аргиллитов, песчаников и алевролитов; 8 — плотные (карбонатизированные) породы; 9 — местоположение предполагаемых залежей нефти; 10 — сейсмические отражающие горизонты.

Внешние границы циклитов (Ц) характеризуются относительно резким изменением литолого-гранулометрического состава. Нижняя часть циклита представлена преимущественно глинистыми образованиями, а верхняя — песчаниками, что является основой для их выделения по геофизическим данным. Например, песчаники относительно глин характеризуются большими значениями интервальной скорости ($V_{\text{инт}}$), но меньшими плотностями (ρ) и, как правило, обладают большей акустической жесткостью. Поэтому кровля циклита (регионального, реже зонального) отождествляется с положительными фазами отражающих горизонтов. Но учитывая, что акустическая жесткость есть произведение интервальной скорости на плотность ($V_{\text{инт}} \cdot \rho$), которые для глин и песчаников в разрезе неокома изменяются разнонаправленно, коэффициенты отражения часто оказываются незначительными и границы циклитов отождествляются с отражениями слабой интенсивности.

Границами РГЦ являются подошвы хорошо выраженных по простиранию глинистых пачек, служащих региональными флюидоупорами для нижележащих песчаных пластов: пимская — для пластов BC_1 , BC_{2+3} и BC_5 ; сармановская — для BC_8 и BC_9 ; чеускинская — для BC_{10} и BC_{11} (см. рис. 2).

В пределах выделенного клиноформного комплекса отчетливо выделяются интенсивные отражающие горизонты, соответствующие границам отдельных клиноформ. Комплексирование сейсмических материалов, данных бурения и геофизических исследований скважин позволило построить

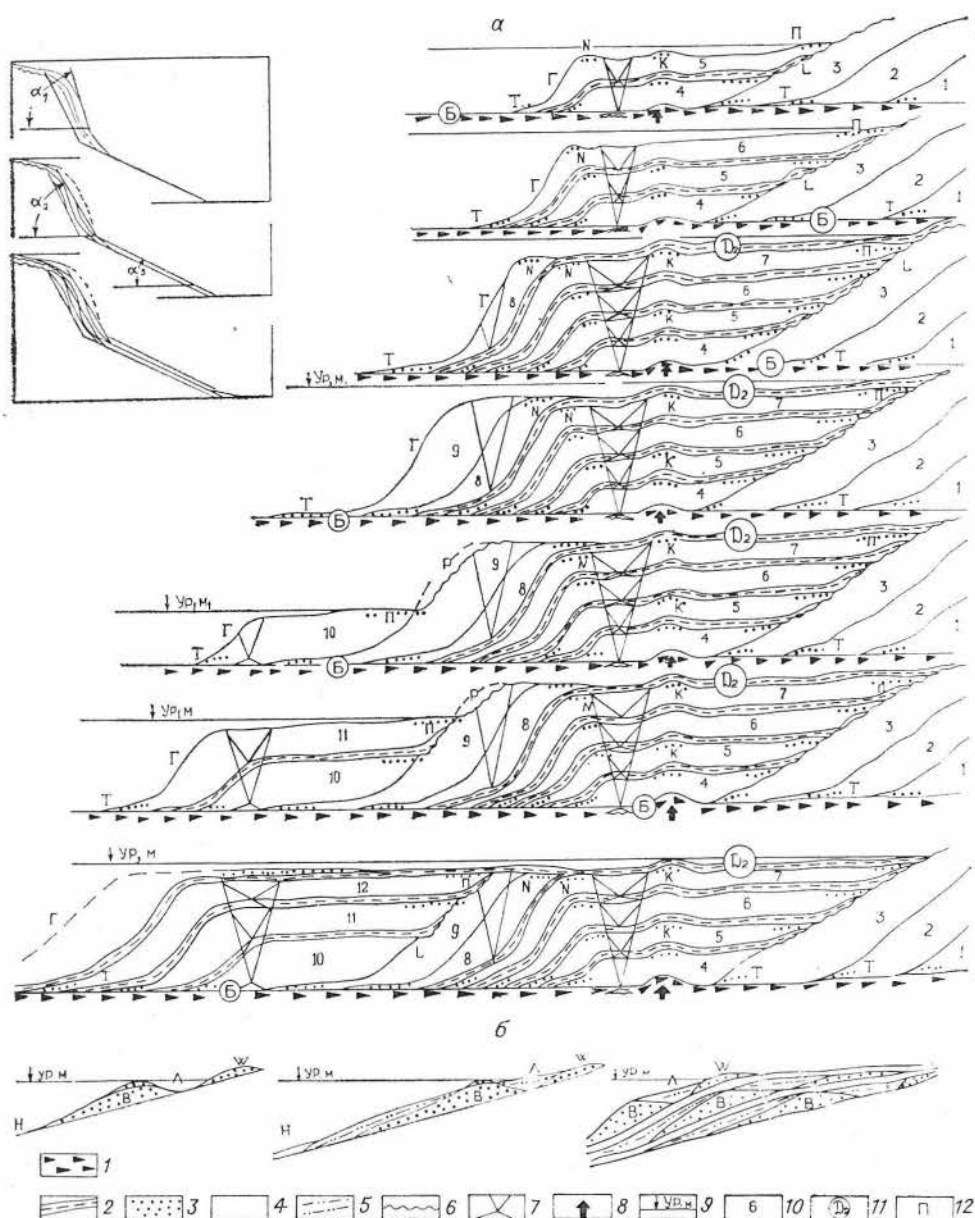


Рис. 3. Механизм формирования клиноформного комплекса.

1 — битуминозные аргиллиты баженовской свиты; 2 — «тонкоотмученные» (низкоомные) аргиллиты; 3 — глины, илы; 4 — аргиллиты; 5 — мелкозернистые пески, алевролиты; 6 — эрозийная граница; 7 — циклиты; 8 — конседиментационный рост поднятия; 9 — предполагаемый уровень моря; 10 — этапы формирования клиноформного комплекса; 11 — спорный сейсмический отражающий горизонт; 12 — обстановки осадконакопления (П — прибрежно-морские, Т — турбидиты, N — песчаные линзы на «бровках» шельфа, Г — свал глубин (континентальный склон), К — песчаные разности в пределах конседиментационного поднятия, Р — размыты ранее отложившихся осадков). Фации прибрежно-морских отложений: W — пляж, В — песчаные бары, Л — лагуна, Н — зона шельфа с низкой гидродинамической активностью придонных вод. α_1 — предельный угол откоса (8°), при котором происходит срыв «избыточного количества» осадков; α_2 — естественный угол откоса ($3-4^\circ$); α_3 — уклон дна (около 1°), при котором начинает «разгружаться» турбидитный поток.

серию геологических разрезов, выявить основные особенности строения клиноформного комплекса и построить обобщенную модель его формирования (рис. 3). Сопоставление имеющихся материалов показало, что в геологическом строении клиноформ имеются как общие, так и индивидуальные особенности.

Клиноформа — это крупное реальное целостное, синхронное линзообразное седиментационное тело, являющееся относительно замкнутой неф-

тегазопроизводящей системой. Они вытянуты по простиранию в субмеридиональном направлении. Их протяженность колеблется от нескольких десятков до сотен километров, ширина — от 10 до 35 км, но нередко достигает 65 км. Каждая клиноформа представляет собой зональный циклит [Карогодин, Нежданов, 1983]. В плане они условно подразделяются на три участка: восточный, представляющий собой верхнюю (ундаформную) постепенно выклинивающуюся часть (в отдельных случаях переходящую в шельфовый комплекс); средний, где сосредоточен основной объем клиноформ (их мощность достигает 400 м); западный, являющийся зоной выклинивания фронтальных частей клиноформ, постепенно переходящих в депрессионные (фондоформные) образования. На участках, где мощность этих линзообразных тел уменьшается наиболее резко (в пределах континентальных склонов), фиксируются относительно крутые (до 4°) наклоны их внешних границ. В основании каждой клиноформы залегают пласт тонкоотмученных (иногда «шоколадных») глин, характеризующихся низкими электрическими сопротивлениями (низкоомные глины). Эти глины имеют мощность от 2 до 20 м, в западном направлении они сближаются с баженновской свитой, «прислоняются» к ней и обычно выделяются в подачимовскую пачку. Малая размерность глинистых частиц, отсутствие посторонних примесей свидетельствуют об относительно спокойной гидродинамической и, очевидно, тектонической обстановках в период их накопления, что наиболее вероятно во время трансгрессий, происходивших на фоне общего регионального повышения уровня моря.

Средняя часть разреза клиноформ, как правило, представлена преимущественно глинистыми образованиями с прослоями песчаных аргиллитов и алевролитов, а верхняя и нижняя — существенно песчаные, но принципиально разного генезиса. В фондоформной части клиноформ песчаные разности отлагаются, очевидно, при разгрузке турбидитных потоков или различных других мутьевых потоков в относительно глубоководных условиях [Сейсмолитмологический анализ..., 1987] и характеризуются повышенным содержанием карбонатов. Песчаники, как правило, слагают здесь относительно небольшие по размерам и мощности тела в виде конусов выноса, отдельных линз и прослоев, поэтому здесь редки коллекторы высокого класса и маловероятны крупные залежи углеводородов (УВ).

Верхняя, субгоризонтальная, часть клиноформ формируется в области шельфа, где в соответствии с придонным гидродинамическим режимом выделяются три субмеридиональные зоны (см. рис. 3), параллельные древней береговой линии. Прибрежная — активного волнового взмучивания и перемещения (сортировки) рыхлых наносов*. Относительно затишная — среднего шельфа, где отлагаются преимущественно илистые неотсортированные отложения с большим количеством органических и минеральных взвесей. Но здесь возможны приподнятые участки дна, где, вероятно, формируются песчаные отмели, банки или островные бары. Необходимо отметить, что шельф является общей областью осадконакопления для нескольких ундаформных зон отдельных клиноформ.

На внешнем крае шельфа располагается третья зона, характеризующаяся высокой гидродинамической активностью придонных вод [Мурдмаа, 1987; Петров, 1989]. Высокая подвижность вод в этой зоне является следствием близости континентального склона, апвеллинга и различных течений. Это приводит к аккумуляции песков в виде отдельных пространственно разобщенных линз, формирующих малоамплитудные антиклинальные перегибы на внешней бровке шельфа. В пределах Западно-Сибирской плиты выявлены такие песчаные тела, образующие в палеорельефе морского дна «бескорневые» антиклинальные поднятия, как правило, не вы-

* Особенности формирования песчаных тел в этой зоне рассмотрены в статье А. А. Преженцева, В. Л. Сергеева, Л. А. Коноваловой в настоящем сборнике.

раженные в структурном плане нижерасположенных горизонтов [Гиршгорн, 1985].

Из вышеизложенного следует, что поиск возможных ловушек УВ необходимо сосредоточить в прибрежной зоне, на кромке палеошельфа, в пределах конседиментационных поднятий и в присклоновой (фондоформной) зоне (см. рис. 3).

В пределах исследованного региона закартирована относительно небольшая сигмовидная клиноформа $D_n - D_{\text{ч}}$ (рис. 4). В ее верхней части на внешней кромке палеошельфа выявлено малоамплитудное (около 10 м) поднятие (см. рис. 1, рис. 4), наличие которого, по мнению авторов, обусловлено песчаной линзой. Аналогичные «песчаные нашлапки», приуроченные к кромке шельфа, встречаются и в современных морях [Петров, 1989].

В средней части шельфа песчаные тела, вероятно, аккумулируются главным образом в пределах конседиментационных поднятий, рост которых обусловлен унаследованным непрерывно-дискретным воздыманием горстовидных блоков консолидированных доюрских отложений.

Субгоризонтальные отложения, отмечаемые внутри клиноформы Б — $D_{\text{ч}}$ (см. рис. 1), соответствуют, на наш взгляд, относительно кратковременным, но резко выраженным (быстрым) этапам снижений уровня моря. В дальнейшем происходило дискретно-непрерывное восстановление прежнего (высокого) уровня моря (см. рис. 3). Причиной таких колебаний могут быть как глобальные (тектоностатические, геодезические и другие, рассмотренные Дж. П. Кеннетом [1987]), так и региональные (например, отклонение морского бассейна от океанов) процессы.

Данные, приведенные в работах Ю. В. Брадучана и др. [Баженовский горизонт..., 1986] и З. Кукала [1987], позволяют считать, что в берриас-валаянжское время в определенные этапы геологического развития глубина морского бассейна составляла всего 60—100 м. В то же время мощность клиноформ, условия их образования свидетельствуют о длительных этапах геологического времени, когда глубина моря была не менее 400—500 м. Несмотря на понижение уровня моря, эрозия ранее отложившихся осадков практически отсутствовала, так как продолжалось интенсивное поступление терригенного вещества [Лисицын, 1988; Лидер, 1986; Кеннет, 1987]. При последующем, более постепенном повышении уровня осуществлялся вертикальный и частично латеральный рост клиноформы Б — $D_{\text{ч}}$.

В то же время имеется ряд клиноформ, в которых отсутствуют субгоризонтальные отложения, а имеются только наклонные. Судя по региональному профилю, приведенному в работе О. М. Мкртчана и др. [Сейсмолитмологический анализ..., 1987], такой тип в разрезе мегийонской свиты преобладает. Латеральное наращивание таких клиноформ, очевидно, осуществлялось в режиме развития автоколебательной системы, когда сколько-нибудь значительных изменений уровня моря не происходило. Модель такого процесса предложена и исследована А. В. Лукьяновым при изучении физических моделей (1986 г.). Суть подобной модели сводится к следующему. В условиях лавинной седиментации значительная часть терригенных осадков проскакивает шельф (имеющий наклон около $0^{\circ}10'$) и поступает на его внешнюю кромку (см. рис. 3). Здесь отмечаются перегиб и переход на большие углы (до $4-5^{\circ}$) континентального склона. В верхней части этого склона и в небольшом количестве в его низах временно отлагаются все поступающие осадки. При достижении их критической массы (при угле наклона в $7-8^{\circ}$) происходит частичный срыв избыточного количества и вновь восстанавливается естественный угол откоса ($3-4^{\circ}$). «Соскользявшие» осадки сильно увлажнены, а при своем движении вниз в еще большей степени перенасыщаются водой и формируется турбидитный мутьевой поток. У основания континентального склона (при угле наклона — 1°) начинается разгрузка турбидитного потока и отлагается песчаный материал, ниже размеры выпадающих в осадок ча-

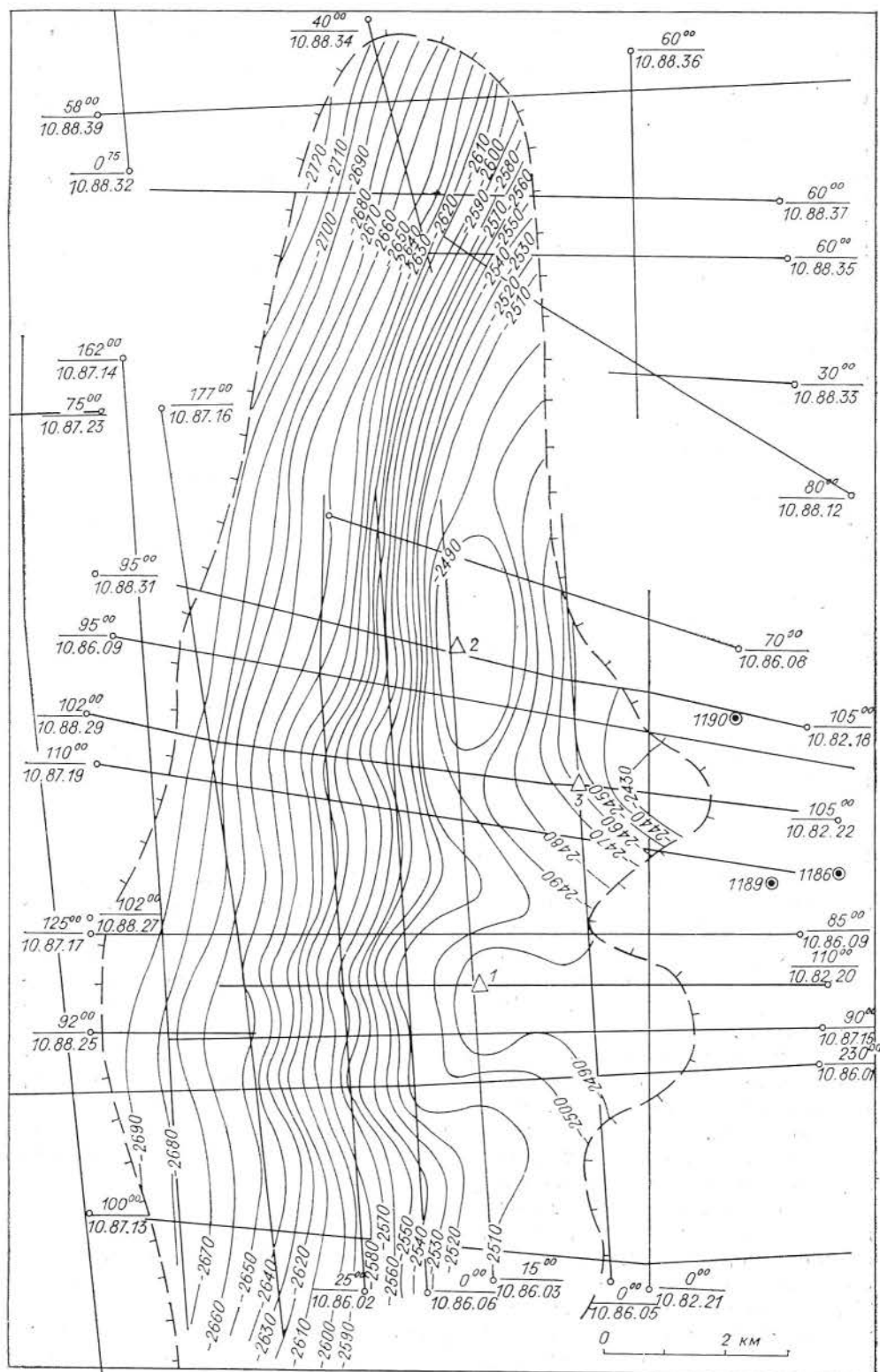


Рис. 4. Структурная карта по горизонту D_{II} (кровля клиноформы $D_{II} - D_{IV}$).

1 — сейсморазведочные профили (в числителе — пикет; в знаменателе: первые две цифры — номер полевой партии, две следующие — год, две последние — номер профиля); 2 — изогипсы по отражающему сейсмическому горизонту D_{II} ; 3 — разведочные скважины; 4 — рекомендуемые скважины; 5 — границы распространения образований клиноформы $D_{II} - D_{IV}$.

стиц постепенно (по мере удаления от континентального склона) уменьшаются.

В соответствии с такой моделью роста клиноформ зона шельфового осадконакопления постоянно сдвигается с востока на запад. В этом же направлении отмечается увеличение мощности клиноформного комплекса от 130 мс (200 м) на Нижневартовском своде до 220 мс (360 м) на Сургутском и Салымском [Сейсмолитмологический анализ..., 1987], что, на наш взгляд, объясняется изостатическим прогибанием литосферы и соответственно дна бассейна седиментации. Дж. П. Кеннет [1987] показал, что вокруг Гавайских островов существуют кольцевые впадины, созданные изостатическим прогибанием литосферы под нагрузкой островов.

В пределах Западно-Сибирской плиты происходил аналогичный процесс в неокомское время. Участки, «заполненные» клиноформами, подвергаются изостатическому прогибанию, при этом прилегающий западный блок (свободный от клиноформ) также вовлекается в процесс нисходящих движений. В дальнейшем эта прогнутая зона оказывается на большей глубине, чем предыдущая (более восточная), и соответственно перекрывается клиноформами большей мощности. В свою очередь, это приводит к более значительному опусканию этого блока и прилегающего (западного) следующего, пока свободного от клиноформ. Таким образом, процесс увеличения мощности клиноформного комплекса с востока на запад непрерывно-дискретно нарастает.

Необходимо отметить, что при изостатическом погружении покрытого клиноформами блока литосферы происходит небольшое дополнительное прогибание и соседнего, ранее заполненного аналогичными линзообразными телами участка. При этом на «вовлеченном восточном участке» будет увеличиваться мощность чисто шельфовых образований, представленных преимущественно песчанистыми образованиями, переслаивающимися с илистыми и глинистыми *.

Из рассмотренной модели формирования неокомских клиноформ совершенно очевидно, что образование наиболее грубозернистых, емких коллекторов возможно только в условиях мелководного шельфа и, следовательно, на временном разрезе; отождествляемые с этой зоной отражающие горизонты должны характеризоваться субгоризонтальностью (будут почти параллельны кровле баженовской свиты). У подножия клиноформ формируются песчаные тела (ловушки УВ) меньших размеров при разгрузке турбидитных потоков. Мы полагаем, что все аномалии, выделяемые в виде «ярких пятен» в пределах наклонных отражений (на палеоконтинентальных склонах), обусловлены повышенным содержанием карбонатного вещества в глинах (по ГИС они выделяются в качестве «высокоомных» глин).

Таким образом, наиболее перспективные участки развития коллекторов высокого класса связаны с шельфом и находятся в прибрежной зоне, на внешней кромке палеорельефа, а также в пределах конседиментационных поднятий. Относительно небольшие залежи углеводородов возможны в песчаных пластах, приуроченных к основанию палеосклона, где происходила дифференцированная разгрузка турбидитных потоков.

Непрерывно-дискретное погружение литосферы Западно-Сибирской плиты и соответственно поверхности седиментации под действием нагрузки клиноформного комплекса, по мере его латерального наращивания, приводит к увеличению мощности мегионской свиты с востока на запад. Такое изостатическое погружение обуславливает также наращивание мощности песчаных пластов в шельфовой зоне (в ундаформных частях клиноформ). Субмеридиональная «вытянутость» наиболее грубозернистых песчаников и разделяющих их более «тонких» разностей объясняется специфичными условиями осадконакопления в неокомское время. Пред-

* Более подробное описание этого типа осадконакопления приведено в статье А. А. Преженцева, В. Л. Сергеева, Л. А. Коноваловой в настоящем сборнике.

ложенная модель формирования клиноформного комплекса позволяет картировать области распространения наиболее емких коллекторов при обычной плотности (1—2 пог. км/км²) сейсмических профилей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность)/Брадучан Ю. В., Гурари Ф. Г., Захаров В. А. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— 217 с.
- Базылев А. П., Гайдебурова Е. А. Соотношение скоростных и плотностных характеристик отложений осадочного чехла Западной Сибири в связи с выделением сейсмоциклитов // Прикладные вопросы сейсмолитологии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987.— С. 100—108.
- Гайдебурова Е. А. О возможности использования системно-структурных исследований породно-слоевых ассоциаций для решения вопросов их генезиса // Прикладные вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987.— С. 90—96.
- Гайдебурова Е. А., Карогодин Ю. Н. Меодика выделения циклитов с использованием промыслово-геофизических данных // Проблемные вопросы литостратиграфии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— С. 31—49.
- Геологический словарь/Под ред. К. Н. Паффенгольца.— М.: Недра, 1973.— Т. 2.— 456 с.
- Гиршгорн Л. Ш. Экзогенные структуры в нижнемеловых отложениях севера Западной Сибири // Сейсморазведка для литологии и стратиграфии.— Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985.— С. 7—24.
- Зоненшайн Л. П., Ханн В. Е. Изменение тектонической активности Земли за последние 150 миллионов лет // Докл. АН СССР.— 1989.— Т. 305, № 2.— С. 402—408.
- Карогодин Ю. Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность.— М.: Недра, 1974.— 176 с.
- Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность.— М.: Недра, 1980.— 242 с.
- Карогодин Ю. Н., Нежданов А. А. Неокомский продуктивный комплекс Западной Сибири и актуальные задачи его изучения // Геология нефти и газа.— 1988.— № 10.— С. 9—14.
- Кеннет Дж. П. Морская геология.— М.: Мир, 1987.— Т. 1.— 311 с.
- Кукал З. Скорость геологических процессов/Пер. с чешск.— М.: Мир, 1987.— 246 с.
- Лидер М. Р. Седиментология.— М.: Мир, 1986.— 439 с.
- Лисицын А. П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах.— М.: Наука, 1988.— 309 с.
- Лукиянов А. В. Собственные колебания в моделях геологических автоколебательных систем // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии.— М.: Наука, 1985.— С. 94—112.
- Мурдмаа И. О. Фации океанов.— М.: Наука, 1987.— 303 с.
- Петров К. К. Подводные ландшафты (теория, методы исследования).— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1989.— 126 с.
- Прежнецев А. А. К вопросу о принципах и правилах выделения сейсмоциклитов // Прикладные вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987.— С. 33—38.
- Сейсмолитмологический анализ нефтегазоносности отложений Западной Сибири/Мкртчян О. М., Трусов Л. Л., Белкин Н. М., Дегтев В. А.— М.: Наука, 1987.— 126 с.
- Хафизов Ф. З. Роль новейших тектонических движений в изменении положения ВНК залежей нефти Среднего Приобья // Структурно-формационные и палеотектонические критерии нефтегазоносности.— Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1972.— С. 76—81.
- Цибулин И. Л. Прогнозирование зон развития коллекторов ачимовской толщи по данным сейсморазведки // Структурно-формационная сейсморазведка.— Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987.— С. 27—35.

ПОЛИСТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕСЧАНЫХ ПЛАСТОВ В ШЕЛЬФОВОЙ ЧАСТИ КЛИНОФОРМ СУРГУТСКОГО СВОДА

В настоящее время установлено, что в разрезе неокома Западно-Сибирской плиты наиболее грубозернистые песчаники, как правило, сосредоточены в субмеридионально вытянутых зонах, разделенных более мелкозернистыми разностями, а нередко даже глинистыми образованиями. В связи с этим выдвигаются гипотезы об аккумуляции наиболее грубозернистых разностей в каньонах и даже об их русловом генезисе [Архипов, 1980; Ермаков, Шаля, 1982].

Ранее, на основании непрерывности сейсмических отражающих горизонтов, в основу интерпретации геофизических материалов закладывалась модель непрерывного латерального распространения песчаных пластов. Глинизацию песчаников по латерали объясняли фациальными замещениями, что, на наш взгляд, является в данной ситуации несколько абстрактным понятием.

Выдвигаемые гипотезы строения песчаных пластов вполне имели право на существование, так как для корреляции песчаных пластов между скважинами использовались стандартные сейсмические временные разрезы МОГТ в частотном диапазоне до 60 Гц, не обладавшие необходимой вертикальной разрешающей способностью. В лучшем случае они давали возможность выделять и изучать пласты общей мощностью до 25—30 м, что создавало иллюзию непрерывного прослеживания песчаных пластов по латерали на десятки километров.

К настоящему времени на базе развиваемых в производственном объединении «Сибнефтегеофизика» новых методов обработки сейсморазведочных данных, основанных на суммировании сейсмических колебаний по общей глубинной поверхности [Сергеев, 1988], частотный диапазон временных разрезов расширен до 125—200 Гц. Новый уровень вертикальной разрешающей способности сейсморазведочных данных позволил выделять пласты мощностью до 5 м и, в частности, получить принципиально новую информацию о внутренней структуре песчаного горизонта BC_{10} в пределах Усть-Балыкского и Западно-Усть-Балыкского месторождений (рис. 1).

Высокая детальность волновой картины в совокупности с исследованиями современной морской геологии позволили уточнить модель накопления песчаников (традиционно выделяемых в качестве единого песчаного пласта BC_{10}), приуроченных к ундаформной (шельфовой) части неомокских клиноформ.

Предлагаемая модель формирования песчаных тел основана на представлении о цикличном (постатном) характере аккумуляции терригенных осадков. Наши представления базируются на законе Головкинского — Вальтера, который гласит, что пласты образуются не последовательно, а в результате постепенного наложения смежных фациальных зон. Отсюда вытекает содержание закона миграции фаций: вертикальная последовательность пород в разрезе должна повторять латеральное расположение фациальных зон вкрест простирания береговой линии бассейна седиментации.

Совместная интерпретация данных ГИС (геофизических исследований скважин) и особенностей волнового поля на временных разрезах с учетом результатов испытаний показывает, что песчаный горизонт BC_{10} имеет кулисообразное (непрерывно-дискретное) строение. Кулисообразность этого песчаного пласта однозначно определяется по характерной

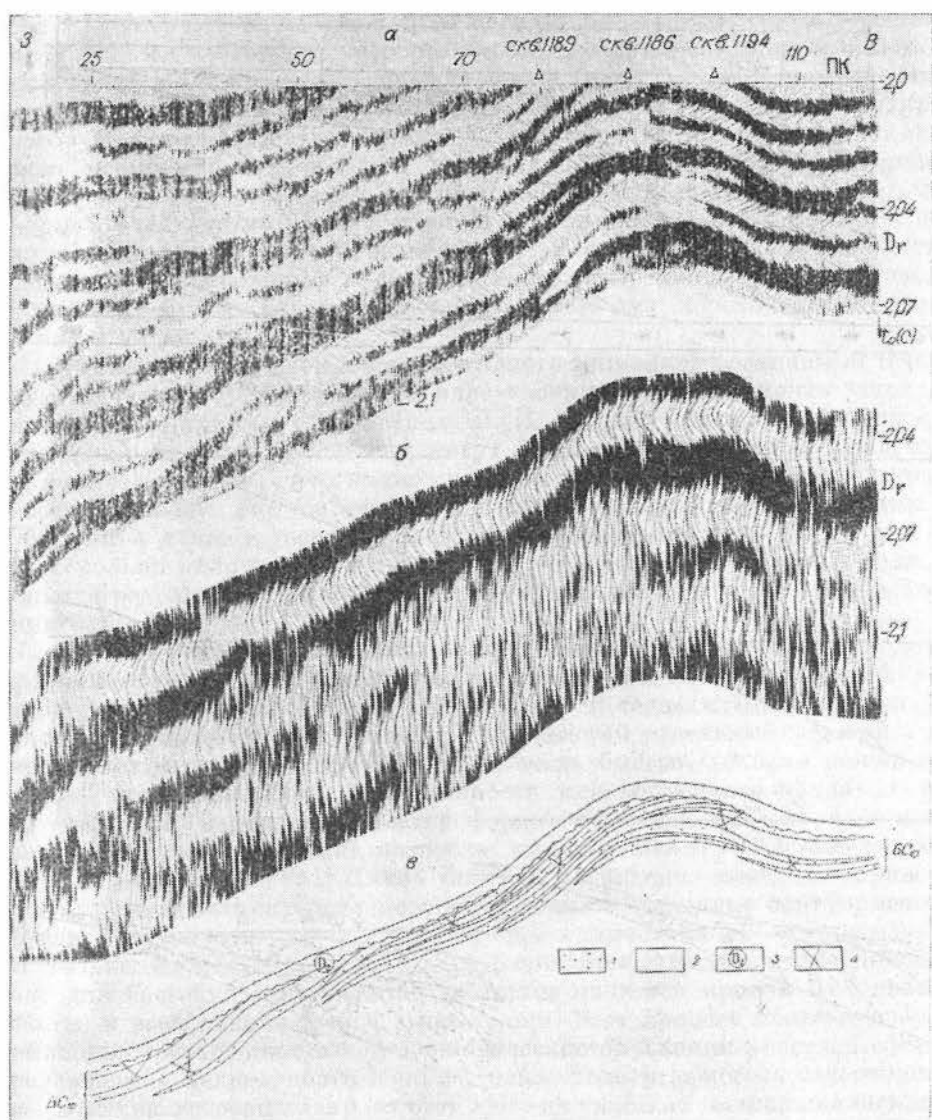


Рис. 1. Временные разрезы ОГП (а), ОГТ (б) и геологический разрез пласта БС₁₀ (в) по профилю, пересекающему Западно-Усть-Балыкское локальное поднятие с запада на восток.

1 — песчаные, 2 — глинистые образования; 3 — отражающий горизонт; 4 — циклиты.

картине сейсмической записи во временном интервале, отождествляемом с песчаниками БС₁₀. Соответствующее отражение Д_ч представлено не единым, цельным отражающим горизонтом, а отдельными протяженными отражающими площадками (которые с некоторой долей условности можно считать отдельными отражающими горизонтами), частично перекрывающимися в плане и слабо наклоненными (угол наклона меньше 1°) с востока на запад относительно расположенной выше отрицательной фазы, отождествляемой с подошвой чеускинской пачки глин (см. рис. 1, а). Привлечение данных ГИС при интерпретации сейсморазведочных материалов дает основание для утверждения о том, что каждая такая протяженная площадка соответствует кровле элементарного циклита (ЭЦ). Все элементы (породы различного литолого-гранулометрического состава) каждого ЭЦ формируются за определенный, полный цикл осадконакопления, описание которого приведено ниже.

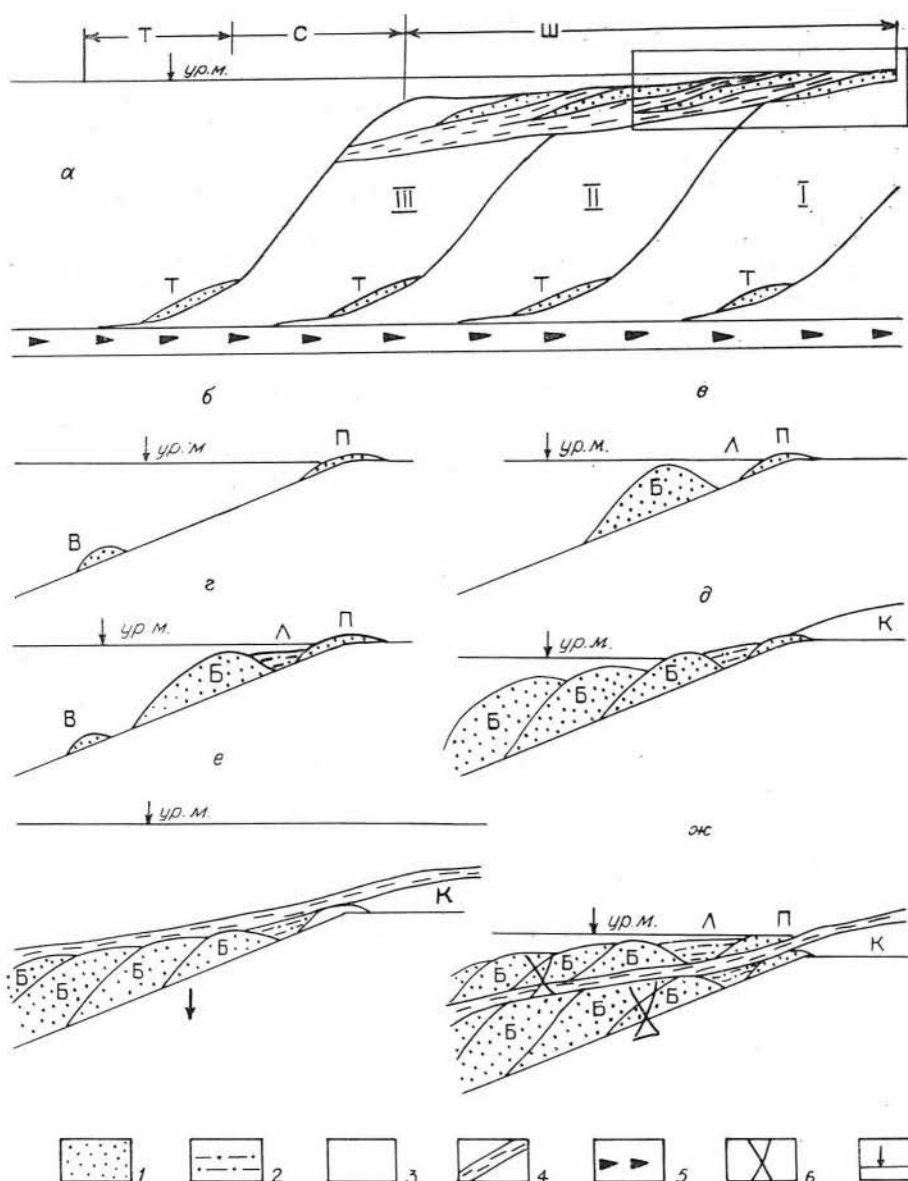


Рис. 2. Этапы формирования песчаного пласта в прибрежно-морской фациальной зоне. а — общее строение клиноформного комплекса; б — этап формирования песчаного вала; в — формирование песчаного бара, продвижение его к берегу и отчленение лагуны; г — начало формирования следующего песчаного бара; д — рост песчаного пласта вкrest береговой линии; е — изостатическое прогибание литосферы под действием нагрузки клиноформ и формирование глинистого пласта, перекрывающего пески; ж — формирование следующего песчаного слоя. 1 — пески; 2 — илы, алевроиты; 3 — глины; 4 — тонкоотмученные глины, отлагавшиеся в периоды изостатического прогибания литосферы; 5 — битуминозные аргиллиты баженовской свиты (дно бассейна седиментации); 6 — элементарный цикл; 7 — уровень моря. I—III — отдельные клиноформы; Ш — шельф; С — континентальный склон (фронт клиноформного комплекса); Т — зона «разгрузки» турбидитов; В — песчаные валы; Б — песчаные бары; Л — лагуны; П — пляж.

В обобщающих работах по морской геологии В. П. Зенковича, И. О. Мурдмаа, А. П. Лисицына и др. показано, что осадконакопление терригенного вещества определяется главным образом гидродинамическим режимом придонных вод. Гидродинамическая активность в прибрежной полосе, в свою очередь, зависит от воздействия ветровых волн. При достаточном поступлении грубозернистого материала, независимо от источника (за счет привноса реками, плоскостного смыва или поступления с больших глубин), в пределах отмелого шельфа формируется песчаный

вал [Зенкович, 1962]. Этот вал по мере накопления песчаного материала продвигается к берегу и преобразуется в песчаный бар, линейно вытянутый вдоль побережья, или цепочку баров (рис. 2). Бар является зоной, где высота ветровых волн может возрастать в 2 раза и более (до трехкратного увеличения), соответственно здесь увеличивается и гидродинамическая активность водной массы и отлагаются наиболее грубозернистые песчаные разности. За этим песчаным телом, вытянутым вдоль побережья, формируется лагуна (между баром и берегом), которая заполняется преимущественно илистыми образованиями. В сторону моря грубозернистые пески бара постепенно, в соответствии с гидродинамическим режимом придонных вод, по мере углубления морского дна, переходят в алевриты, а затем в пелиты.

По мере дальнейшей подачи песчаного материала различными течениями песчаный бар растет и при определенных условиях может заползать на лагунные илистые образования. В. П. Зенкович показал, что при продвижении баров к берегу они могут полностью «переползти» лагуну и примкнуть к пляжу, что является одной из причин увеличения ширины песчаных полей. Так как ширина каждого отдельного бара не превышает 900 м (при длине в десятки километров), а песчаные поля имеют ширину в несколько километров, очевидно, что столь широкие песчаные тела являются результатом последовательного примыкания друг к другу нескольких баров (см. рис. 2).

Рассматриваемые образования пространственно приурочены к ундаформным частям клиноформ, слагающим единый клиноформный комплекс, формировавшийся в стадии лавинной седиментации (см. рис. 2). Причем с геологической точки зрения каждый отдельный участок этого комплекса заполнялся клиноформами очень быстро, условно можно считать — мгновенно. При этом мощность платформенного чехла за счет латерального наращивания клиноформного комплекса (берриас-нижеваланжинских отложений) возросла на 400—500 м [Сейсмолитмологический анализ..., 1986]. Такое быстрое заполнение осадками приводит к тому, что за счет определенного инерционного состояния платформенного чехла практически не происходит конседиментационного проседания. И только спустя некоторое время начинается изостатическое прогибание дна бассейна седиментации (которым является кровля баженовской свиты) и всей накопившейся выше толщи. Этот процесс протекает непрерывно-дискретно, происходят периодические опускания участков сформировавшегося мелководного шельфа, ранее подвергавшегося интенсивному воздействию ветровых волн (за счет этого на участках накапливались грубозернистые пески). В результате такого проседания эти участки оказываются в зоне слабого гидродинамического воздействия волн и ранее отложившиеся пески перекрываются глинистыми образованиями. Затем повторяется процесс формирования песчаных валов, баров и лагун.

Весь этот цикл прогибания и накопления осадочного материала приводит к формированию элементарного циклита. В его основании залегают песчаные образования, аккумулярованные в виде песчаных валов, банок и других морфологических форм, сформировавшихся под действием внутренних волн и различных течений [Лисицын, 1988; Сорокин, 1987]. При изостатическом опускании практически весь поступающий грубозернистый материал, вероятно, остается в зоне прибоя и ранее отложенный песчаный материал перекрывается глинистыми образованиями (средняя часть циклита). Учитывая, что весь этот процесс происходит на фоне региональной неокомской регрессии [Карогодин, Нежданов, 1988], можно предположить, что в дальнейшем происходит понижение уровня моря (уменьшение глубины) и накапливаются песчаные бары (конечная стадия формирования элементарного циклита). Необходимо заметить, что при этом за счет заполнения осадками происходит последовательное сокращение бассейна седиментации с востока на запад (к центру Западно-Сибирской плиты), что является фактором, подчеркивающим регрес-

сивный характер осадконакопления. При падении уровня моря глинистые осадки оказываются в зоне активного гидродинамического воздействия придонных вод, но, согласно диаграмме Хьюльстрема (для размыва глинистых частиц необходимы скорости течения в 50—1000 раз больше, чем для их переноса), они, как правило, не размываются [Лисицын, 1988].

Учитывая, что в пределах Усть-Балыкского и Мамонтовского месторождений пласт BC_{10} достигает мощности 40 м и на отдельных участках состоит из 10 песчаных прослоев, разделенных глинистыми образованиями, можно считать, что в этих зонах процесс изостатического прогибания и заполнения осадками итеративно повторялся не менее 10 раз.

Все вышесказанное однозначно свидетельствует, что песчаный пласт BC_{10} и, очевидно, любой другой песчаный пласт, приуроченный к ундаформным частям клиноформ, является полистадийным образованием. Песчаные прослои имеют кулисообразное расположение и перекрываются в плане, что происходит в результате цикличного повторения всех этапов седиментации. Большое количество песчаных прослоев (до 10 в пласте BC_{10}) является следствием итеративного (непрерывно-дискретного) изменения глубины прибрежной части шельфа, основными причинами которого являются изостатическое прогибание платформенного чехла под тяжестью латерально наращенного платформенного комплекса и региональная неокомская регрессия.

Субмеридиональная вытянутость зон наиболее грубозернистых песчаников и разделяющих их более «тонких» терригенных разностей совпадает с направлением береговой линии берриас-нижневаланжинского моря. Значительная протяженность песчаных тел (до нескольких десятков километров) объясняется наличием вдольберегового перемещения осадочного вещества. Эти процессы детально исследованы в современных морях В. П. Зенковичем, А. П. Лисицыным, И. О. Мурдмаа, Дж. П. Кеннетом и др.

Таким образом, новый уровень вертикальной разрешающей способности сейсмических данных позволил построить модель цикличного (поэтапного) полистадийного формирования песчаных пластов в ундаформных (шельфовых) частях клиноформ, на примере песчаного пласта BC_{10} в западной части Сургутского свода. Рассмотренная модель позволяет более обоснованно судить о морфологии и генезисе песчаных тел и дает возможность картировать их даже при обычной плотности сейсмических наблюдений в 1—2 пог. км/км². Это, в свою очередь, даст в перспективе возможность повысить эффективность доразведки таких же сложно построенных залежей углеводородов, как в пласте BC_{10} Усть-Балыкского, Мамонтовского и Западно-Усть-Балыкского месторождений Сургутского свода. Итогом такой доразведки будет более оптимальная схема размещения эксплуатационных скважин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипов С. В. Особенности строения и генезис отложений горизонта BC_{10} в южной части Сургутского свода // Критерий поисков неантиклинальных залежей углеводородов Западно-Сибирской провинции. — Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1980. — С. 72—79.
- Ермаков В. И., Шаля А. А. Особенности строения продуктивных пластов мегионской свиты Западной Сибири // Геология нефти и газа. — 1982. — № 5. — С. 13—18.
- Зейкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 711 с.
- Карогодин Ю. Н., Нежданов А. А. Неокомский продуктивный комплекс Западной Сибири и актуальные задачи его изучения // Геология нефти и газа. — 1988. — № 10. — С. 9—14.
- Кеннет Дж. П. Морская геология. — М.: Мир, 1987. — Т. 1. — 396 с.
- Лисицын А. П. Лавинная седиментация // Лавинная седиментация в океане. — Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1982. — С. 3—59.

- Лисицын А. П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах.— М.: Наука, 1988.— 309 с.
- Мурдмаа И. О. Фации океанов.— М.: Наука, 1987.— 303 с.
- Никифоров Л. Г. Структурная геоморфология и палеогеография шельфа.— М.: Наука, 1978.— С. 3—8.
- Сейсмолитологический анализ нефтегазоносности отложений Западной Сибири/Мкртчян О. М., Трусев Л. Л., Белкин Н. М., Дегтев В. А.— М.: Наука, 1987.— 126 с.
- Сергеев В. Л. Способ повышения разрешающей способности сейсмических данных.— Новосибирск: ротапринт ЦНТИ, 1988.— 4 с.
- Сорокин А. Л. Ландшафты шельфа Кольского полуострова: геолого-геоморфологические основы формирования.— Мурманск: Кн. изд-во, 1987.— 128 с.
- Циклическая и событийная седиментация/Эйнзель П. Г., Гауш В. М., Фатшел И. и др.— М.: Мир, 1985.— 502 с.

Э. А. Таратын, И. А. Мушин, Л. И. Ермакова,
Е. И. Храпова

ВЫДЕЛЕНИЕ И РАНЖИРОВАНИЕ ЦИКЛИТОВ ПРИ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГИС

По мере развития структурно-формационного подхода (СФП) в геофизике постоянно расширяется область его приложений. В последние годы главные положения СФП стали основой комплексирования геофизических методов*.

Так, при комплексировании кардинально различающихся по своим физическим основам ГИС и сейсморазведки основными стадиями в соответствии со структурно-формационным подходом являются:

- определение ключевых особенностей геологических объектов, одновременно проявляющихся и в сейсмических, и в каротажных полях;
- трансформация сейсмического и каротажного полей в представление, наиболее удобное для выявления указанных особенностей;
- согласование ГИС и сейсморазведки по детальности, отвечающей масштабам единых геологических объектов;
- идентификация объектов, выделенных по ГИС и сейсморазведке.

Как известно, главные объекты сейсморазведки — это морфология и внутренняя структура геологических тел (формационных объектов — ФО). ГИС в существенно большей степени характеризует вещественный, формационный состав ФО. Таким образом, решающим шагом к сближению представлений ГИС и сейсморазведки и к комплексированию является выбор единого физико-геологического основания. В качестве такого основания естественно выбрать внутреннюю структуру ФО.

Поэтому для реализации СФП наиболее удобна трансформация обычных представлений ГИС в их структурные отображения. Таковыми служат каротажные колонки циклитов, отображающие циклическое строение исследуемых разрезов.

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ

Основные принципы выделения циклитов по геологическим и геофизическим данным сформулированы Ю. Н. Карогодиным**. Определяющими в них являются:

* Мушин И. А., Козлов Е. А., Бродов Л. Ю., Хатьянов Ф. И. Сейсмоформационное прогнозирование геологических разрезов // Труды XXVI Международного геофизического симпозиума.— Гданьск, 1986.— С. 11—21.

** Карогодин Ю. Н., Гайдебурова Е. А. Системные исследования слоевых ассоциаций нефтегазоносных бассейнов (по комплексу промыслово-геофизических данных).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 112 с.

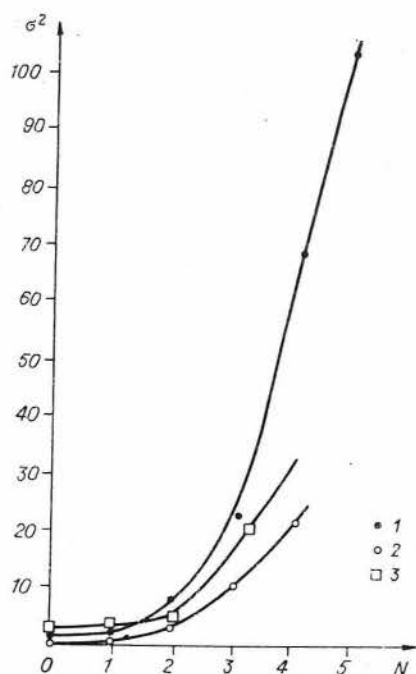


Рис. 1. График зависимости дисперсии мощности циклитов от номера их ранга.
1—3 — соответственно скважины 4, 7, 5.

— направленность изменения существенного свойства (геологического тела — ФО) от элемента (этого тела) к элементу;

— непрерывность изменения этого свойства (в пределах ФО);

— согласованность (соответствие) рангов тел (ФО) и их границ (как правило, перерывов осадконакопления).

В соответствии с СФП необходимо также постоянно учитывать принцип вложенности, определяющий внутреннюю структуру ФО через плотную совокупность составляющих его (вложенных) ФО меньшего ранга и масштаба*.

Принцип согласованности тел (ФО) и их границ по рангу может быть проконтролирован следующим образом.

При СФП предполагается та или иная степень неоднородности ФО как надпородного тела. Эта неоднородность ФО связана прежде всего с наличием внутренних (в ФО) перерывов. Если, как обычно делается, рассматривать ФО определенного ранга как квазиоднородное тело, то, следовательно, внутренними перерывами надо пренебречь. На уровне ФО малого масштаба это получается само собой, так как нет ни геологических, ни геофизических средств выявления таких скрытых внутренних перерывов низкого ранга. Между тем границы выделенных ФО являются уже перерывами более высокого ранга. Естественно, что по мере перехода от ФО малого к ФО все более высокого ранга возрастает степень их неоднородности. (Границы ФО малого ранга становятся внутренними перерывами ФО более высокого ранга). Указанное нарастание неоднородности может быть показано и экспериментально (рис. 1).

Согласованность и соответствие ФО и их границ по рангу понимаются именно в вышеизложенном смысле. Именно с этих позиций можно говорить о направленности и особенно непрерывности изменений существенных свойств ФО.

Более детального определения требует понятие существенное свойство ФО, причем оно также должно быть рассмотрено с учетом рангов ФО.

Введем ограниченную иерархию геологических тел, принятую, например, Ю. Н. Карогодиным, Е. А. Гайдебуровой**:

e_e — элементарные квазиоднородные слои отложений, соответствующие предельным возможностям разрешения метода измерений,

q_i — породно-слоевые пачки в рангах так называемых элецклитов,

Q_j — породно-слоевые ассоциации в ранге темциклитов,

R_k — крупные породно-слоевые ассоциации в ранге регоциклитов и крупнее.

* Принцип вложенности тел, адекватно отображаемый обычно в виде $Q_{21} > Q_{20}$, где Q_{20} — ФО меньшего ранга, вложенные в ФО ранга Q_{21} , будет также записываться нами в виде $Q_{21}(Q_{20})$.

** Карогодин Ю. Н., Гайдебурова Е. А. Системные исследования слоевых ассоциаций нефтегазоносных бассейнов (по комплексу промыслово-геофизических данных). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 112 с.

В соответствии с условием вложенности для любого конкретного разреза

$$\{e \in e_e, q \in q_i, Q \in Q_j, R \in R_k\} \Rightarrow R_k(Q_j(q_i(e_e))). \quad (1)$$

Каждое из введенных нами геологических тел (ФО) формируется под воздействием совокупности факторов (агентов) Φ :

$$\begin{aligned} \Phi_e &\Rightarrow e_e, \\ \Phi_i &\Rightarrow q_i, \\ \Phi_j &\Rightarrow Q_j, \\ \Phi_k &\Rightarrow R_k. \end{aligned} \quad (2)$$

Для ФО разного ранга совокупности факторов, конечно, перекрываются. Однако возможно выделить ведущие факторы для каждого из рангов, т. е. ранги факторов:

Φ_e — преимущественно тонкие седиментационные факторы, определяемые вещественным составом областей сноса, режимами денудации и выветривания, транспортировки и консолидации и т. п.

Φ_i, Φ_j — здесь превалируют уже климатические и географические факторы, фациальные условия, мелкие эвстатические колебания и т. п.

Φ_k — определяющими для ФО крупных рангов являются тектонические факторы, прежде всего тектонические колебательные движения, а также более крупные эвстатические колебания и др.

Для рассматриваемых факторов также справедливо:

$$\{\Phi \in \Phi_e, \Phi \in \Phi_i, \Phi \in \Phi_j, \Phi \in \Phi_k\} \Rightarrow \Phi_k(\Phi_j(\Phi_i(\Phi_e))). \quad (3)$$

Смысл (3) в том, что имеет место «вложенность» указанных процессов, протекающих в едином геологическом времени. При этом локальные процессы происходят на фоне более интегральных.

Если теперь перейти к существенным свойствам ФО разных рангов, т. е.

$$\begin{aligned} e_e &\Rightarrow P_e, \\ q_i &\Rightarrow P_i, \\ Q_j &\Rightarrow P_j, \\ R_k &\Rightarrow P_k, \end{aligned} \quad (4)$$

то с учетом (1) и (3) можем переписать (4) в виде

$$\begin{aligned} e_e &\Rightarrow P_e, \\ q_i &\Rightarrow P_i(P_e), \\ Q_j &\Rightarrow P_j(P_i(P_e)), \\ R_k &\Rightarrow P_k(P_j(P_i(P_e))). \end{aligned} \quad (5)$$

Пренебрегая отношением вложенности выше 2-го порядка, получим

$$\begin{aligned} e_e &\Rightarrow P_e, \\ q_i &\Rightarrow P_i(P_e), \\ Q_j &\Rightarrow P_j(P_i), \\ R_k &\Rightarrow P_k(P_j), \end{aligned}$$

где P_e — преимущественно вещественные свойства, мелкомасштабные структурные свойства, относящиеся к зернам породообразующих минералов, — гранулометрия, окатанность зерен и т. п., $P_i(P_e)$ — вещественно-структурные свойства, характеристики тонкослойных ассоциаций и интегральные (средневзвешенные) литологические характеристики; $P_j(P_i)$ — структурные свойства маломасштабных породно-слоевых ас-

социаций, обусловленные главным образом фациальными условиями, и слабопроявляющиеся вещественные характеристики, $P_k(P_j)$ — структурные свойства крупномасштабных тел, обусловленные преимущественно тектоническими факторами. Таким образом обосновывается смена существенных свойств, используемых при выделении ФО разного ранга.

Существенно также, что при переходе к ФО все более высокого ранга в качестве элементов используют ФО предшествующего ранга. Так, исходными элементами при выделении по ГИС элементарных циклитов являются пласты, элементарные циклиты — при выделении темциклитов, темциклиты — при выделении регоциклитов и т. д. Участки разреза с плавным изменением существенного свойства являются внутренними по отношению к геологическому телу, а участки с резким изменением существенного свойства — границами между геологическими телами. Изучение характера границ между пластами позволяет выявить места разрывов существенного свойства.

На основе описанных выше правил разработана методика выделения циклитов по данным ГИС.

МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ЦИКЛИТОВ

Выполняется традиционное для ГИС литологическое расчленение разреза на пласты. При этом особое внимание уделяется выделению базальных отложений, являющихся границами циклитов, и полного набора литотипов, а также определению процентного содержания компонент минерального скелета породы.

Устанавливается направленность и непрерывность изменения существенного свойства отложений. Для этого по скважине строится график изменения мощности и положения пласта в литологическом ряду в зависимости от глубины его залегания. Отождествление пластов с членами литологического ряда осуществляется либо по названиям отложений, либо в результате сравнения геофизических характеристик пластов с характеристиками членов литологического ряда, причем обязательно, чтобы характерные параметры отражали изменения существенного свойства, по которому ряд построен.

Если детальное литологическое расчленение выполнить невозможно и разновидности одних и тех же отложений приходится выделять под общим названием, то для построения указанного графика аналогичные члены литологического ряда также объединяются (например, под общим названием «песчаник».) Так построен график, приведенный на рис. 2.

Выделяются элементарные циклиты, и тип их определяется по признакам изменения непрерывности и направленности, которые устанавливаются по разрывам и сменам знака градиента графика (см. рис. 2). Разрывы в непрерывности существенного свойства, обусловленные отсутствием в разрезе ближайших членов литологического ряда, трактуются как перерывы в осадконакоплении и являются началом нового цикла осадконакопления. На этом этапе могут быть предварительно оценены и ранги перерывов осадконакопления — по числу выпадающих литотипов в области разрыва графика, а также по степени резкости изменения исходных кривых ГИС.

Объединение элементарных циклитов также основано на указанных выше принципах, однако уже в приложении к элециклитам. Если эти принципы выполняются для циклитов всех рангов, то возникает возможность построить универсальную методику их объединения.

На основе закономерностей строения про- и рециклитов предлагается следующая схема объединения циклитов в циклиты более крупного ранга: а) для выделенных элециклитов определяют общую мощность и относительное содержание крайних членов литологического ряда, например песчаников, аргиллитов и углей или только углей; б) определяется разность относительных содержаний крайних членов ряда, последовательно для всех элециклитов от забоя скважины, разность относится

к одному из циклитов; в) выполняется анализ знаков разностей и по определенным их сочетаниям устанавливаются границы, в пределах которых происходит объединение элементарных циклитов.

Из закономерностей строения циклитов более крупных рангов (тем-и регоциклитов) следует, что разность относительных содержаний начальных членов литологического ряда (между элементарными циклитами, один из которых расположен в вершине проциклита более высокого ранга, второй — в основании следующего проциклита того же ранга) должна быть отрицательной величиной, тогда как для конечных членов литологического ряда такая разность — величина положительная. Для рециклитов знаки указанных разностей обратные.

Поскольку для про-рециклитов и ре-проциклитов установить указанные знаковые признаки не удастся, то при определении структурного типа объединенных циклитов принимается во внимание тип исходных элементарных циклитов.

На этом этапе происходит первое объединение элементарных циклитов, причем часть элементарных циклитов может не объединяться. В границах укрупненных и оставшихся элементарных циклитов повторяются описанные выше процедуры и выполняется второе укрупнение циклитов. Укрупнение повторяется до тех пор, пока сохраняется направленность в изменении существенного свойства. Признаком нарушения направленности, после очередного укрупнения, является приобретение циклитами, выделенными на предыдущем этапе, знаковых признаков, для них не характерных.

При выборе существенного свойства, по которому происходит объединение циклитов, нужно иметь в виду, что оно может быть различным для различных стратиграфических горизонтов. Целесообразно контролировать границы укрупненных циклитов, сравнивая их положение со стратиграфическими границами.

Недостаток описанной разностной схемы объединения циклитов в том, что по мере их укрупнения из рассмотрения исключаются участки верхней части разреза. Это может быть преодолено, если укрупнение проводить два раза — начиная от подошвы и кровли интервала разреза с последующим наложением результатов или первоначально выбирая заведомо больший интервал обработки.

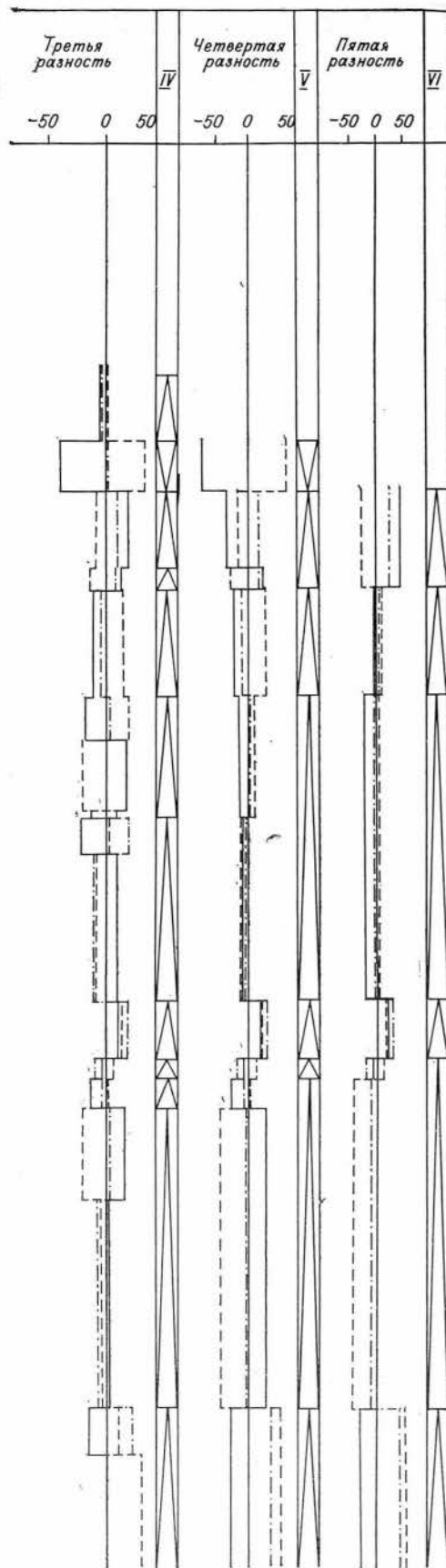
Описанная методика, по существу, реализуется способом последовательных приближений, причем на каждом этапе выделяются присущие ему реальные геологические тела, что вытекает из основных принципов их существования — ранговости и вложенности.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЙ ПРИМЕР

На рис. 2 приведен пример выделения элементарных циклитов и их ранжирования в скв. 4 Мыльджинской площади Томской области. Обработывались материалы ГИС по юрским отложениям в интервале глубин 2350—2548 м, от подошвы баженовской свиты и ниже. Для юрских отложений литологический ряд построен по признаку уменьшения размера зерен*, поэтому в качестве крайних членов литологического ряда были выбраны песчаники, аргиллиты и угли. По графику изменения мощности и положения пласта в литологическом ряду в зависимости от глубины выделены элециклиты, которые были ранжированы по описанной методике. Объединение элециклитов выполнялось по знаковому признаку проциклитов, при определении структурного типа укрупненных циклитов за основу принимался тип элециклитов.

В таблице приведено число выделенных на каждом этапе циклитов, что приблизительно характеризует процесс их укрупнения и сходимости.

* Карогодин Ю. Н., Гайдебурова Е. А. Системные исследования слоевых ассоциаций нефтегазоносных бассейнов (по комплексу промыслово-геофизических данных). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 112 с.



Процесс укрупнения сходится в результате пятого приближения. Выделено шесть циклитов, мощность которых колеблется в значительных пределах (см. рис. 2).

Выделение и объединение циклитов было выполнено в скважинах 5, 32 и 35 Мыльджинской площади. По указанным скважинам процесс ранжирования завершается после третьей итерации (см. таблицу).

Полученные результаты выделения и объединения циклитов по данным ГИС подтверждают исходные предпосылки СФП. Действительно, при выделении пластов и элециклитов по ГИС преобладающим существенным свойством отложений является их вещественный состав, который определяет структурные признаки, относящиеся к зернам породообразующих минералов. При переходе к темциклитам и особенно к регоциклитам решающими свойствами становятся вещественно-структурные и, наконец, собственно структурные (в первую очередь мощностные) характеристики. При этом вещественные свойства используют в интегральном варианте как усредненную характеристику. Для более крупных циклитов эта характеристика практически утрачивается, теряя свойства направленности.

Факт превалирования структурных характеристик для ФО в ранге регоциклитов и более крупных играет решающую роль при комплексировании ГИС и сейсморазведки. Именно ФО этих рангов являются основными объектами среднечастотной сейсморазведки. Поэтому совместное выявление этих ФО по данным ГИС и сейсморазведки может выполняться на основе структурных свойств. Как известно, структурные свой-

Рис. 2. Выделение и ранжирование циклитов. Мыльджинская площадь, скв. 4.

I — элементарные циклиты; II—VI — циклиты, выделенные на различных этапах объединения. 1 — уголь; 2 — углистый аргиллит; 3 — песчаник; 4 — алевролит; 5 — аргиллит; 6 — плотный песчаник.

Количество циклитов, выделенных в процессе их ранжирования

Номер скважины	Количество циклитов						Интервал, м
	Элементарных	На этапах ранжирования					
		I	II	III	IV	V	
4	52	19	13	8	6	5	2548—2412
35	20	9	7	6	—	—	2477—2418
5	15	7	4	3	—	—	2462—2418
32	36	13	5	4			2494—2414

ства эффективно выявляются при помощи спектрально-временного анализа (СВАН). Существенно, что при этом СВАН одинаково пригоден при анализе и структурно-ориентированных данных сейсморазведки и вещественно-ориентированных данных ГИС.

Таким образом, для ФО ранга регоциклитов и крупнее обосновывается комплексирование ГИС и сейсморазведки на базе структурных характеристик с использованием технологии СВАН.

Л. А. Фролова, Е. Ю. Гошко, Т. В. Грачева,
В. А. Сашенкова

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРОГНОЗНЫХ СКОРОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ ПРИ СЕЙСМОЛИТОЛОГИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ ДАННЫХ МОВ

В последние годы при изучении цикличности отложений все чаще привлекаются данные сейсморазведки, по результатам которой удается коррелировать литофациальные пачки и толщи ранга зональных и региональных циклитов [Ведерников, Гайдебурова, 1987; Мушин и др., 1987; Рудницкая, Гошко, 1987]. Предпосылками для выявления циклитов по сейсмическим данным являются закономерные изменения в них среднеинтервальной скорости, обусловленные изменением гранулометрического состава отложений. В связи с этим представляет интерес изучение возможностей определения границ циклитов на базе эффективной скоростной модели, характеризующей среднечастотный «сейсмический» эквивалент акустического разреза среды.

В статье приводятся результаты комплексной интерпретации данных ГИС, акустических и литологических характеристик при выделении циклитов на Калиновой и Дерябинской площадях. На первой из них целевой интервал разреза представлен типичными для юго-востока Западно-Сибирской плиты (ЗСП) континентальными отложениями нижней и средней юры, на Дерябинской площади Енисей-Хатангского прогиба — морскими меловыми и прибрежно-морскими юрскими отложениями. Ранее на примере континентального разреза юго-востока ЗСП было показано [Рудницкая, Гошко, 1987], что акустическая структура элементарных циклитов, содержащих песчано-алевритовые, глинистые и углистые породы, обусловлена изменением гранулометрического состава пород и может служить дополнительным критерием при выделении в разрезе элементарных циклов осадконакопления. Однако в ряде случаев из-за низкого качества акустических измерений не удается получить достоверный скоростной разрез и возникает необходимость прибегать к построению скоростных моделей, используя информацию других скважинных методов и петрофизические данные.

В регионах, где проведено обобщение результатов промыслово-геофизических работ и получены корреляционные связи скорости с данными ГИС, прогноз пластовых скоростных параметров для разрезов скважин

выполняется обычно с использованием этих связей. В условиях малоизученного региона отсутствие установленных корреляционных связей геофизических параметров затрудняет изучение скоростного разреза. В связи с этим нами совместно с В. Н. Елкиной опробован и внедрен в практику сейсмических работ по ПГР новый способ прогноза, позволяющий рассчитать пластовые скорости для разрезов любого литофациального состава.

В статье Л. А. Фроловой и др. [1989] дано подробное описание этого метода, его возможностей в случае прогноза скоростного разреза по данным ГИС, а также редактирования некачественных измерений АК в скважине.

Опыт работы по прогнозированию скоростного разреза континентальных отложений юры в условиях юго-востока ЗСП свидетельствует о том, что наиболее тесно связаны со скоростью показания электрометрии и радиоактивных методов исследования разреза.

В связи с этим для редактирования скоростной модели юрских отложений в скв. 8-Р Калиновой площади были использованы при расчетах по программе ZETM пластовые значения кажущегося электрического сопротивления пород (зонд А2МО.5N), естественной и наведенной радиоактивности (рис. 1). В режиме редактирования с использованием данных гамма- и нейтронного каротажа рассчитана скоростная модель и по скв. 2-Р Дерябинской площади (см. рис. 3, а). Результаты редактирования показали, что для выборки пластов, составляющей 86 % от всего рассматриваемого интервала разреза, пластовые скорости рассчитаны с относительными ошибками менее 7—10 %, а средняя по разрезу ошибка прогноза в каждой скважине не превышает 5 %. Согласно выполненным оценкам погрешностей редактирования, рассчитанные на обеих площадях скоростные модели несущественно отличаются от акустических. Это послужило основанием для выполнения прогноза скоростных параметров по геофизическим данным в скважинах 4-Р Калиновой (см. рис. 2, б) и 7-Р Дерябинской площадей, в которых акустические исследования не проводились.

Анализируя данные, представленные на рис. 2 и 3, можно отметить, что на прогнозных моделях столь же детально, как и на акустических, отображаются характерные особенности строения скоростного разреза обеих площадей. На тех и других моделях отчетливо видны одинаковые закономерности изменения с глубиной среднеинтервальной скорости, что подтверждает достоверность прогнозных моделей.

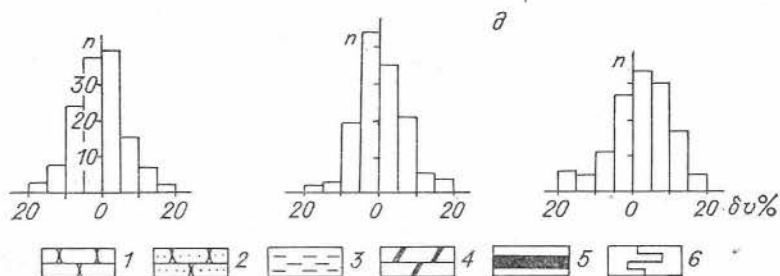
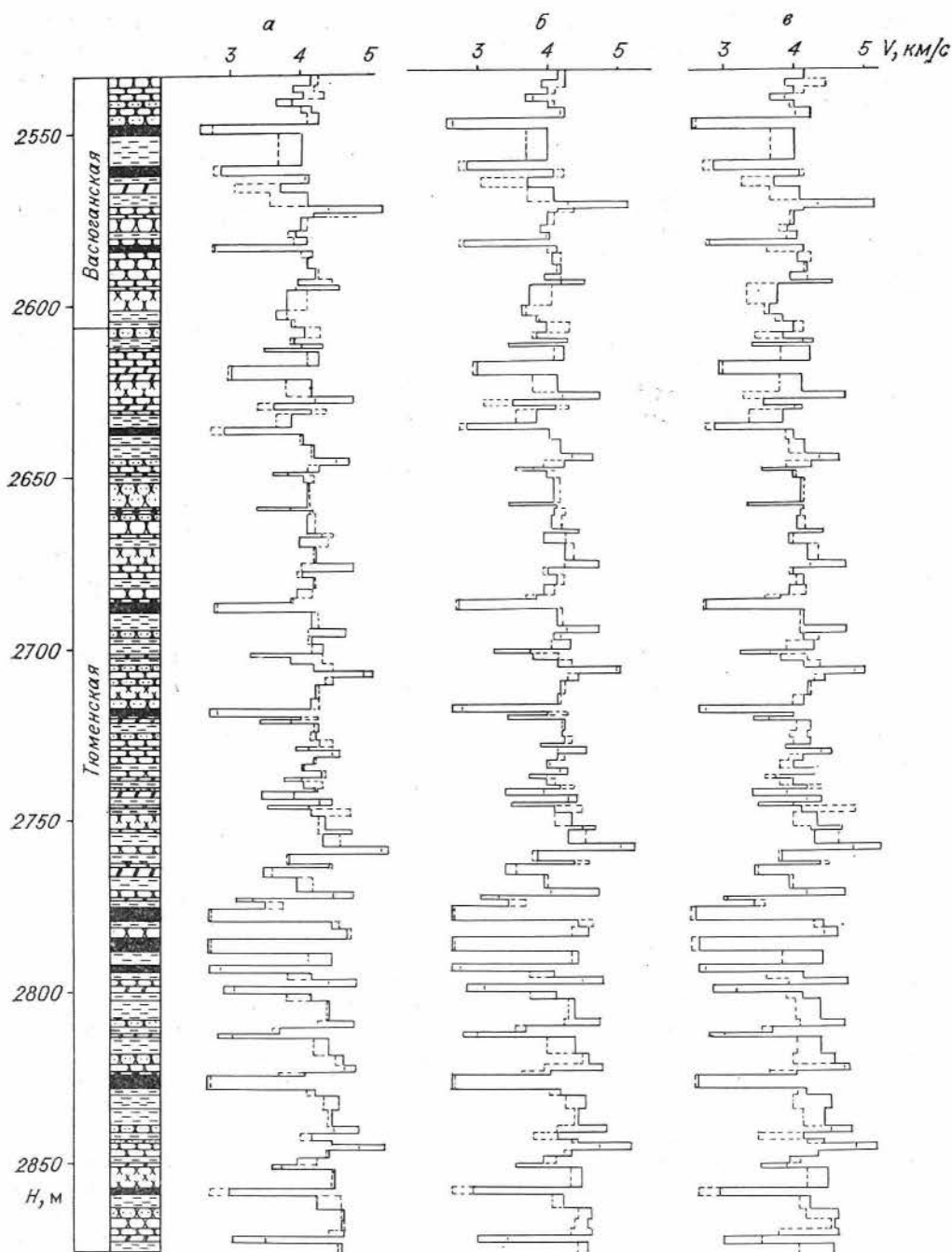
Предлагаемый способ прогноза скоростного разреза по комплексу ГИС снимает трудности увязки сейсмических и скважинных данных, возникающие при отсутствии акустических измерений в скважине. Одновременно решается вопрос площадного прослеживания границ циклитов по сейсмическим данным, представленных в виде разрезов эффективных коэффициентов отражения (ЭКО). Переход от волновых разрезов ОГТ к импульсному представлению сейсмической записи повышает эффективность геологической интерпретации в связи с большей разрешенностью разрезов ЭКО по сравнению с разрезами ОГТ. Разрезы ЭКО, которые мы используем в дальнейшем, получают обрабатывающим комплексом РЕАПАК [Методические рекомендации..., 1983].

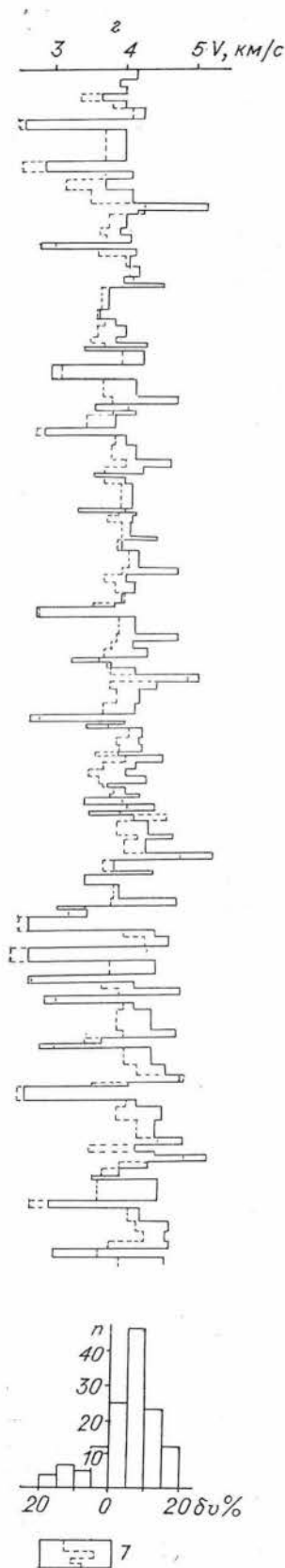
Сейсмолитмологическое расчленение разреза ЭКО включает в себя:

- 1) расчленение литологической колонки скважины, составленной по данным ГИС, на темциклиты с учетом сглаживающего сейсмического эквивалента скоростного разреза (определение см. ниже);

- 2) расчет кривой изменения коэффициента прогрессивности ($K_{пр}$) по литологической колонке, разбитой на темциклиты, и выделение циклитов более высокого ранга;

- 3) увязку литмологической разбивки скважины с разрезом ЭКО посредством сглаживающего эквивалента и площадное прослеживание выделенных циклитов по разрезу ЭКО.





Сглаживающий сейсмический эквивалент скоростного разреза скважины (см. рис. 2, 3; рис. 4) представляет собой фильтрацию акустического (или прогнозного скоростного) разреза до видимой частоты сейсмической записи. Он характеризует детальность (минимальную слоистость) скоростного разреза, которая может быть восстановлена по сейсмическим данным. Точки перегиба сглаживающего сейсмического эквивалента скоростного разреза скважины являются границами укрупненных пачек с различной скоростью, соответствующих пачкам, восстанавливаемым по сейсмическим данным, в частности по ЭКО-разрезу. Следовательно, эффективные коэффициенты отражения, задающие границы сейсмических пачек, соответствуют точкам перегиба сглаживающего сейсмического эквивалента АК, что позволяет решить задачу увязки сейсмических и скважинных материалов. Более подробные данные по этому поводу приводятся в отчете Д. И. Рудницкой (СНИИГГиМС, 1988 г.).

Нами было проведено сейсмолитмологическое расчленение разреза ЭКО по профилю 11, проходящему через скважины 8-Р, 12-Р, 4-Р (см. рис. 2) Калиновой площади, а также скважины 2-Р и 7-Р Дерябинской площади (см. рис. 3).

Отложения верхней юры и нижнего мела Дерябинской площади Енисей-Хатангского прогиба представлены морскими и прибрежно-морским отложениями, которым соответствует тип про-рециклита. Оценить мощности зональных про-рециклитов помогают сглаживающие сейсмические эквиваленты скоростных разрезов, отражающие закономерные изменения средней скорости, прямо коррелирующей с изменением гранулометрического состава отложений [Дорогиницкая, 1987]. Точное положение границ зональных циклитов устанавливается расчленением литологической колонки. Расчет кривой $K_{пр}$ (см. рис. 3) на базе зональных циклитов представляет собой по сути последующее сглаживание данных гранулометрии в разрезе каждой скважины, а следовательно, и данных о пластовых скоростях. Анализируя кривую $K_{пр}$ в каждой из скважин 2-Р и 7-Р аналогично кривой сглаживающего сейсмиче-

Рис. 1. Сопоставление акустического разреза скв. Калиновой 8-Р с результатами его редактирования по данным ГИС разных эталонов.

а — в — эталоны: а — скв. 8-Р, б — скв. 6-Р, в — скв. 12-Р; г — банк данных; д — гистограммы ошибок прогноза скорости. 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — углстые аргиллиты; 5 — угли; 6 — акустическая модель; 7 — прогнозная модель.

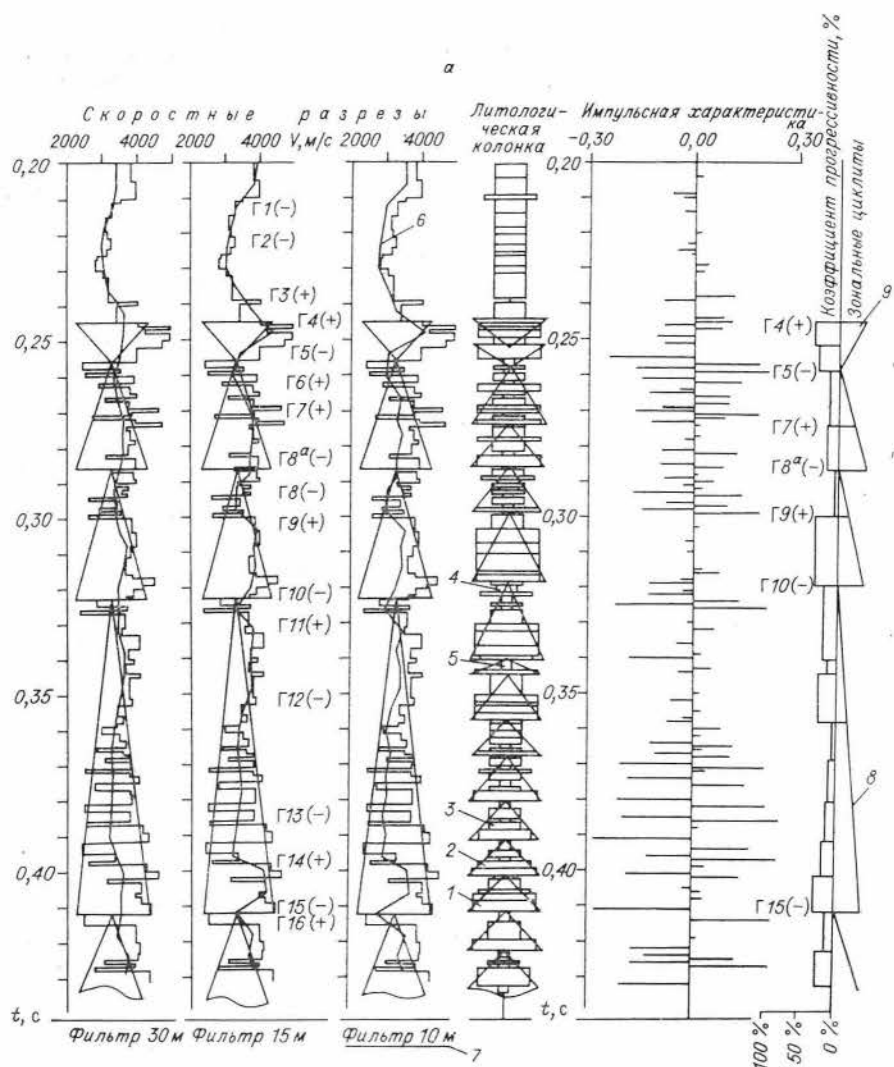
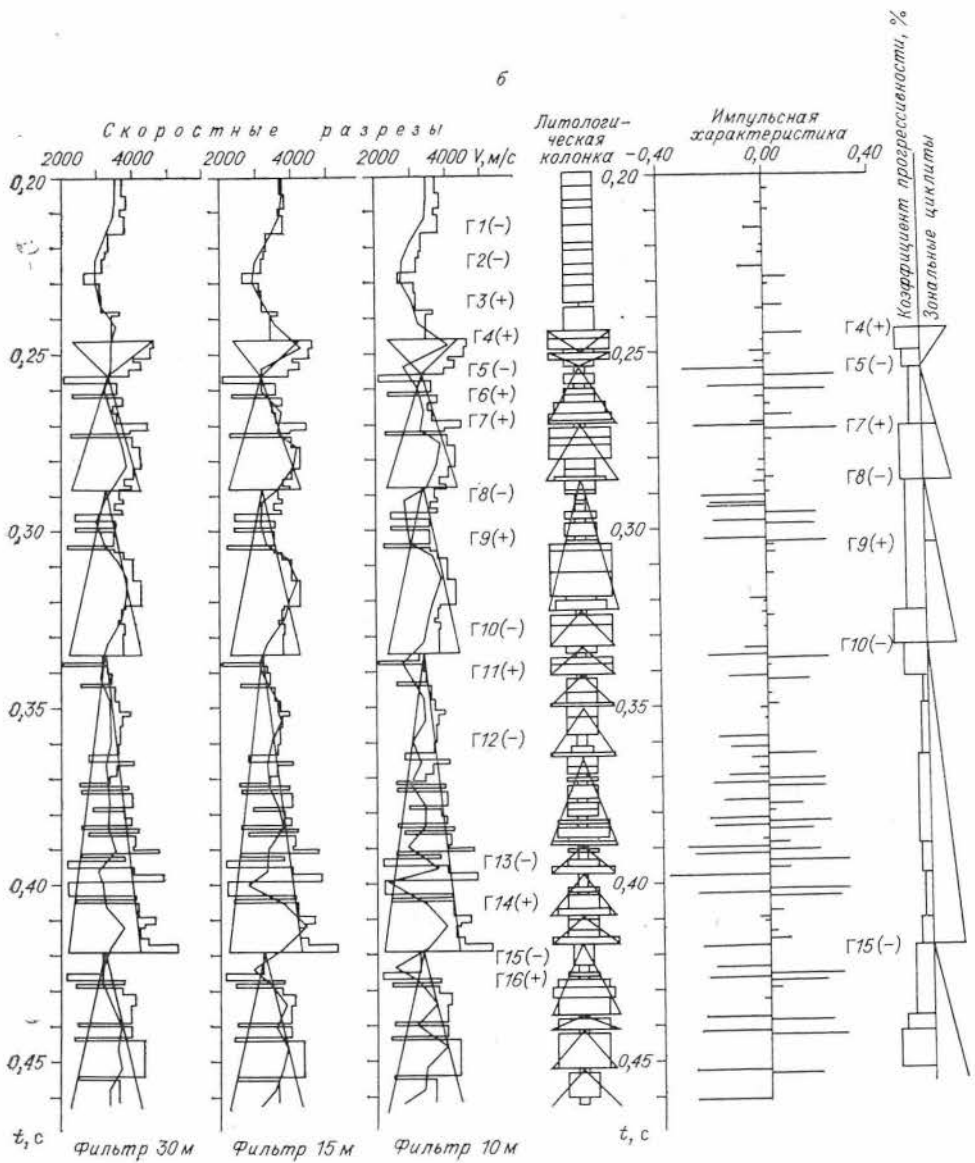


Рис. 2. Лито-акустические модели и их сглаживающие эквиваленты по скважинам 12-Р (а) и 4-Р (б), Калиновья площадь.

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — углистые аргиллиты; 5 — угли; 6 — средне-частотный сглаживающий эквивалент; 7 — база сглаживания; 8 — модель прогрессивного (про-) циклита; 9 — модель регрессивного (ре-) циклита.

ского эквивалента с целью выделения циклитов более высокого ранга, мы можем оценить мощности и положение границ региональных про-рециклитов. Тип про-рециклита при переходе к более высокому рангу не изменяется [Карогодин, Гайдебурова, 1985].

Подобная работа была проделана на Калиновья площади. Отличие заключается в том, что нижняя и средняя юра юго-востока ЗСП представлена отложениями континентального характера, которому соответствует прогрессивный тип цикличности. Процесс седиментации при этом в пределах одного цикла однонаправлен — от грубозернистых к мелкозернистым осадкам; акустическая структура циклита аналогична — от высоких скоростей к низким. Мощности и положения границ зональных проциклитов в разрезах скважин 12-Р и 4-Р, определенные с помощью сглаживающего сейсмического эквивалента и литологической колонки, показаны на рис. 2. Региональные циклиты также имеют тип прогрессивных, поэтому кривые $K_{\text{пр}}$ по скважинам 12-Р и 4-Р расчлняются аналогично. Результаты привязки литологической разбивки



скважин 12-Р и 4-Р к разрезу ЭКО по профилю 11 Калиновой площади посредством сглаживающего сейсмического эквивалента, а также площадное прослеживание циклитов показаны на рис. 4.

Проведенные на двух площадях работы позволяют нам рекомендовать использовать прогнозные скоростные модели и их сглаживающие сейсмические эквиваленты при изучении цикличности отложений.

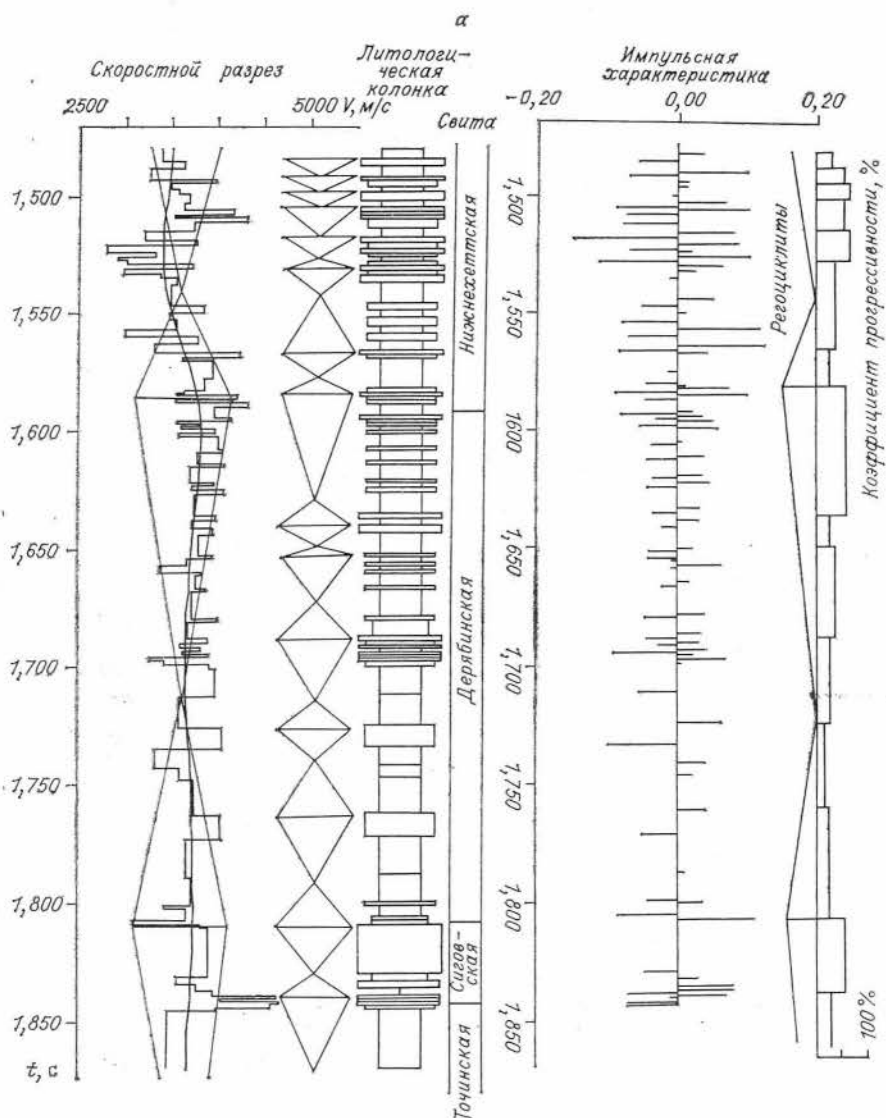
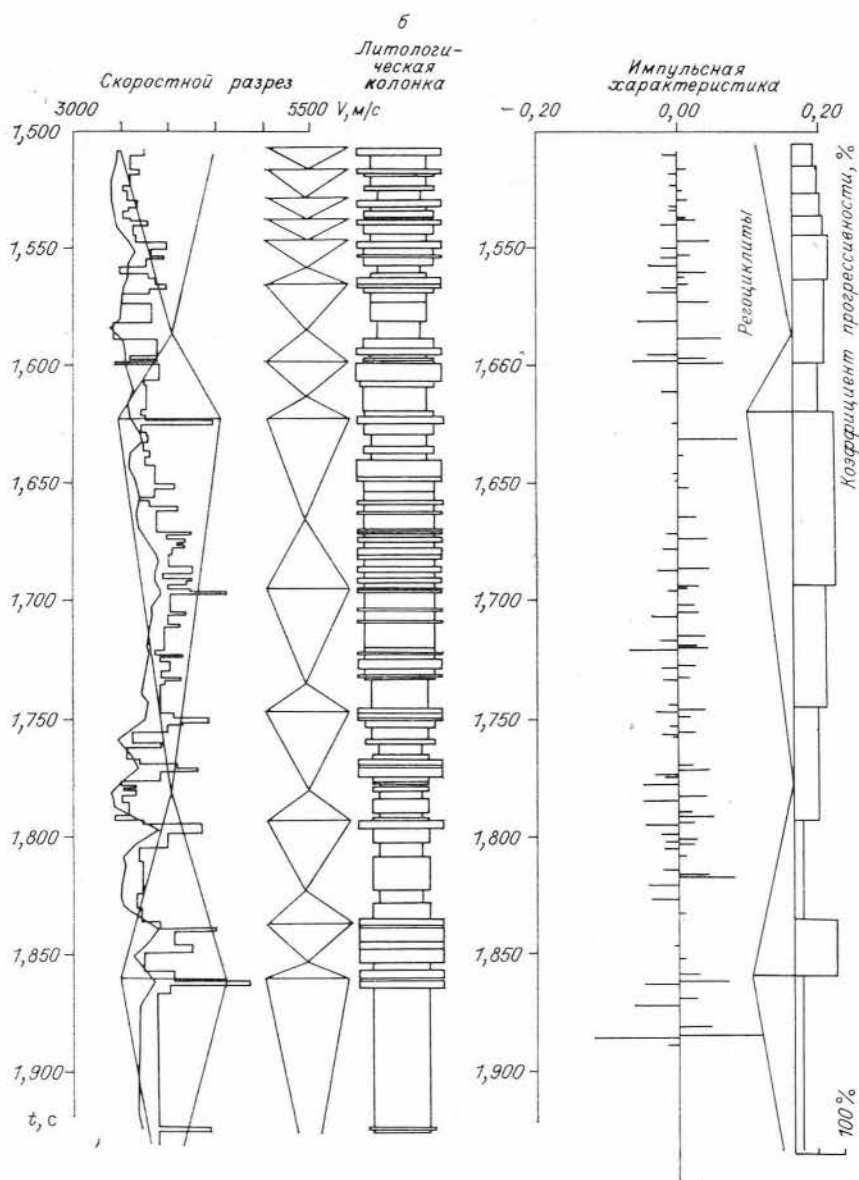


Рис. 3. Лито-лого-акустические модели и их сглаживающие эквиваленты
Усл. обозн.



по скважинам 2-Р (а) и 7-Р (б), Дерябинская площадь.
см. на рис. 2.

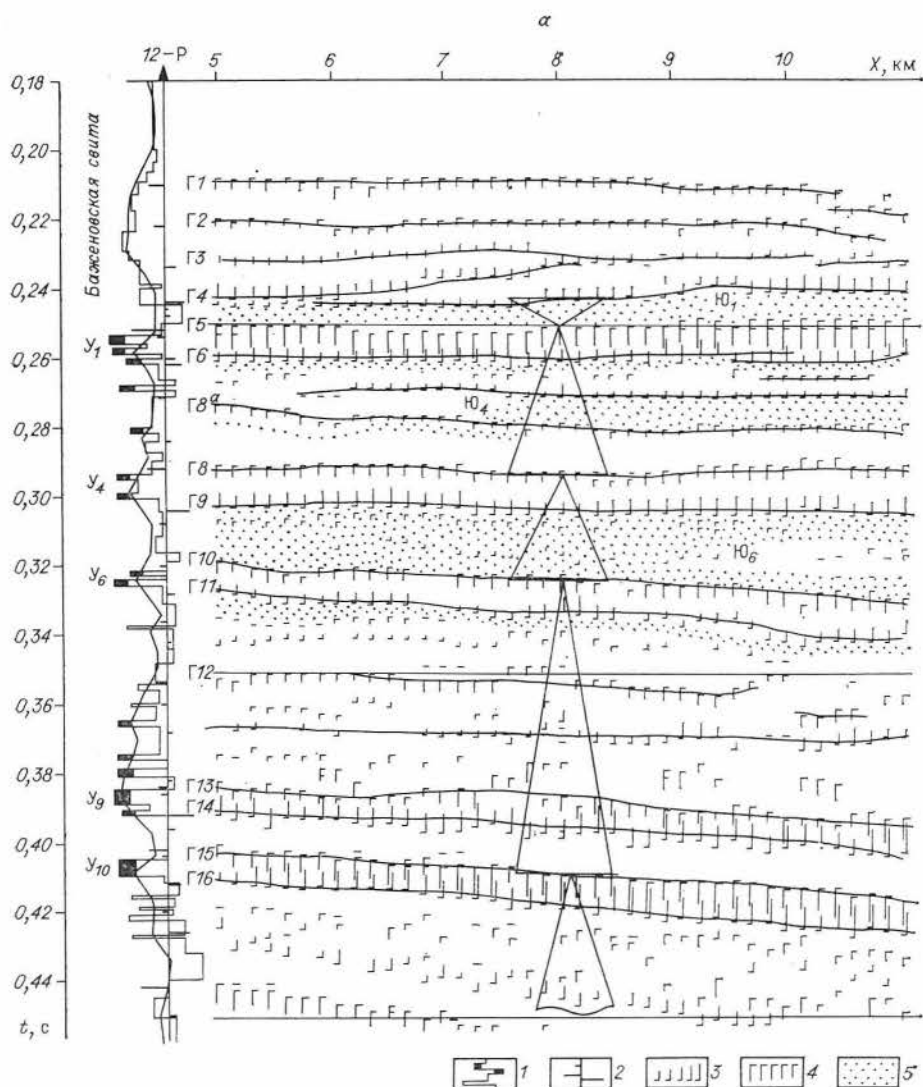
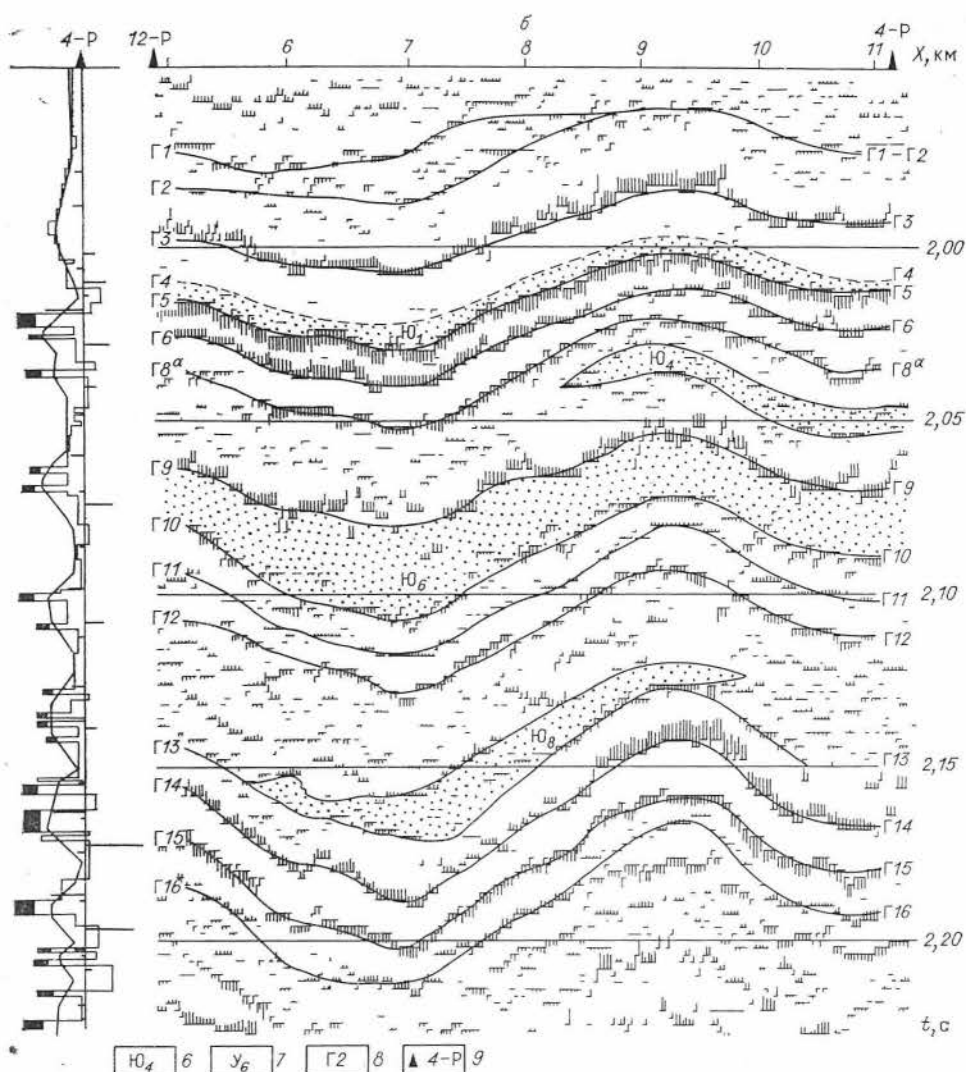


Рис. 4. Разрез ЭКО с элементами литологии в сопоставлении с литолого-акустическими моделями скважин (а) и экспериментальный разрез ЭКО с элементами литологии (б), привязка и площадное прослеживание циклитов на Калиновой площади ЗСП. 1 — акустическая модель скважины с выделенными угольными пластами; 2 — восстановленная

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ведерников Г. В., Гайдебурова Е. А. Особенности сейсмолитмологического анализа при региональных работах // Прикладные вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — С. 23—33.
- Дорогиницкая Л. М. Закономерности изменения акустических характеристик пород юрско-неокомского нексациклита Сургутского свода Западно-Сибирской плиты // Прикладные вопросы сейсмолитмологии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — С. 55—64.
- Карогодин Ю. Н., Гайдебурова Е. А. Системные исследования слоевых ассоциаций нефтегазоносных бассейнов (по комплексу промыслово-геофизических данных). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 112 с.
- Методические рекомендации по обработке сейсмических записей при изучении акустических неоднородностей тонкослоистых сред с целью прогнозирования неантиклинальных ловушек нефти и газа/Составители Д. И. Рудницкая, В. И. Берилло и др. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. — 58 с.
- Мушин И. А., Бродов Л. Ю., Хатянов Ф. И. Принципы и способы выделения сеймоциклитов в структурно-формационной интерпретации сейсмических данных //



импульсная реакция среды (по РЕАПАК) на пикете расположения скважин; 3, 4 — эффективные сейсмические границы с положительными и отрицательными знаками коэффициентов отражения; 5 — песчаные тела; 6 — индексы песчаных пластов; 7 — индексы реперных угольных пластов; 8 — индексы геологических границ, прослеживаемых на разрезах ЭКО; 9 — скважина и ее номер. Ост. усл. обозн. см. на рис. 2.

Прикладные вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — С. 10—20.

Рудницкая Д. И., Гошко Е. Ю. Сейсмолитмологические предпосылки выделения и прослеживания циклитов в континентальных отложениях юры Западной Сибири // Прикладные вопросы сейсмолитмологии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — С. 90—100.

Рудницкая Д. И., Даненберг Е. Е., Белозеров В. Б. Принципы выделения сейсмоциклитов в континентальных отложениях юры Западно-Сибирской плиты в связи с поисками неантиклинальных залежей нефти и газа // Прикладные вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — С. 67—73.

Фролова Л. А., Елкина В. И., Гошко Е. Ю., Сашенкова В. А. Применение системы ZETM для прогнозирования скоростной характеристики среды по данным ГИС // Геологическое строение и нефтегазоносность юго-востока Западной Сибири. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ЦИКЛИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ШЕРКАЛИНСКОГО ГОРИЗОНТА ТАЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФТИ

Отложения шеркалинского горизонта тюменской свиты (тоарский ярус нижней юры), с которыми связаны основные концентрации нефти в пределах западной погруженной части Красноленинского свода Западно-Сибирской плиты, характеризуются отчетливо выраженным циклическим строением. По мнению Ю. Н. Карогодина *, эта часть разреза представляет собой региональный (джангодский) проциклит, состоящий из двух зональных циклитов: нижнего — песчаная пачка ЮК₁₁ и перекрывающая тогурская глинистая пачка и верхнего — песчаная пачка ЮК₁₀ и перекрывающая радомская глинистая пачка (рис. 1).

Элементарные циклиты (ЭЛЦ) в терригенных темциклитах (ТЦ) шеркалинского горизонта представляют собой породно-слоевые ассоциации, которые отличаются небольшой толщиной (2—5 м) по ГИС и ограниченным набором основных типов и переходных разностей пород. В основании циклитов прогрессивного типа залегают грубозернистые породы: гравелиты и грубо-крупнозернистые песчаники, постепенно сменяющиеся вверх по разрезу более тонкозернистыми разностями, вплоть до тонкодисперсных углистых глин и прослоев угля (проциклиты). В ЭЛЦ регрессивного типа отмечается последовательная циклическая смена глин и алевролитов мелко- и среднезернистыми песчаниками (рециклиты). Нередко встречаются сокращенные циклиты, состоящие либо из начальных элементов проциклитов, либо из фрагментов рециклитов. Отдельными участками наблюдается слияние нескольких циклитов, вследствие чего образуются либо песчаные пачки повышенной мощности, либо наоборот — циклиты со значительной глинизацией, до практически полного замещения песчаных пластов глинами.

Границы ЭЛЦ, за редким исключением, когда мощность слоев меньше разрешающей способности геофизических методов исследования, фиксируются достаточно отчетливо, особенно при комплексном анализе ГИС и представительного керна. Причины нечеткости границ ЭЛЦ, вероятно, связаны с наличием мелких внутриформационных размывов, уничтоживших тонкозернистые части циклитов, чем только и можно удовлетворительно объяснить факт частого чередования в разрезах гравелитов и крупно-среднезернистых песчаников.

Выделению циклитов различного ранга предшествовали исследования по детальному расчленению и корреляции шеркалинского горизонта путем углубленного изучения литолого-петрографических и геохимических особенностей пород объекта с привлечением результатов палеонтологического анализа. С этой целью произведено визуальное (37 скважин) и микроскопическое (свыше 650 петрографических шлифов) исследование керна эталонных (с выносом керна свыше 75 %) и рядовых скважин, а также проанализированы палеонтологические **, геохимические (спектральный количественный анализ 350 образцов) данные, определения Fe_{пир}/C_{орг} (30 анализов) и фазовый рентгеноструктурный анализ ***.

* В основу изучения седиментационной цикличности отложений шеркалинского горизонта положен системно-литологический подход, разработанный Ю. Н. Карогодиным (Седиментационная цикличность. — М.: Недра, 1980.)

** На остатках микрофауны и фитопланктона (в основном из коллекции автора) изучены образцы керна шести скважин (исследования М. К. Родионовой, Л. В. Ровиной, ИГиРГИ и В. К. Комиссаренко, ЗапСибНИГНИ).

*** ЦЛ «Главтюменьгеология».

Нижний зонциклит в нижней половине представлен в основном комплексом пород гравийно-песчаного состава. В значительно меньшей степени в геологическом строении данного объекта участвуют глины, алевролиты, угли.

Основные и второстепенные типы пород связаны между собой главным образом постепенными и реже резкими взаимопереходами, обеспечивая значительную литологическую неоднородность рассматриваемой пачки.

В большинстве скважин на контакте с породами коры выветривания фиксируются грубо- и крупнозернистые существенно кварцевые, средне- и слабосцементированные песчаники, в различной степени обогащенные примесью частиц гравийной (1—10 мм) размерности, вплоть до перехода в прослой мелкообломочных гравелитов. В некоторых случаях с глинистыми сланцами доюрского основания контактируют мелкозернистые песчаники, чередующиеся с волнистыми прослойками светло-серых алевролитов и черных углистых глин, которые иногда обладают вертикальной полосчатостью.

В средней и верхней частях разреза пласты псефитов встречаются реже, здесь преобладают разномзернистые (в основном средне- и мелкозернистые) песчаники, которые только иногда содержат грубозернистый песчаный и гравийный материал.

К важнейшим особенностям этой части циклита относятся:

1) повышенное количество мелкощебенчатой брекчии, состоящей в основном из угловато-окатанных и угловатых обломков кварца черного, красновато-коричневого, молочно-белого, розового цвета величиной до 5—10 мм в диаметре (скв. 2973, интервал 2732,0—2733,5 м) и коричневых глин (скв. 3251, интервал 2741,3—2746,1 м);

2) весьма частые (до 4—12 раз) переслаивания гравелитов и песчаников (скв. 3251, интервал 2741,3—2746,1 м; скв. 3148, интервал 2728,6—2736,6 м; скв. 7043, интервал 2707,0—2727,0 м);

3) наличие пологонаклонной (10—15° к оси зерна) слоистости за счет присутствия в песчаниках включений гравийно-галечного материала (скв. 3251, интервал 2741,3—2746,1 м);

4) появление среди грубообломочных пород и песчаников прослоев алевролитов и прожилок черного углисто-глинистого вещества, ориентированных под углом 75—80° к оси зерна (скв. 3148, интервал 2728,6—2736,6 м).

Выше по разрезу среди песчаников и редко встречаемых грубозернистых псаммитов с угловато-окатанными обломками кварца, полевых шпатов (диаметром до 4—10 мм) часто присутствуют пласты алевролитов и глин, которые, чередуясь с вышеуказанными породами, придают отдельным элементам разреза циклическое строение.

Частое (через 1,5—2 см и более) переслаивание крупно- и мелкозернистых, слабослюдистых, известковистых, в различной степени обогащенных глинистым и углистым материалом алевролитов с прослоями черных глин приводит к появлению субгоризонтальной, полого- и линзовидно-волнистой, реже крупной прерывистой косой слоистости благодаря изменению гранулометрического состава, окраски пород и намывом тонкорассеянного углистого детрита и листочков слюды.

По вещественному составу гравийно-песчаные отложения принадлежат к существенно кварцевым и полевошпатово-кварцевым образованиям. Зерна минералов и обломков пород имеют преимущественно угловато-окатанную форму, нередко регенерированы, местами образуют участки с кварцитовидной структурой. Полевые шпаты обычно пелитизированы и серицитизированы. Цемент поровый, неполно-поровый, редко базальный, по составу гидрослюдисто-каолинитовый с примесью хлорита, реже кальцитовый и регенерации.

Обломки пород имеют преимущественно кварцевый состав, реже встречаются глинисто-кремнистые сланцы, кремнистые и эффузивные

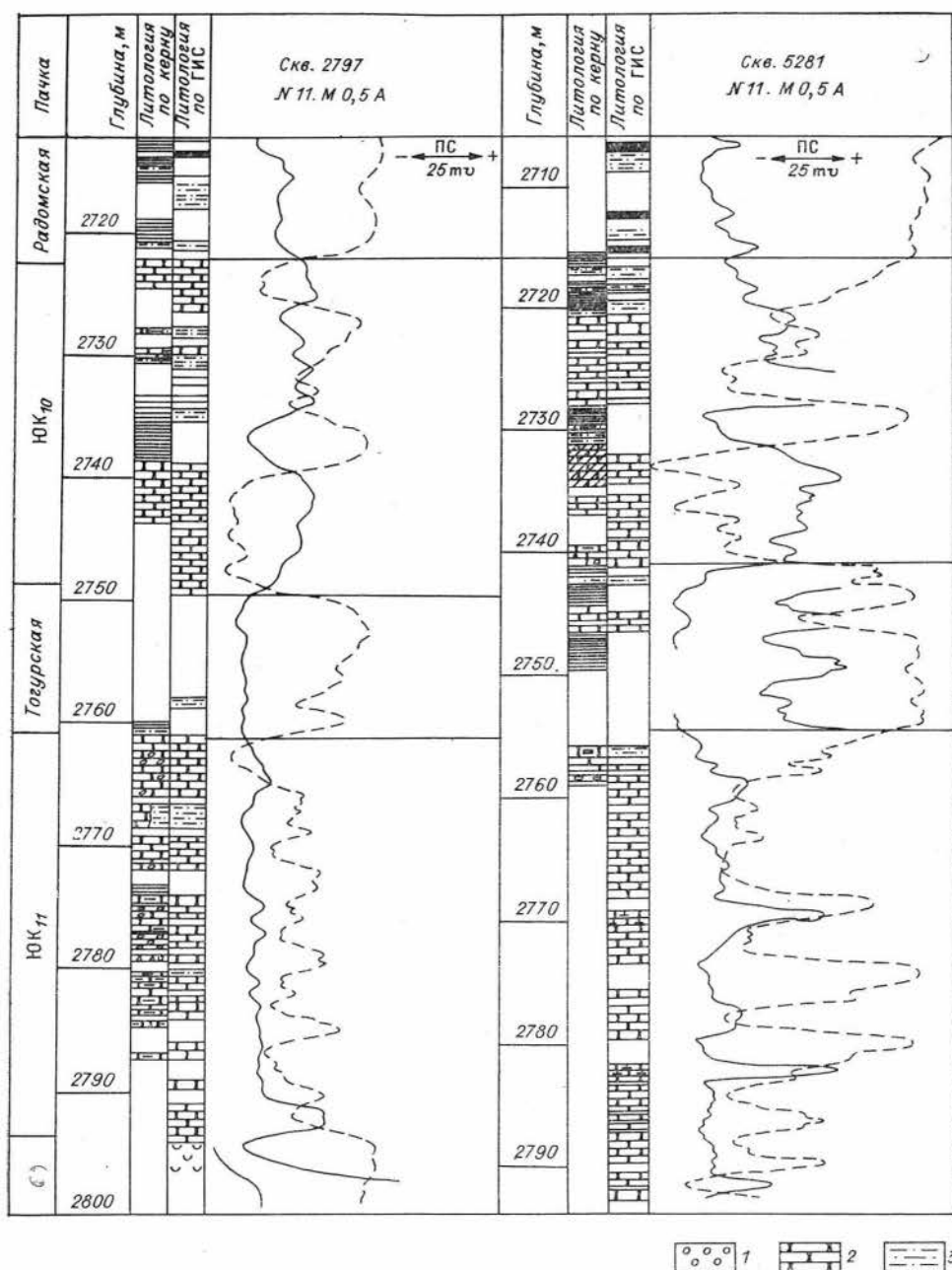
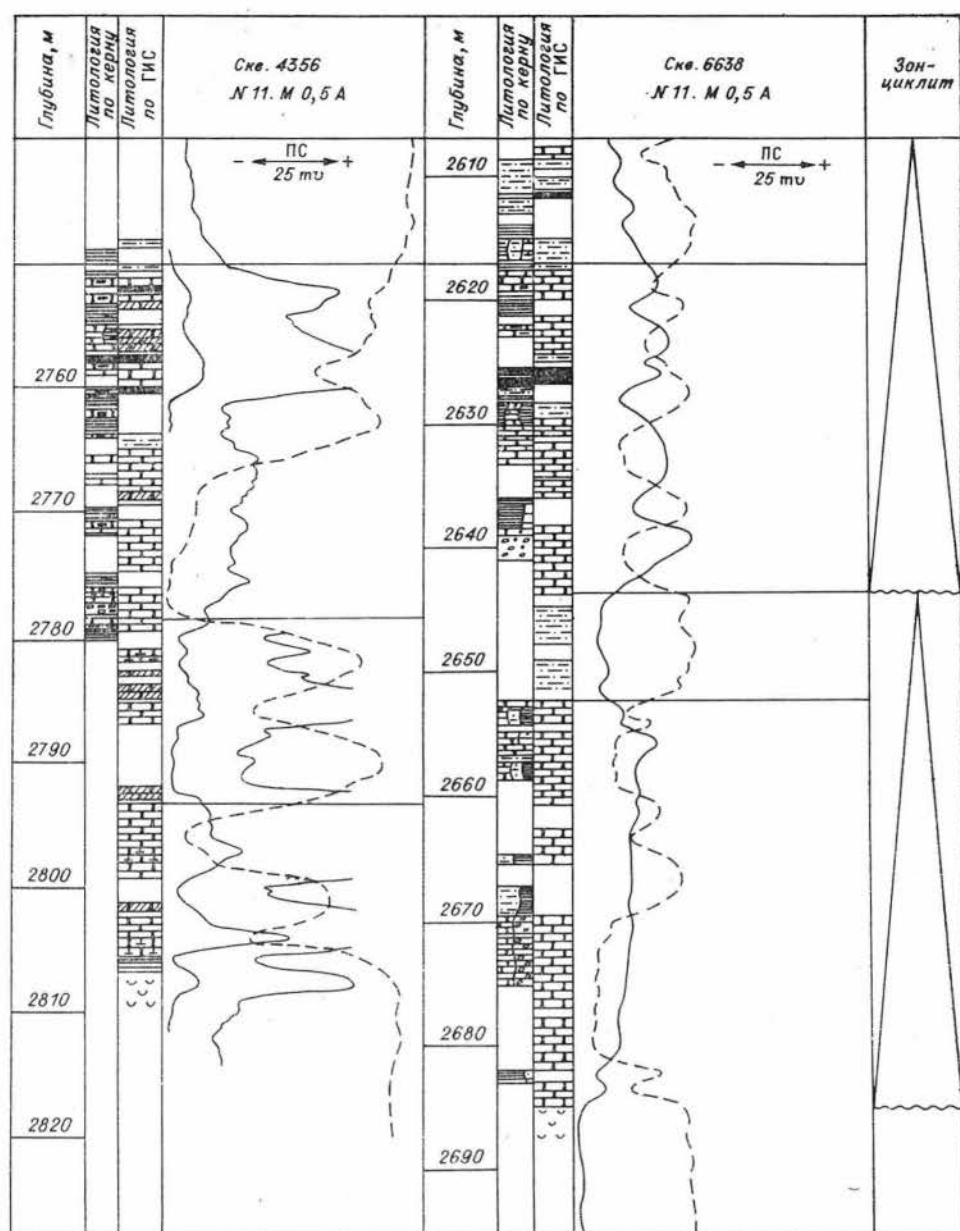


Рис. 1. Распределение циклитов в разрезе шеркалинского горизонта Талинского месторождения нефти.

1 — гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевриты; 4 — глины; 5 — углистые глины и угли; 6 — кривые КС и ПС.

породы. Слюды представлены главным образом мусковитом. Среди акцессорных минералов преобладают магнетит-ильменит и циркон, реже встречаются турмалин, рутил, гранат, сфен. Аутигенные минералы в основном представлены лейкоксеном, пиритом, сидеритом.

По данным количественного рентгеноструктурного анализа, в составе глинистого цемента песчано-гравийного комплекса пород нижней части ЗЦ доминирует каолинит: гидрослюда и хлорит присутствуют в качестве



примеси. В глинистых пластах преобладают гидрослюда и каолинит, заметно повышено содержание хлорита (табл. 1).

Отличительной особенностью гравийно-песчаных пород, по данным электронно-микроскопического анализа, является присутствие блочного и изометрично-пластинчатого каолинита.

Данный ЗЦ состоит из 8—12 элементарных циклитов преимущественно прогрессивного типа. Он имеет отчетливые границы — снизу залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на размытой поверхности доюрского основания, выполняя понижения древнего, довольно интенсивно расчлененного рельефа, а сверху часто перекрывается конгломератом пласта ЮК₁₀.

Распределение глинистых минералов в шеркалинском горизонте Талинского месторождения

Темциклит	Типы пород	Количество определений	Каолинит	Состав глинистых минералов (фракция <0,01 мм)		
				Гидро-слюда	Хлорит	Смешанослойные минералы (гидро-слюда-монтмориллонит)
Верхний ЗЦ						
Нижний ЭЦ ЮК ₁₀	Песчаники, гра-велиты	62	86,9	9,1	4,0	+
	Глины	3	46,0	30,5	22,5	1,0
Нижний ЗЦ						
Верхний ЭЦ (тогурская пачка)	Песчаники, алев-ролиты	15	72,0	21,5	5,3	1,2
	Глины	3	57,0	11,0	30,0	2,0
Нижний ЭЦ ЮК ₁₁	Песчаники, гра-велиты	51	87,1	8,2	4,7	+
	Глины	3	33,8	44,3	20,5	1,4

Границы ЭЛЦ, судя по результатам изучения керна и промыслово-геофизических исследований скважин, за редким исключением, также выражены достаточно отчетливо.

Для нижней части ЗЦ характерно увеличение вверх по разрезу глинистости.

В пространстве также отмечается определенная закономерность в распределении ЭЛЦ, выражающаяся в том, что в центральной части бассейна седиментации отмечаются до 6—8 (редко больше) ЭЛЦ, количество которых вблизи местных выступов фундамента сокращается до полного исчезновения. Верхняя часть зонциклита, выделяемая в объеме тогурской пачки, на большей части территории месторождения представлена монотонной толщей тонкоотмученных или алевритистых глин гидрослюдисто-хлорит-каолинистового состава (см. табл. 1). Для этих отложений характерны:

а) повышенное (до 30—40 %) содержание рассеянного органического вещества гумусового и сапропелевого типа с остатками микрофитопланктона и редких фораминифер;

б) присутствие пиритизированных растительных остатков и повышенных до 76,4 % (скв. Р-105, интервал 2731,1—2742,0 м) концентраций пирита в составе тяжелой фракции глин (по данным литологической лаборатории ЦЛ «Главтюменьгеологии»);

в) наличие многочисленных мелких зеркал скольжения и перемятый облик пород (скв. 3252, интервал 2693,3—2698,3 м и др.);

г) иногда зеленоватые (скв. 3275, интервал 2724,1—2731,1 м), шоколадно-коричневатые и красноватые тона (скв. 3217, интервал 2684,7—2702,7 м) за счет присутствия хлорита, гидроокислов железа и марганца (?).

Однако в этой части циклита встречаются прослои гравийно-песчаных пород (см. рис. 1) и каменного угля до 8—15 см (скв. Р-140, интервал 2656,2—2670,3 м и др.).

Среди разноразмерных (главным образом мелко- и среднезернистых) песчаников и крупно-мелкозернистых, глинистых алевролитов нередко появляются брекчиевидные обломки глинистых пород и минералов величиной от 1 до 12 см серовато- и синевато-зеленого цвета, сцементированных зеленоватой (вероятно, серицит-хлоритовой) глинистой массой (скв. 3217, интервал 2702,7—2710,7 м), придающие породам, по выражению В. И. Белкина, вид пудингового конгломерата.

Распределение основных литотипов пород в верхнем ЗЦ Талинского месторождения нефти по описаниям керна (А) и данным обработки материалов лабораторных исследований (Б)

Субтекти- клиты	Гравели- ты	Литотипы пород. %					
		Песчаники				Алевро- литы	Глины
		грубозер- нистые	крупно- зернистые	среднезер- нистые	мелкозер- нистые		
А							
ЮК ₁₀ ¹	0,2	13,7	8,8	13,1	19,5	13,6	31,1
ЮК ₁₀ ²	0,6	5,1	16,6	2,4	8,1	24,4	42,8
ЮК ₁₀ ³	2,3	31,1	12,1	9,2	8,4	4,9	32,0
Б							
ЮК ₁₀ ¹	0,6	11,8	28,8	15,4	28,1	12,5	2,8
ЮК ₁₀ ²	—	—	—	1,3	17,9	48,4	32,4
ЮК ₁₀ ³	5,7	23,4	33,8	13,8	17,4	5,7	0,2

Примечание. Таблица составлена ст. лаборантом Р. С. Рамазановой (ИГиРГИ).

В песчано-алевритовых отложениях тогурской пачки соотношения основных и второстепенных глинистых минералов менее контрастны, чем в аналогичных породах нижней части ЗЦ (см. табл. 1), что объясняется их низкими фильтрационными свойствами. В глинах при минимальном количестве гидрослюд отмечается повышенное содержание хлорита, придающего им нередко зеленоватую окраску.

В составе нижней части верхнего ЗЦ намечается три темциклита, которым в нефтепромысловой практике отвечают подпачки ЮК₁₀³, ЮК₁₀² и ЮК₁₀¹, обладающие, как будет показано ниже, весьма различными емкостно-фильтрационными свойствами.

Нижний ТЦ представлен комплексом пород различного вещественного состава: конгломератами, песчаниками, гравелитами, алевритами, глинами и их переходными разностями. Согласно статистической обработке большого фактического материала, среди вышеуказанных литологических типов пород преобладают грубо- и крупнозернистые песчаники (табл. 2).

Песчаники, которые составляют большую часть разреза нижнего ТЦ, представлены, как правило, серыми и буровато-серыми массивными, толсто- и косослоистыми разностями с включениями обломочного материала гравийной и алевритовой размерности, обуглившихся растительных остатков, присыпками слюды, прожилками черного глинисто-органического вещества.

Изучение керна, полученного из многочисленных скважин эксплуатационного фонда Талинского месторождения, показывает, что нижний ТЦ характеризуется следующими особенностями:

1) нередко довольно частым чередованием (до 3—7 раз) прослоев гравелитов и песчаников (скв. 6864, интервал 2611,0—2621,0 м), в некоторых случаях подобная слоистость (через 2—5 мм) выражается чередованием сцементированных и рыхлых пропластков (скважины 3971, 4147 и др.);

2) наличием в нижней части конгломератов брекчии, состоящей из угловато-окатанных обломков молочно-белого, розового, красного кварца, светло-серых, выветрелых полевых шпатов величиной от 0,2 до 1,0 см (скв. 2759, интервал 2757—2763 м) и даже 2,5—3 см, включений зеленовато-серых величиной от 5—10 до 35—40 мм в поперечнике (скв. 4163,

интервал 2747,1—2755,1 м), хлоритизированных обломков пород нередко на контакте с нижним ЗЦ;

3) появлением среди грубо-крупнозернистых песчаников тонких (менее 1 см) слоев алевролитов и глин, направленных под углом 5—10° к горизонтальной оси керна (скв. 5534, интервал 2743,1—2751,5 м), мульдобразной с элементами перекрестной слоистости, подчеркиваемой прожилками черного глинисто-органического вещества (скв. 3384, интервал 2694,0—2706,1 м), очень редко с тонкими косыми слоями глин под углом 40—50° в зеленовато-бурых гравелитах;

4) появлением гнезд, вкраплений, прожилок, прослоев и линзочек углистого материала толщиной от 1—2 до 5—10 мм (скв. 4163, интервал 2747,1—2755,1 м) в более мелкозернистой части пород, подчеркивающих пологую и линзовидную, реже косую однонаправленную (под углом 5—10°) и перекрестную, сходящуюся и горизонтальную слоистость;

5) наличием среди мелкозернистой матрицы тонких (до 1,5—2 мм) параллельных и наклонных (под углом от 5—7 до 15—20°) слоев, которые сложены крупно-среднезернистыми частицами, образуя градиационную слоистость и придавая породам микроциклическое строение (скв. 5542, интервал 2758—2767 м);

6) хорошей сортировкой обломочного материала в мелкозернистой части пород с градиационной слоистостью, где свыше 75 % зерен имеют размерность 0,10—0,25 мм;

7) наличием каверн и других вторичных пустот растворения в средне- и крупнозернистых песчаниках с новообразованиями (жеодами) кварца (скв. 3665, интервал 2680,0—2693,0 м) и кальцита в их породах.

В шлифах под микроскопом обломочный материал песчаников представлен в основном кварцем (78—95 %), сильно измененными полевыми шпатами (3—5 %), обломками кварцевых, эффузивных, интрузивных (гранитоиды), осадочных (глинисто-кремнистые, кремнистые сланцы) пород и слюдами (мусковит, реже биотит). Цемент неполно- и пленочно-поровый, иногда контактовый и базальный, по составу глинистый, глинисто-карбонатный, кварцевый регенерационный. Комплекс аксессуарных минералов представлен главным образом магнетит-ильменитом и цирконом. Среди аутигенных минералов преобладают лейкоксен, сидерит, пирит.

Как показывает сравнение, регенерация песчаников одинакового фракционного состава здесь значительна и примерно в 1,5—2,0 раза выше, чем в верхнем ТЦ, слюды сильно преобразованы или практически отсутствуют, встречаются корродированные зерна и новообразования полевых шпатов. Интенсивно развитая регенерация кварца придает отдельным прослоям песчаников сливной характер.

В песчаниках нижнего ТЦ широко распространен аллотигенный изометрично-пластинчатый каолинит, а в пронизываемых разностях доминируют строгие псевдогексагональные кристаллы аутигенного каолинита и даже его отдельные блоки.

Средний ТЦ в большинстве разрезов скажин представлен существенно глинистыми образованиями, в составе которых изредка появляются терригенные песчано-алевритовые отложения; редко он полностью опесчанчивается.

Глины темно- и буровато-серые, тонкоотмученные, углистые, с оскольчатым изломом, а также в различной степени алевритовые и слюдитые, со ступенчатым изломом, горизонтальными и линзовидно-волнистыми прослоями светло-серых алевролитов, участками с постепенными переходами в алевропесчаники полимиктового состава, с обильным растительным детритом на поверхностях напластования, с редкими корешками растений и тонкими (20—50 см) прослойками каменного угля. В глинах нередко встречаются мелкие зеркала скольжения (скв. 6638 и др.).

В тех разрезах, где наблюдается частое переслаивание глин с песчаниками и алевролитами, отмечается косая (под углом 5—7° к поверхности напластования) слоистость. В терригенных породах полимиктового состава, как правило, плохая сортировка зерен, встречаются обуглившиеся растительные остатки и редкие корешки растений.

К наиболее характерным особенностям пород этой пачки, которые могут быть использованы для диагностики, следует также отнести:

1) присутствие среди пород песчано-глинистого состава разностей с зеленоватым оттенком за счет присутствия хлорита в цементе (скв. 2759, интервал 2757—2763 м);

2) присутствие в темно-серых, битуминозных глинах следов жизнедеятельности организмов (скв. 2918, интервал 2761,0—2772,0 м).

В глинисто-алевролитовом прослое, разделяющем нижний и верхний ТЦ, Л. В. Ровниной (ИГиРГИ) выявлены специфические палинокомплексы со значительным участием динофлагеллат в составе микрофитопланктона (скв. 2884, интервал 2705—2714 м).

Верхний ТЦ, судя по данным макро- и микроскопического описания керна многочисленных скважин, характеризуется преобладанием песчаников (см. табл. 2) от мелко- до крупно- и даже грубозернистых, иногда переходящих в гравелитистые разности, глинистых, массивных, неясно- и косослоистых, реже горизонтально-слоистых, с большим количеством слюдистого материала. В песчаниках заметно наличие мелких каверн с размером пустот 1×1,5—2 мм, заполненных черным окислившимся битумом (нефтью).

Среди текстур преобладает полого- и линзовидно-волнистая слоистость, редко встречается тонкая косая (через 0,08—1,5 мм) слойчатость. В шлифах под микроскопом песчаники верхнего ТЦ характеризуются преобладанием кварца (74,4 %), полевые шпаты (12,3 %), обломки пород (8,8 %) и слюды (4,5 %) имеют подчиненное значение. Цемент каолинит-гидрослюдистый, порового и неполно-порового типа и кварцевый регенерационный, редко карбонатный.

В составе тяжелой фракции (0,20 %) доминируют магнетит-ильменит (8,4 %), турмалин (6,6 %), анатаз (4,3 %), встречается корунд. В аутигенной части пород на фоне абсолютного преобладания лейкоксена (69,9 %) отмечается повышенное содержание (15,4 %) пирита.

К характерным особенностям верхнего ТЦ, судя по данным дополнительного макроскопического изучения керна, относятся:

1) появление среди песчаников линзовидных пропластков гравия и брекчиевидных образований с обломками кварца, полевых шпатов, кремнистых пород угловато-окатанной и угловатой формы величиной от 0,5 до 4 см (скв. 2759, интервал 2745—2751 м);

2) наличие многочисленных прослоев углистого материала толщиной от 1—2 мм до 1,5—20 см (скв. 3148) и даже пропластков толщиной до 0,5 м (скв. 5673, интервал 2726,0—2741,1 м);

3) появление песчаников с однонаправленной косой слоистостью, подчеркиваемой тончайшими (0,08—0,10 мм) прожилками черного глинисто-органического вещества (скв. 5524, интервал 2758,0—2767,0 м), изменением гранулометрического состава пород (скв. 3384, интервал 2687,0—2694,8 м), цвета, обусловливаемым различным содержанием тонкорассеянного растительного детрита, в зависимости от содержания которого породы приобретают окраску от светло- до темно-серой с наклоном слоев 20—25° и даже 30—45° (скв. 2793, интервал 2738—2743 м);

4) линзовидная и пологоволнистая слоистость, подчеркиваемая, как правило, слоями черного глинистого материала, нитевидными прожилками глинисто-органического вещества;

5) спорадическое появление слоев с косой перекрестнонаправленной слоистостью, образуемой тонкими пропластками и нитевидными включениями темно-серого глинистого вещества (скв. 3148, интервал 2689,6—2695,6 м), сутуроподобного текстурного рисунка за счет черного

глинисто-органического вещества в песчаных породах (скв. 3665, интервал 2669,0—2680,0 м), следов взмучивания осадка в глинистых алевролитах (скв. 5673, интервал 2726,0—2741,1 м).

Комплекс глинисто-терригенных пород нижнего ТЦ на большей части территории месторождения залегает согласно на глинистых отложениях нижнего ЗЦ и только в прибортовых зонах Мутомской котловины — с угловым и стратиграфическим несогласием на поверхности коры выветривания доюрского основания.

В его составе выделяется от 1—2 до 6 элементарных циклитов, количество которых возрастает в сторону погруженной части палеобассейна, обеспечивая повышенную неоднородность объекта.

В составе верхнего ТЦ, мощности которого меньше, развиты преимущественно 2—3 ЭЛЦ.

Выяснилось, что породно-слоевые комплексы простого по ГИС проциклического строения по данным изучения каменного материала нередко состоят из нескольких (не менее трех) мелких (2—3,5 м) проциклитов, которые начинаются гравийно-песчаными, а заканчиваются глинистыми отложениями (скв. 4356 и др.).

Выявлена и другая весьма интересная особенность строения верхнего ЗЦ — наличие в разрезах скважин на одном и том же стратиграфическом уровне циклитов не только прогрессивного, но и регрессивного типа (см. рис. 1).

Это свидетельствует о более сложном, чем представляется в настоящее время, строении отложений Талинского месторождения.

Литмологический анализ также показал, что нижеюрские разрезы различны по набору элементарных циклитов, мощности песчаных и глинистых слоев в центральной и краевых частях бассейна седиментации.

Сложные сочетания и взаимопереходы циклитов различных типов на территории месторождения отражают различную энергетику палеопотоков и волнового поля.

Так, наряду с обширными участками площади, где циклическое строение основного объекта исследования прослеживается весьма отчетливо, в центральной части палеобассейна фиксируются небольшие зоны отсутствия в составе верхнего темциклита элементарных циклитов нормального ряда вследствие их практически полного замещения глинами и глинистыми алевролитами (район скважин 3052, 3057, 3105, 5272 и др.).

На других участках изучаемой территории типичная картина седиментационной цикличности нарушается за счет исчезновения из разреза глинистых прослоев и слияния отдельных ЭЛЦ в один крупный циклит, равный по объему верхнему темциклиту (район скважин 5554, 5572, 5614, 5646 и др.).

Совершенно очевидно, что подобные явления связаны с различной литодинамической активностью в разных частях бассейна седиментации.

Как выяснилось в результате литмологического анализа, к склонам палеобассейна наблюдаются последовательная (ступенчатая) сменяемость циклитов различного типа и выклинивание продуктивного горизонта за счет закономерного выпадения снизу вверх ЗЦ, ТЦ и ЭЛЦ.

Подобное поведение циклитов свидетельствует о постепенном выравнивании рельефа бассейна осадконакопления, в пределах которого песчаные пласты формировались главным образом за счет местных источников сноса.

В пользу такого заключения свидетельствует также повышенное содержание среди грубообломочных гравийно-галечных отложений обломков пород местных выступов фундамента (доюрского основания) величиной от 1—10 мм до 5—7 см.

В результате изучения закономерностей распространения эффективных толщин песчаников в темциклитах шеркалинского горизонта выяснилась также трансгрессивная направленность процесса осадконакопления

(седиментации), выразившаяся в увеличении площади развития верхнего темциклита по сравнению с более древними отложениями.

Таким образом, полученные в результате литмологического анализа данные позволяют значительно детализировать современные представления о геологическом строении шеркалинского продуктивного горизонта и наряду с литолого-петрографическими, геохимическими и палеонтологическими исследованиями могут с высокой эффективностью использоваться при создании новой модели осадконакопления.

С цикличностью процесса седиментации, как выяснилось в результате анализа обширного фактического петрофизического материала *, связано в значительной мере закономерное распределение проницаемых и плохо проницаемых плотных пластов.

Анализ литмологических и петрофизических данных приводит к заключению о том, что различная фильтрационно-емкостная характеристика темциклитов обусловлена не только вторичными изменениями пород-коллекторов, но также составом и строением ЭЛЦ (рис. 2).

Так, например, в ЭЛЦ с малой (1—2 м) мощностью песчаников чаще фильтрационные свойства на 1—2 порядка ниже, чем в ЭЛЦ, где их мощности превышают 6—8 м. Кроме того, более глинистые ЭЛЦ характеризуются несравненно меньшими значениями проницаемости, чем циклиты с низким (до 10 %) содержанием глинистого материала.

В результате анализа фактических данных выяснилось, что наиболее высокими фильтрационными свойствами в разрезе шеркалинского горизонта характеризуется нижняя часть верхнего ЗЦ, в котором наилучшей флюидопроводимостью обладают гравийно-песчаные породы нижнего ТЦ.

В нижнем ЗЦ проницаемые пласты распределены сравнительно равномерно (см. рис. 2).

В темциклитах нижнего и верхнего ЗЦ лучшими фильтрационными свойствами характеризуются нижняя (у проциклитов) и верхняя (у рециклитов) части породно-слоевых комплексов.

Гравийно-песчаные отложения среднего ТЦ и СТЦ обладают, как правило, весьма низкими фильтрационными свойствами и не представляют большей частью практического интереса.

Глинистые ЭЛЦ шеркалинского горизонта у линии выклинивания обладают низкими фильтрационно-емкостными свойствами, что является еще одним подтверждением заметной роли седиментации в формировании пород-коллекторов.

В результате проведенного литмологического анализа получены следующие основные результаты:

- 1) в составе шеркалинского горизонта представляется возможным выделить три ранга породно-слоевых ассоциаций — элементарные циклиты, темциклиты и зональные циклиты, составляющие единый региональный циклит;

- 2) сложное строение горизонта выражается не только в значительном количестве элементарных циклитов, но и в том, что на одном (одинаковом) стратиграфическом уровне по латерали происходит смена типа циклитов (например, проциклитов на рециклиты и наоборот);

- 3) системно-структурный анализ породно-слоевых ассоциаций обеспечивает возможность более углубленного понимания геологического строения шеркалинского горизонта, в особенности нижнего ЗТЦ, который является основным объектом разработки на территории Талинского месторождения;

- 4) изучение седиментационной цикличности с выделением циклитов различного ранга имеет первостепенное значение, потому что главным образом циклическим строением в конечном счете предопределяются филь-

* Обобщены результаты изучения емкостно-фильтрационных свойств пород шеркалинского горизонта (более 2000 образцов), выполненного в ЦЛ «Главтоменьгеологии» и СибНИИП.

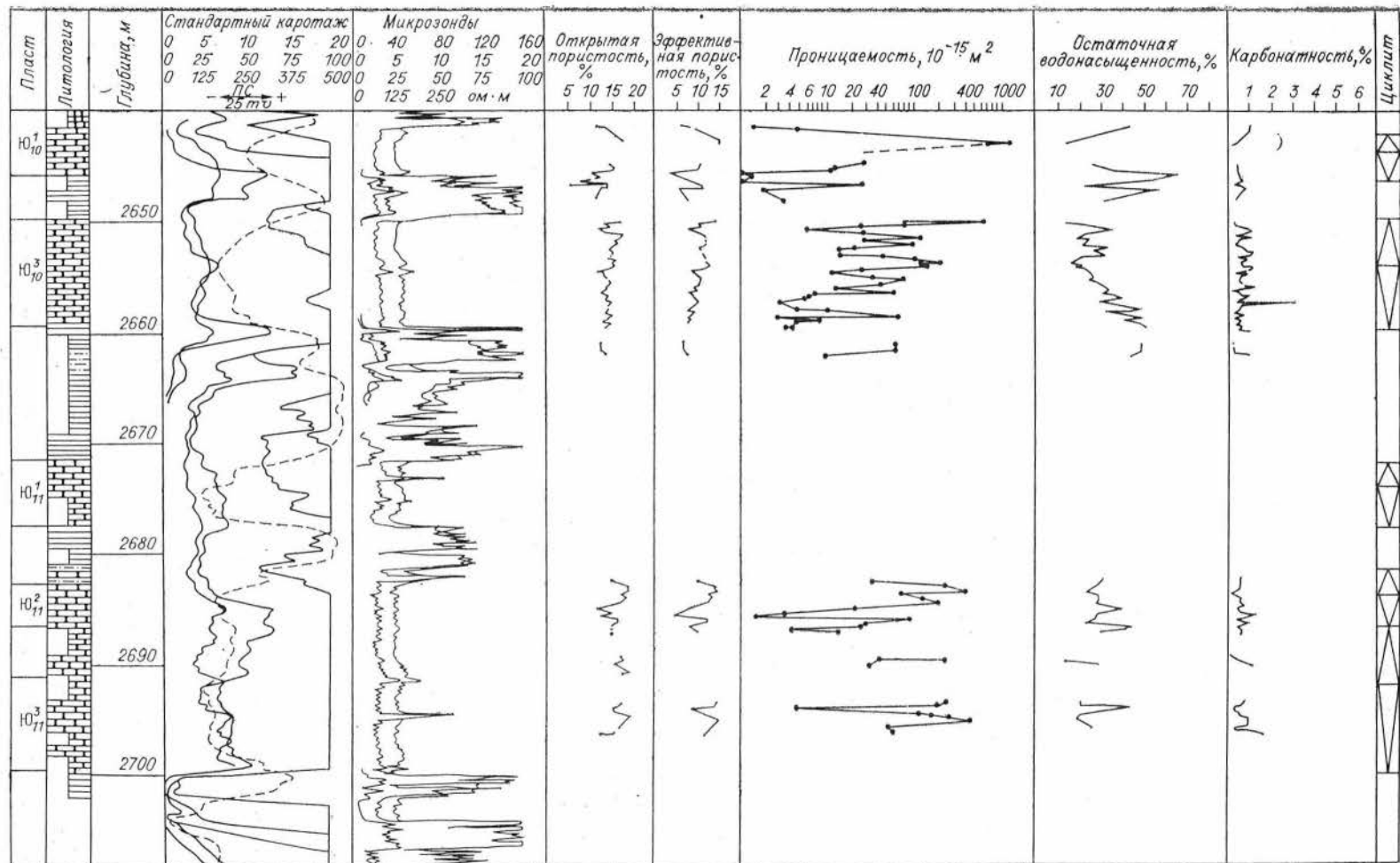


Рис. 2. Диаграмма изменения физико-литологических параметров шеркалинского горизонта (скв. Р-125 (а) и скв. Р-140 (б) Талинской площади).

Усл. обозн. см. на рис. 1.

традиционно-емкостные свойства и особенности нефтеизвлечения из продуктивных пластов шеркалинского горизонта.

Проведенные исследования создают реальные предпосылки для построения детальных литостратиграфических схем, уточнения генезиса и создания детальных карт распространения пластов-коллекторов с различными емкостно-фильтрационными характеристиками и моделей залежей, что исключительно важно для оценки активных запасов нефти в шеркалинском горизонте.

С. В. Архипов

ГЕНЕЗИС ОТЛОЖЕНИЙ ПЛАСТА ЮК₁₀ ШЕРКАЛИНСКОГО ЗОНАЛЬНОГО ЦИКЛИТА ТАЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПО ДАННЫМ ТЕКСТУРНОГО АНАЛИЗА)

Основным продуктивным горизонтом (пластом) Талинского месторождения нефти является ЮК₁₀, который выделяется в низах тюменской свиты. Его отложения широко развиты в пределах площади в отличие от подстилающих образований пласта ЮК₁₁, сформировавшихся в наиболее погруженных (по кровле фундамента) участках района. В составе горизонта ЮК₁₀ обособляются два песчаных слоя; мощность каждого из них составляет в среднем около 10 м. Глинистый раздел между песчаными прослоями (сверху вниз соответственно ЮК₁₀¹ и ЮК₁₀²) также невыдержанной мощности: от 0 до 4 м и более.

Для изучения текстурных особенностей отложений пласта нами отобраны наиболее характерные образцы зерна из эксплуатационных скважин 5275, 5278, 5556, 5654, 5673, 8106. Чтобы исключить искажения текстур на цилиндрических поверхностях зерна, последние были распилены под прямым углом по плоскостям, ориентированным вдоль оси зерна.

Проведена корреляция разрезов скважин по литологическому составу и комплексу ГИС, на основании чего определено взаимное положение образцов изученных скважин в разрезе горизонта (см. рисунок). На рисунке представлена каротажная характеристика пласта по скв. 5673, где вскрыт наиболее характерный тип разреза ЮК₁₀.

На фиг. 1—20 представлены фотографии образцов зерна в натуральную величину. Нумерация образцов проведена снизу вверх по разрезу пласта.

В основании горизонта залегают песчаники крупнозернистые до гравелита с включениями гальки размером до 3 см и более (см. приложение, фиг. 1). По положению в разрезе и размеру обломочной части породы эти песчаники явно руслового генезиса, по-видимому, характеризуют базальный горизонт пласта. Вверх по разрезу песчаники того же генезиса, однако размер фракции меньше. Наиболее крупные обломки, составляющие породу, едва достигают размеров гальки (фиг. 1). На фиг. 2 представлен образец, где крупнозернистый песчаник, слагающий нижнюю его часть, перекрывается алевролитами с прослоем углефицированного растительного детрита. Здесь аллювиальные русловые отложения вверх по разрезу замещаются отложениями пойменных фаций. По положению в разрезе и фациям образец характеризует контакт отложений пропластка ЮК₁₀² и раздела между пропластками (см. рисунок).

Далее вверх по разрезу текстуры пород отражают развитие на площади фаций пойменного комплекса. Хорошо иллюстрирует эти фации обра-

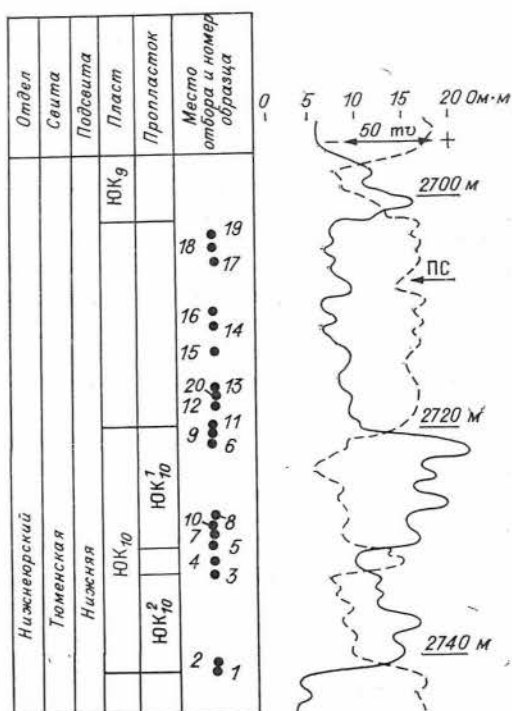
зец, представленный на фиг. 3, где отмечаются прослои углей. Следовательно, отложения пропластка ЮК₁₀² и преимущественно глинистого раздела между пропластками в совокупности представляют полный разрез аллювиальной толщи, поскольку в разрезе последней русловые отложения перекрываются пойменными *.

Отложения подошвенной части пласта ЮК₁₀¹ характеризует образец, представленный на фиг. 4. Здесь гравелит, отдельные обломки которого достигают размеров гальки, с размывом ложится на подстилающие глины пойменного комплекса фаций, принадлежащие разделу между ЮК₁₀² и ЮК₁₀¹. Чуть выше по разрезу отобран другой образец (фиг. 5).

Это сортированный гравелит с включениями плоских обломков глин, по-видимому попавших в осадок из размываемых отложений подстилающего пойменного комплекса. Выше разрез характеризует образец, где отсутствие крупных обломков в основании слойков делает косую слоистость слабо выраженной (фиг. 6).

Во время формирования отложений русловых фаций пойменные отложения, как правило, размывались и на площади отмечаются лишь фрагментарно (фиг. 7). В кровле пласта фракционный состав песчаников становится более мелкозернистым, сохраняя текстуры русловых отложений (фиг. 8). Венчают разрез горизонта ЮК₁₀ отложения, образец из которых представлен на фиг. 9. Здесь песчаники перекрываются отложениями пойменного комплекса. Перекрывающий их пласт ЮК₉ сложен мелкозернистыми песчаниками, отмечается в разрезах скважин не повсеместно, что связано, по-видимому, с ослаблением скоростей течения речных потоков и ограниченностью развития русловых фаций по площади. Все это способствовало хорошей сохранности в разрезе преимущественно глинистых отложений покрывки пласта ЮК₁₀. Они имеют значительную толщину (см. рисунок) и широкий спектр субфаций пойменного комплекса. Здесь выделяются отложения озерных, старичных, пойменных и болотных субфаций. Интересен тот факт, что в кровле пойменного комплекса залегают отложения болотных субфаций, причем по разрезу скв. 5673 хорошо прослеживается процесс заболачивания озера (фиг. 15—17).

Сопоставление русловых и пойменного комплекса отложений со стандартным каротажем показывает, что по ГИС можно, когда выяснен аллювиальный генезис отложений, выделять отложения русловых фаций и фаций пойменного комплекса. Отложения руслового генезиса, представленные преимущественно песчаниками, характеризуются отрицательными аномалиями кривой ПС и повышенными значениями сопротивлений.



* Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. — М.: Наука, 1965. — С. 131—150.

Отложения пойменного комплекса, представленные преимущественно глинистыми отложениями, где отмечаются прослой углефицированного растительного детрита, прослой углей, выделяются положительными аномалиями ПС и низкими значениями сопротивлений. Это позволяет уже по данным ГИС дифференцировать аллювиальные отложения на русловые и пойменного комплекса.

Таким образом, анализ текстур отложений горизонта ЮК₁₀ и перекрывающих отложений показывает, что они являются аллювиальными образованиями, а разрез горизонта имеет циклическое строение, обусловленное чередованием фаций русловых и пойменного комплекса. В составе последнего отмечаются отложения собственно пойменных, старичных, озерных и болотных субфаций.

Изученные отложения представлены полным разрезом двух аллювиальных толщ, каждая из которых состоит из русловых образований, залегающих в нижней части толщ, и пойменных. В русловых толщах наиболее грубозернистая часть отложений залегает в подошве каждого слоя и в целом в подошве толщ. Вверх по разрезу грубозернистость отложений уменьшается, что является характерным для русловых аллювиальных образований *. В отложениях пойменного комплекса также намечается определенная закономерность, когда разрез завершают образования субфаций торфяных болот.

Формирование верхней аллювиальной толщи ЮК₁₀ сопровождалось размывом пойменного комплекса нижней аллювиальной толщи и, возможно, верхней части русловых отложений. В связи с этим толщины глинистого раздела между ЮК₁₀¹ и ЮК₁₀² от разреза к разрезу меняют свои мощности. То же характерно и для глинистого раздела между горизонтами ЮК₁₀ и ЮК₁₁, и для разделов внутри ЮК₁₁. Все это необходимо учитывать при корреляции и индексации этих отложений.

На основании материалов ГИС можно производить дифференциацию отложений на русловые и пойменные и выделять отдельные аллювиальные толщи.

Выполненный достаточно детальный анализ текстурных особенностей продуктивных отложений горизонта ЮК₁₀ и перекрывающих его глинистых отложений свидетельствует об их аллювиальной природе. Песчаники этого горизонта, являющиеся базальными слоями шеркалинского зонального циклита (по терминологии Ю. Н. Карогодина) прогрессивного типа, относятся к русловым образованиям. Знание генезиса продуктивных отложений важно как для ориентации дальнейших поисково-разведочных работ, так и для оптимальной эксплуатации залежей.

В случае морского генезиса, как считают некоторые исследователи на основании единичных находок микрофауны в глинистых прослоях, методика поисково-разведочных работ должна быть принципиально иной.

Ю. Н. Карогодина, М. А. Левчук, Ю. Е. Маслов

УЗБЕКСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ — НОВЫЙ ОБЪЕКТ ПОИСКА ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ В ТЮМЕНСКОЙ СВИТЕ (СИСТЕМНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ)

Шаимский район Приуральской нефтегазоносной области является старейшим нефтегазоносным районом Западной Сибири. Здесь давно закончены интенсивные поисково-разведочные работы, подсчитаны геологические и прогнозные запасы и, казалось бы, ничего нового в отношении пер-

* Ботвинкина Л. Н. Атлас литогенных типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. — М.: Наука, 1956.

спектив нефтегазоносности быть не может. Однако в 1987—1989 гг. пробуренные в северо-западной части Шаимского незамкнутого мегавала (структурного носа) скважины дали значительные промышленные притоки нефти. Поскольку это была новая площадь, месторождение назвали Узбекским*.

По представлениям геологов-производственников, оно включает в себя группу локальных поднятий, расположенных в зоне сочленения мегавала с Верхнекондинским мегапрогибом и выявленных ранее сейсморазведочными работами (Мысовое, Средне-Чанчарское, Южно-Чанчарское, Марьинское, Южно-Турское, Турское, Андреевское, Западно-Андреевское и др.) (рис. 1).

Первые промышленные притоки нефти получены из отложений тюменской свиты, мощность которой, по данным бурения в районе месторождения, изменяется от 0 до 50 м. Отложения этой свиты представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, которые выполняют эрозионно-тектонические понижения палеозойского фундамента. Перекрываются отложения тюменской свиты существенно глинистыми образованиями даниловской свиты (средний — верхний келловей — низы берриаса), основание которой представлено базальным горизонтом П (глауконитовые песчаники с обилием белемнитов и двустворок мощностью до 10 м). Глинистые породы даниловской свиты и ее аналогов являются надежным региональным экраном не только для нефтяных, но и для газовых залежей всей Приуральской нефтегазоносной области.

Как известно, основным продуктивным горизонтом в пределах большей части Шаимского мегавала являются келловей-кимериджские песчаные отложения. На некоторых месторождениях дополнительным продуктивным горизонтом становятся подстилающие песчаные отложения тюменской свиты, а также трещиноватые породы фундамента и коры выветривания.

Судя по скважинам, пробуренным в пределах Узбекского месторождения (скважины 9025, 9070, 9071, 9075, 9076), основной продуктивной толщей будет тюменская свита (см. рис. 1). Базальные верхнеюрские отложения в этой части склона мегавала, видимо, существенно глинизируются, становятся маломощными и плохопроницаемыми. Из отложений тюменской свиты в наиболее полных разрезах скважин (скв. 9076) выделяется до семи песчаных пластов мощностью до 7 м, из которых получены довольно значительные притоки нефти. По предварительным данным, коллекторские свойства песчаных пластов в пределах Узбекского месторождения не хуже таковых верхнеюрских горизонтов других месторождений района. Это несколько озадачило геологов, так как песчаные пласты в составе тюменской свиты, как известно, не отличаются емкими коллекторскими свойствами. Исключение составляет рукавообразное песчаное тело в основании тюменской свиты (шеркалинский горизонт нижней юры) Талинского месторождения Краснотинского района соседней Фроловской нефтегазоносной области. Возник ряд вопросов: не шеркалинский ли это горизонт, не рукавообразная ли это залежь (некое подобие талинской), единое ли это месторождение, объединяющее более 10 локальных поднятий, или это несколько самостоятельных отдельных месторождений, связанных с группами локальных поднятий или отдельными структурами? Одним из признаков крупных и гигантских месторождений является избыточное заполнение ловушек и объединение группы (3—7 и более) локальных поднятий единым контуром нефтегазоносности.

Вот те вопросы, на которые необходимо ответить в первую очередь.

Основой структурных и палеоструктурных построений и фациальных реконструкций является детальная стратиграфия (расчленение и корреляция) продуктивных отложений. Для континентальных отложений тюменской свиты этот вопрос остается сложным из-за отсутствия фауны,

* За большой вклад строителей Узбекистана.

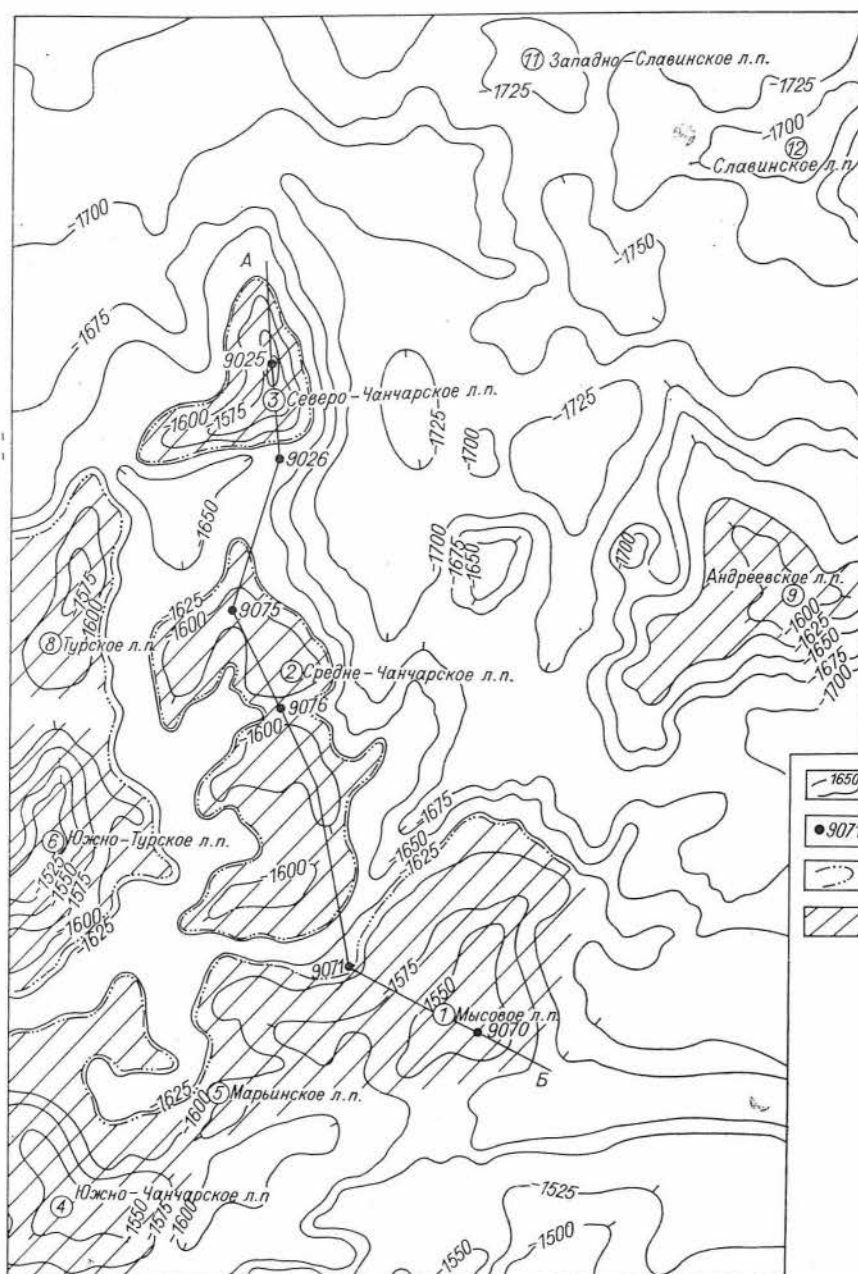


Рис. 1. Структурная карта Узбекского месторождения по сейсмическому отражающему горизонту II.

1 — изогипсы отражающего горизонта II; 2 — разведочная скважина и ее номер; 3 — предполагаемый контур ВНК; 4 — предполагаемая зона нефтегазоносности.

редкие находки которой, как правило, не определялись до рода и ничего практически не дали для целей расчленения и корреляции. Нами же для этого были использованы системно-литологический подход по данным ГИС (стандартный и радиоактивный каротажи масштаба 1 : 200) и описание керна.

Основная продуктивная толща, т. е. тюменская свита, достаточно надежно выделяется по данным ГИС, имеет определенный характер электрокаротажных кривых между породами фундамента и морскими глинистыми отложениями даниловской свиты со сравнительно маломощным

Таблица разбивок юрских отложений Узбекского месторождения

Ярус			Байосский—батский—келловейский	Келловейский	
Свита			Тюменская	Даниловская	
Регоциклит			Малышевский	Баженовский	
Номер скважины	Альтитуда	Забой	Отметки подошвы элементарных циклитов *; мощность РГЦ	Горизонт П, подошва/м	Горизонт Б, подошва/м
9025	63,0	1660	1634(3+6 = 9), 1623(2+6 = 8), 1625(1+1 = 2); 19	1615/3	1552/14
9075	65,5	1720	1691(4+7 = 11), 1679(5+6 = 11), 1684(3+2 = 5); 23	1668/4	1583/2
9076	60,6	1760	1734(7+2 = 9), 1725(4+1 = 5), 1720(3+1 = 4), 1716(3+6 = 9), 1707(3+2 = 5), 1702(4,8+ +5,2 = 10); 49	1685/4	1587/9
9071	61,7	1780	1692(3+4 = 7) 1747(7+10 = 17), 1709(5+4 = 9), 1730(4+17 = 21); 47	1700/10	1605/10
9070	72,7	1647	Отсутствует	1611/7	1549/5

* В скобках: мощность 1-го элемента циклита + мощность 2-го элемента циклита = общая мощность.

Таблица составлена М. А. Левчуком.

Таблица 2

Результаты испытаний разведочных скважин Узбекского месторождения

Номер скважины	Глубина, м	Геологический объект	Результаты испытаний и наблюдений
9075	1663—1668	Пласт II	Нефть — 136 м ³ /сут
	1675,6—1678	Тюменская свита	Слой пропитан нефтью
9070	1605—1611	Пласт II	Пласт нефтенасыщен
9071	1690—1747	Пласт II и тюменская свита	Вода — 236,9 м ³ /сут
9025	1629,6—1633,2	Тюменская свита	Ожидается газ

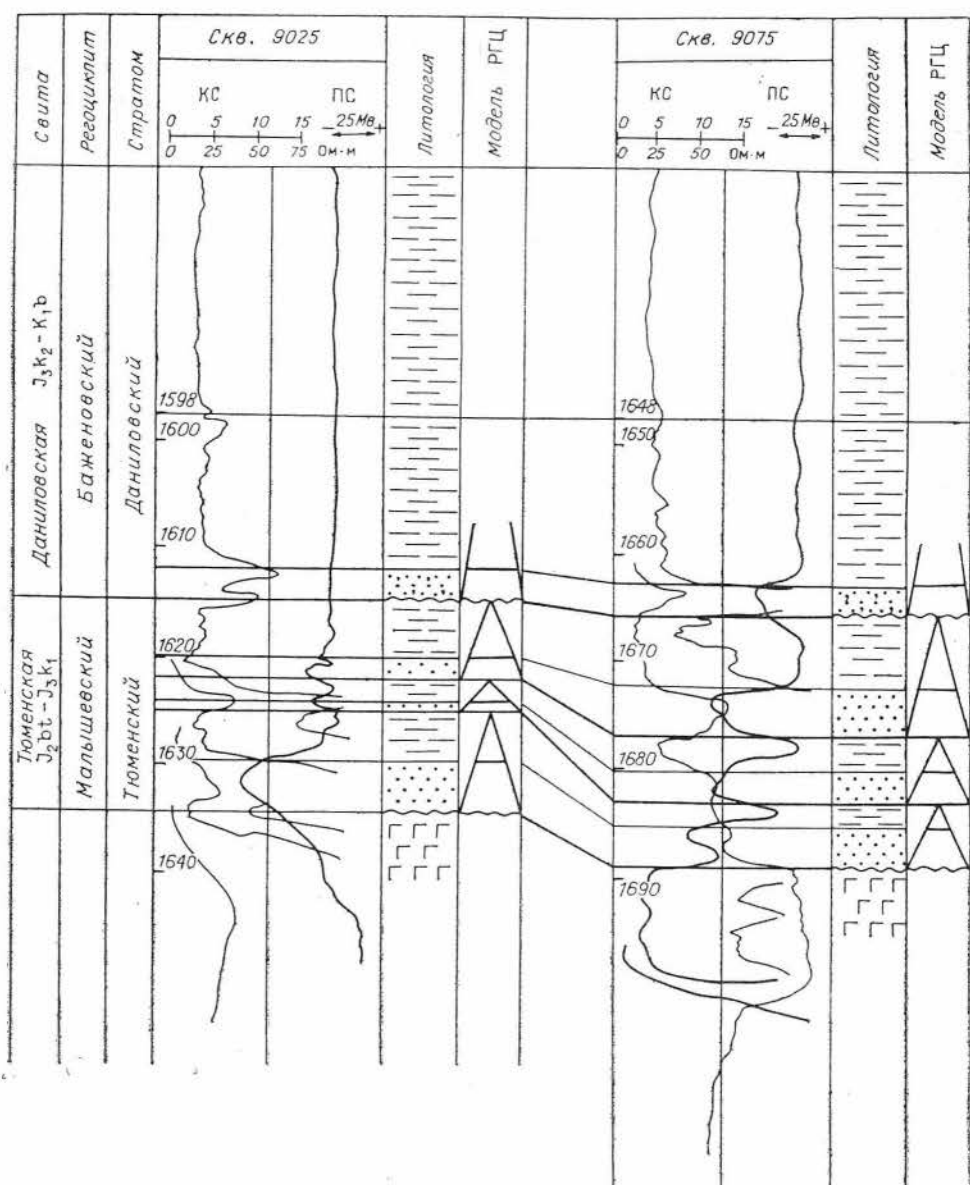
(не более 10 м) базальным песчано-алевритно-глинистым глауконитовым пластом. Это соответственно и два сейсмических отражающих репера А (фундамент) и II (кровля базального горизонта).

Эти две границы использовались нами и при расчленении и корреляции как реперные.

Третья подобная граница связана с кровлей глин повышенной битуминозности (и радиоактивности), которая условно принимается за кровлю баженовской свиты. Она отчетливо выделяется на электрокаротажных диаграммах и кривой ГК повышенными значениями. С ней же связан опорный региональный отражающий сейсмический горизонт Б.

С использованием методики и правил выделения элементарных циклитов (ЭЛЦ) по материалам ГИС * в наиболее полных разрезах в составе тюменской свиты выделено семь элементарных циклитов прогрессивного типа (рис. 2). Все они начинаются со слоя песчаников, имеющих резкую нижнюю границу, и вверх по разрезу постепенно переходят в алевритито-песчаники, алевритистые аргиллиты, аргиллиты в различной степени

* Карогодин Ю. Н., Гайдебурова Е. А. Системные исследования слоевых ассоциаций нефтегазоносных бассейнов (по комплексу промыслово-геофизических данных). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 107 с.



углистые. Таким образом, элементарные циклиты состоят из двух половин: нижней песчаной и верхней глинистой (точнее — аргиллитовой).

На ряде электрокаротажных диаграмм видны резкие нижняя и верхняя границы и постепенная внутренняя (см. рис. 2). Мощность ЭЛЦ изменяется от 2,0 до 21,0 м. Нижние (песчаные) части изменяются от 1,0 (а точнее от 0) до 7,0 м, а верхние (глинистые) — от 1,0 до 17,0 м. Изменение мощностей в значительной мере контролируется современной структурой. О палеоструктуре судить пока невозможно, так как анализ сейсморазведочных материалов (в основном более чем 10-летней давности) показал, что они не соответствуют данным бурения. На локальных поднятиях мощность тюменской свиты не превышает 20,0 м (скв. 9025), количество циклитов — не более трех.

На Мысовом локальном поднятии (скв. 9070), где породы фундамента залегают сравнительно неглубоко, отложения тюменской свиты полностью отсутствуют, выклиниваются. Вариант литмологического расчленения и корреляции представлен на корреляционной схеме (см. рис. 2), а по каждой из пробуренных скважин — в табл. 1.

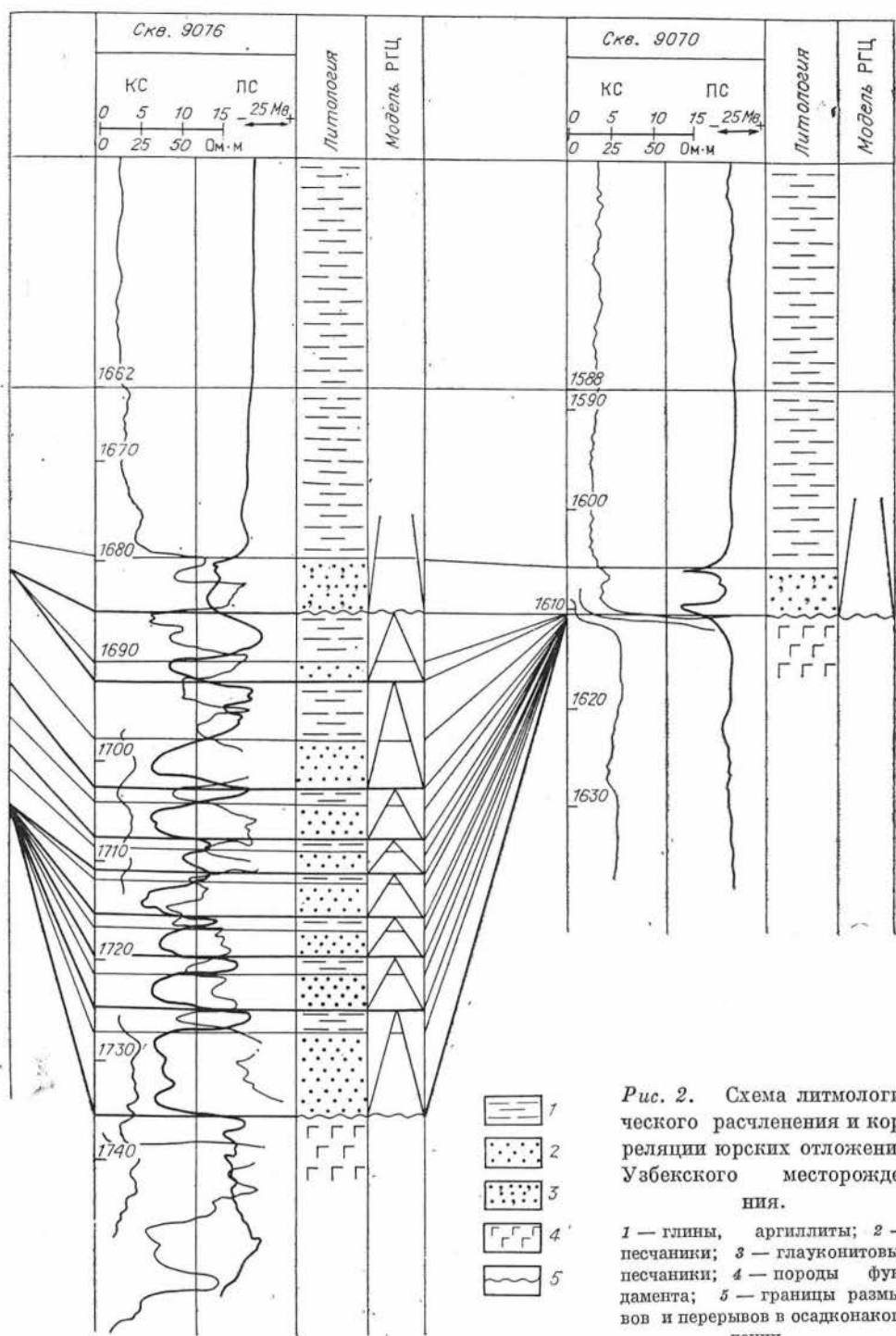


Рис. 2. Схема литологического расчленения и корреляции юрских отложений Узбекского месторождения.

1 — глины, аргиллиты; 2 — песчаники; 3 — глауконитовые песчаники; 4 — породы фундамента; 5 — границы размывов и перерывов в осадконакоплении

Судя по результатам опробования (табл. 2), водонефтяной контакт (ВНК) установлен на отметке 1623,5 м.

Если предположить, что он будет таким, не ниже и не наклонным на всей площади, то это не будет единая залежь для всех вышеназванных локальных поднятий. Достаточно глубокие понижения и седловины будут отделять одну залежь от другой. Один из возможных вариантов такого разделения показан на схеме (см. рис. 1). Не без основания можно пред-

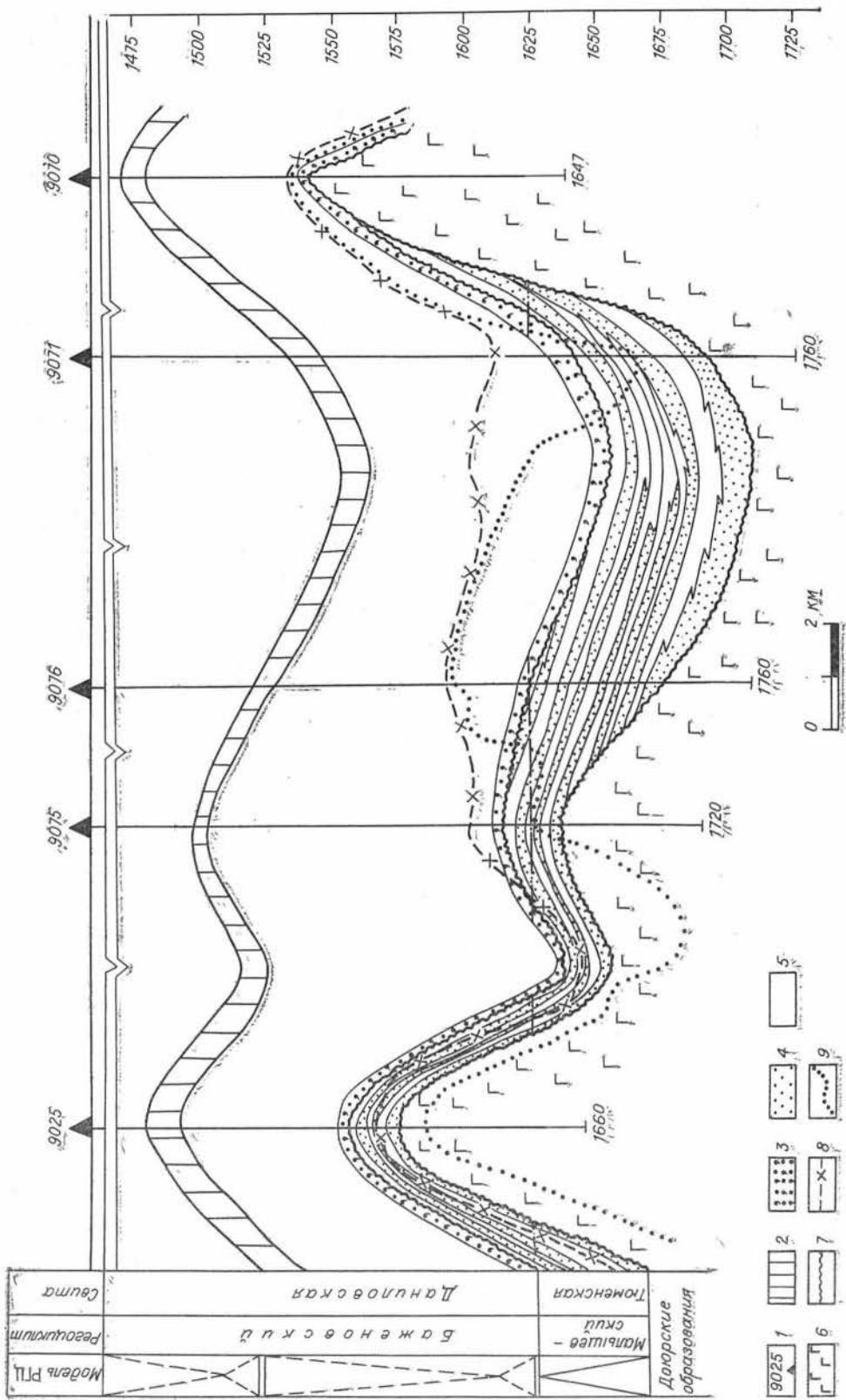


Рис. 3. Геологический профиль через Узбекское месторождение.

1 — скважины; 2 — битуминозные глины; 3 — глауконитовые песчаники, алевролиты; 4 — песчаники; 5 — глины, аргиллиты; 6 — породы фундамента и коры выветривания; 7 — границы размылов и перерывов в осадконакоплении; 8, 9 — сейсмические отражающие горизонты II (8) и A (9).

положить, что на погруженных структурах, расположенных ближе к Верхнекондинскому мегапрогибу, ВНК также будет «погружаться», снижаться (рис. 3).

Все это необходимо учитывать при поисково-разведочных работах и вносить соответствующие коррективы в методику поиска залежей.

Таким образом, в данном районе, вероятнее всего, будет не одно месторождение, не одна залежь (если считать единство ВНК важнейшим показателем), а группа Узбекских месторождений со сходным строением продуктивной части.

По нашим представлениям, продуктивная толща тюменской свиты исследуемого района не является возрастным аналогом нижнеюрских отложений шеркалинского горизонта Талинского месторождения, хотя по коллекторским свойствам, видимо, близка к нему. Это скорее всего среднеюрские отложения верхней части тюменской свиты (малышевский региональный цикл). Лучше всего этой продуктивной толще, отличающейся по коллекторским свойствам от типичных плохопроницаемых отложений тюменской свиты и по возрасту от нижнеюрских образований шеркалинского горизонта (джангодский регоциклит), дать собственное название — чанчарский горизонт.

Как видно из рис. 1, все пробуренные скважины расположены по одному профилю, поэтому невозможно судить о форме песчаного тела на основании данных бурения. Значительная погрешность при построении структурных карт по данным сейсморазведки (1977—1978 гг.) также заставляет относиться с осторожностью к палеореконструкциям на этой основе. Анализ сейсмических материалов свидетельствует о площадном распространении отложений тюменской свиты, а также о наличии «лысин» (полного выклинивания) на ряде приподнятых участков. Однако тюменская свита разреза данного района и чанчарский продуктивный горизонт могут оказаться различными объектами. При площадном распространении тюменской свиты, как и в пределах Краснотенинского района, чанчарский горизонт может иметь свои контуры развития. Возможно, это рукавообразное, дендровидное тело, связанное с пониженными участками палеорельефа и отсутствующее на присводовых участках и локальных сводах (выступах). В связи с этим для его выявления и картирования до бурения скважин потребуются специальные методические, сейсмолитологические разработки. Вполне допустимо наличие в данном районе фациальных аналогов шеркалинского горизонта, но более молодого возраста (среднеюрского, возможно, байос-батского).

В дальнейшем необходимы детальный структурный и палеоструктурный литомофациальный анализы по каждому элементарному циклиту (на базе системно-литологического подхода) с целью выявления закономерностей размещения и условий формирования залежей углеводородов. Знанием этого будет определяться стратегия поиска и разведки, а в дальнейшем и рациональная эксплуатация месторождения.

А. В. Владимиров, А. С. Медведский

ОБОСНОВАНИЕ ВЫДЕЛЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ЛИТМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ВЕНД-НИЖНЕГО КЕМБРИЯ

ХУЖИРСКИЙ РГЦ

Согласно методике системно-структурного анализа породно-слоевых ассоциаций (САПА), хужирский региональный циклит (РГЦ) был выделен как целостное породное тело, характеризующееся внутренней непрерывностью и направленностью изменения системообразующего (эмерджентного) свойства и ограниченное сверху и снизу поверхностями перерывов.

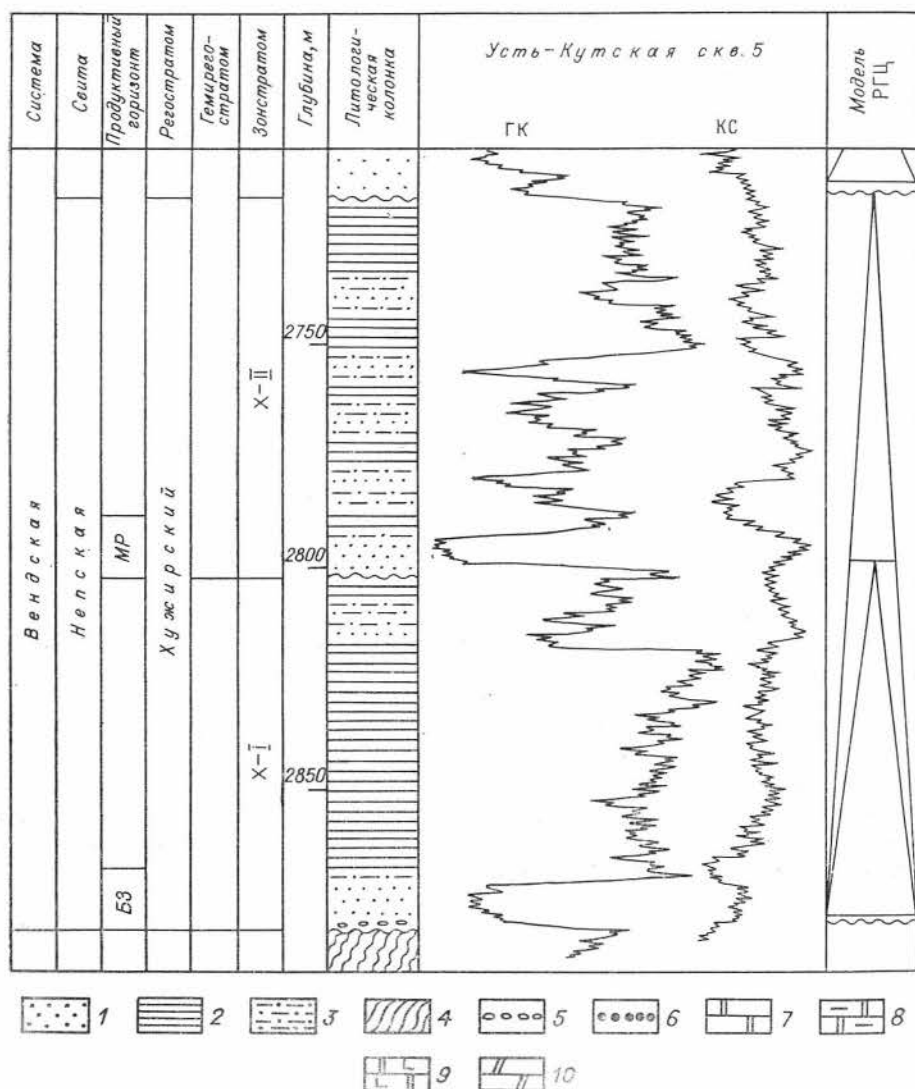


Рис. 1. Строение хужирского РГЦ в Усть-Кутской зоне.

1 — песчаники; 2 — аргиллиты; 3 — алевролиты; 4 — кора выветривания; 5 — конгломераты; 6 — гравелиты; 7 — доломиты; 8 — глинистые доломиты; 9 — ангидритистые доломиты; 10 — мергели.

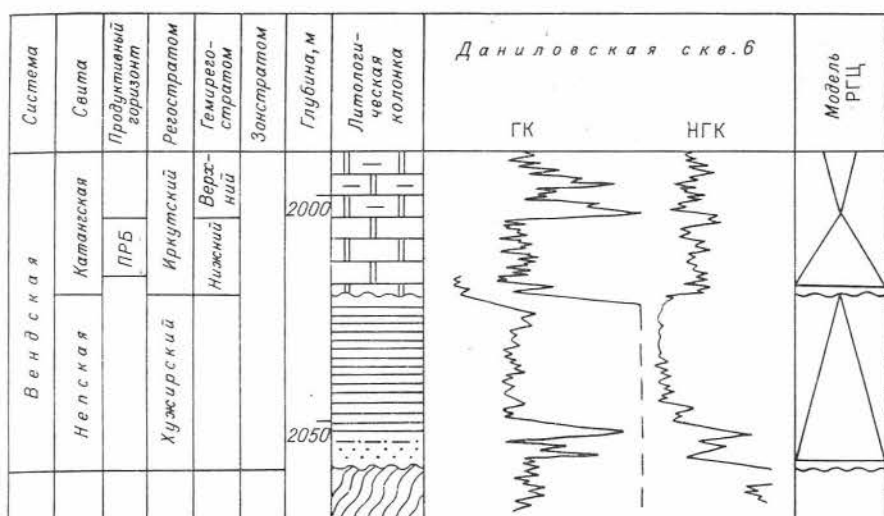


Рис. 2. Строение хужирского РГЦ в Даниловской зоне.
Усл. обозн. см. на рис. 1.

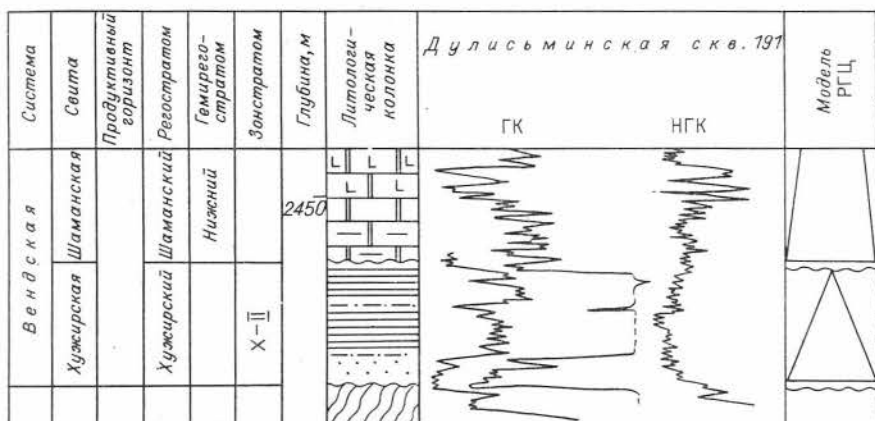
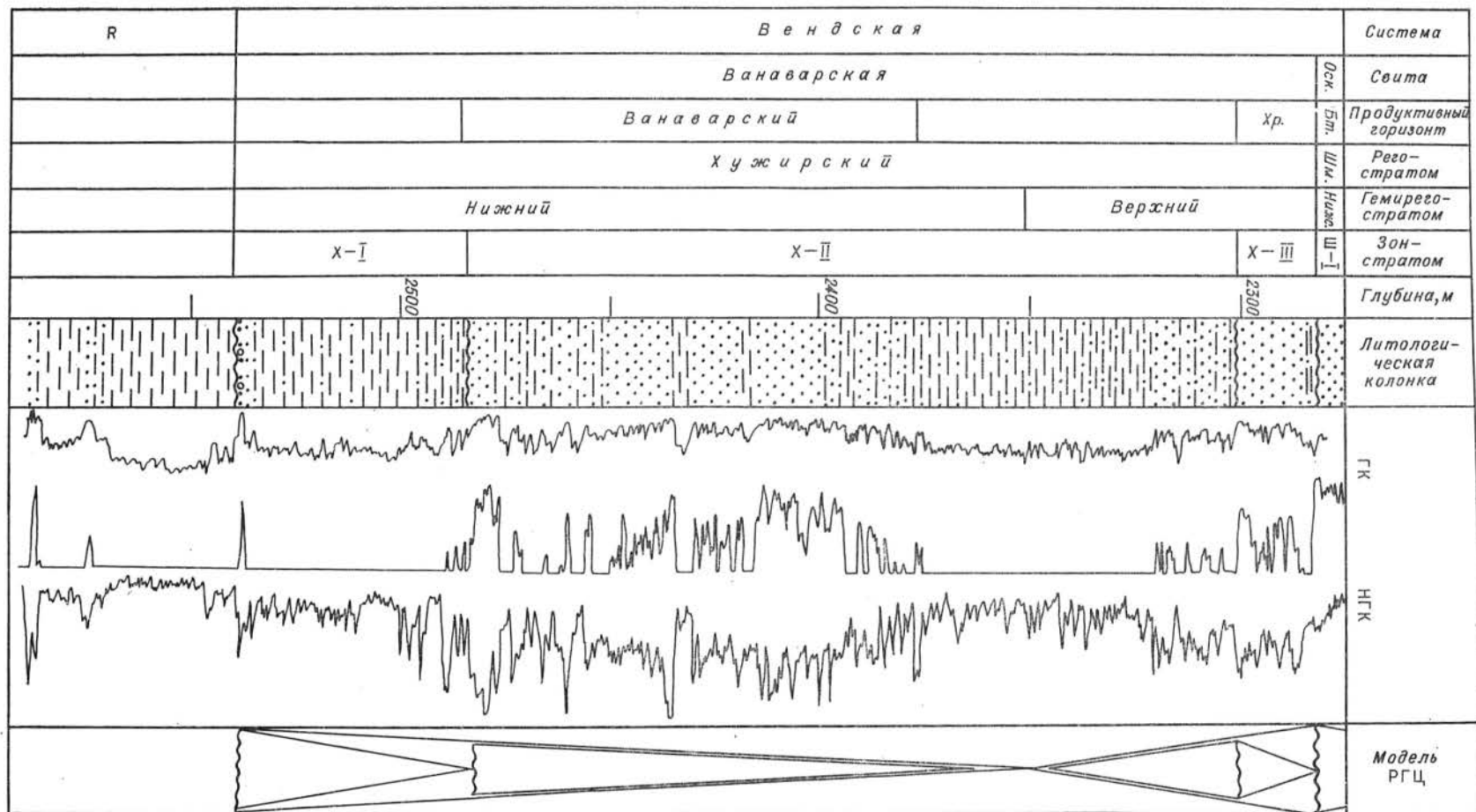


Рис. 3. Строение хужирского РГЦ в Аянско-Дулисьминской зоне.
Усл. обозн. см. на рис. 1.

В качестве эмерджентного свойства рассматривалась относительная связь слоев во времени, которая отражалась в близости (похожести) структурных (в данном случае размер зерен) и вещественных характеристик.

В силу того, что вынос зерна из большинства скважин недостаточно высок, основным источником информации стали промыслово-геофизические исследования, т. е. выделение хужирского и всех остальных РГЦ базировалось на данных ГИС. Не останавливаясь на методике выделения литостратиграфических подразделений по данным каротажа, которая подробно описана в ряде работ [Карогодин, Гайдебурова, 1985; и др.], перейдем к изложению результатов, полученных вследствие ее применения.

Нижней границей хужирского РГЦ является поверхность преднепского регионального стратиграфического несогласия, отделяющая терригенные литологические разности хужирского РГЦ от кристаллических пород фундамента или продуктов их выветривания. Интервал контактирования этих пород повсеместно характеризуется резкой сменой значений на всех каротажных кривых, что позволяет без труда выделять и проследивать на площади эту границу.



На востоке Вилючанской седловины в Предпато́мском прогибе, на Пеледуйском своде нижняя граница РГЦ связана с поверхностью предталахского перерыва. На этой границе происходит резкое изменение литологического (вещественного) состава отложений, их гранулометрии; следы перерыва наблюдаются в кернах скважин Вилуйско-Джербинского и Верхневилючанского месторождений.

Верхняя граница также проводится достаточно уверенно. Ее функции выполняет поверхность предтирского регионального стратиграфического несогласия (РСН), которая фиксируется в дезинтеграции подперерывных отложений, следах гипергенного воздействия на них, их «срезании», резком залегании на них базального песчаного горизонта, получившего название парфеновского, и т. д. На каротажных кривых данная граница характеризуется резкой сменой значений во всех структурно-фациальных зонах.

В строении циклита, по данным анализа кернового материала, отчетливо наблюдается прогрессивная направленность в изменении размера зерен, их окатанности и сортировки.

Хужирский РГЦ в нижней части повсеместно сложен грубозернистыми породами — гравелитами и конгломератами, которые вверх по разрезу сменяются песчаниками. Песчаники последовательно (от крупно- до мелкозернистых) сменяют друг друга. Псаммито-псефитовые литологические разности разделяются маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов. Вверх по разрезу количество и мощность таких пропластков увеличиваются на фоне уменьшения зернистости песчаных пород. Грубозернистые разности плохоотсортированные, олигомиктовые и граувакковые по составу.

Верхняя часть РГЦ сложена алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями мелко- и среднезернистых песчаников.

Аргиллиты серого, зеленовато- и буровато-серого, черного цвета, косо, горизонтально- и линзовидно-слоистые, в верхней части доломитистые и доломитовые. Алевролиты мелкозернистые с пирито-доломитоглинистым, глинистым цементом, тонкой линзовидной слоистостью. Алевролитовый материал представлен в основном кварцем с подчиненным количеством тонких чешуек слюд (около 5 %), приуроченных к слоям аргиллитов. Цемент порового, порово-базального типа, чаще представлен глинистыми минералами, реже доломитом и ангидритом [Литология..., 1988]. На территории большинства структурно-фациальных зон (СФЗ) Лено-Тунгусской НГП хужирский РГЦ имеет вышеописанную прогрессивную структуру.

На Вилючанской седловине разрез хужирского РГЦ выражен наиболее полно. Он представлен здесь терригенно-карбонатными отложениями и имеет прогрессивно-регрессивную структуру. Нижняя, прогрессивная (трансгрессивная), часть РГЦ сложена терригенными разностями: красноцветными гравелитами, песчаниками, аргиллитами (талахская свита), которые через мергели, глинистые карбонаты переходят в чистые карбонаты (бесюряхская свита), слагающие финально-прогрессивную часть РГЦ.

Верхняя, регрессивная, его часть представлена внизу переслаиванием алевролитно-аргиллитовых пород и глинистых карбонатов (ынахская свита), которые переходят в терригенные отложения, вплоть до песчаников (харыстанская свита). На востоке, на Вилуйско-Джербинской площади, в отложениях харыстанской свиты преобладают аргиллиты, возрастают мощность и количество доломитовых прослоев, а алевролиты имеют подчиненное значение и присутствуют лишь в ее верхней части. Мощность хужирского РГЦ в наиболее полных разрезах западной части Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) достигает 160 м, на востоке иногда превышает 350 м.

Рис. 4. Строение хужирского РГЦ в Оленчимпинской зоне. Составил С. В. Ершов.
Усл. обозн. см. на рис. 1.

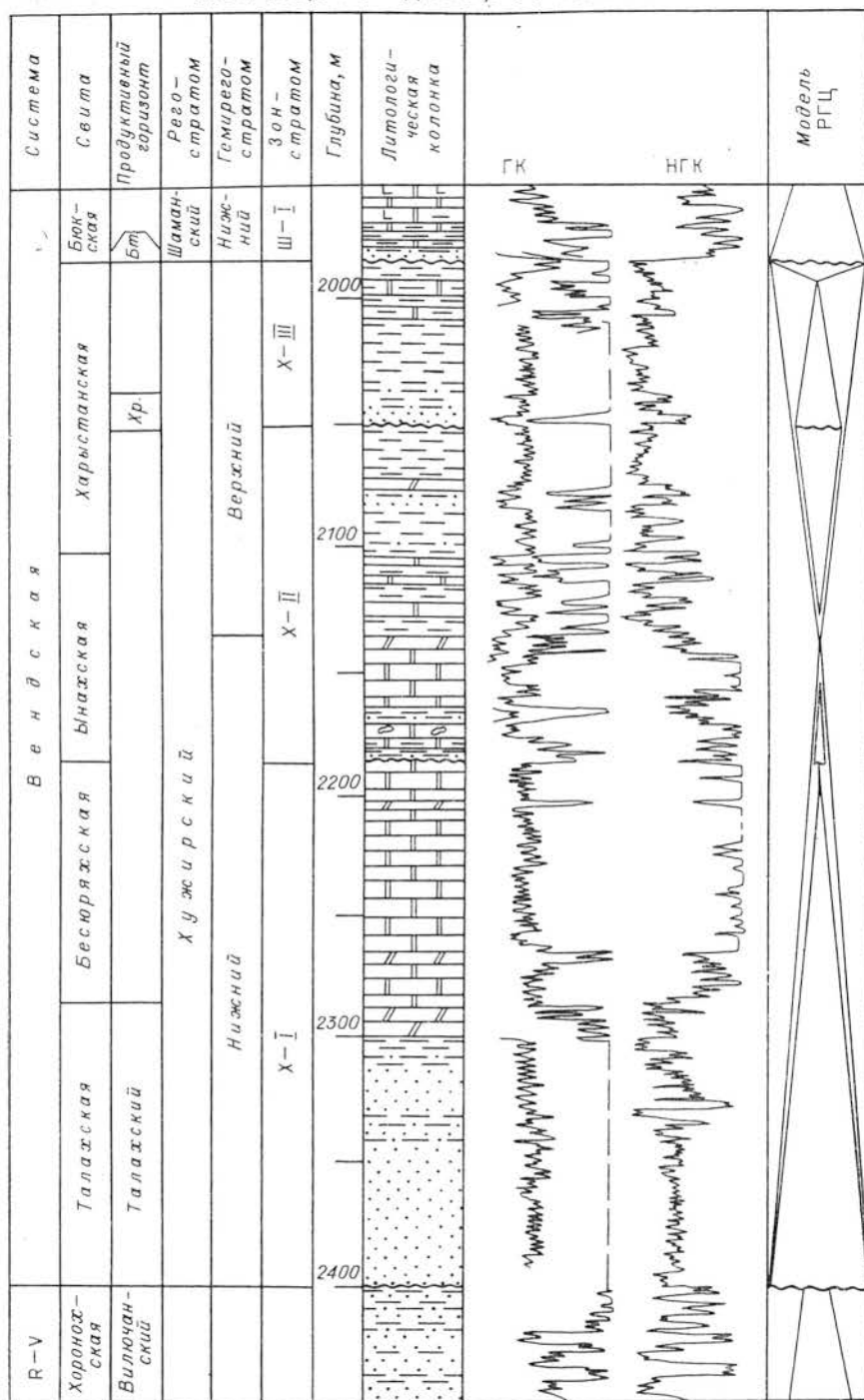


Рис. 5. Строение хужирского РГЦ в Вилъючанской зоне. Составил С. В. Ершов.
Усл. обозн. см. на рис. 1.

В наиболее полных разрезах НБА, где хужирский РГЦ имеет прогрессивную структуру, в его объеме однозначно выделяются два зональных циклита, относящихся также к прогрессивному типу. Нижние части представлены базальными песчаными пластами, с которыми связаны за-

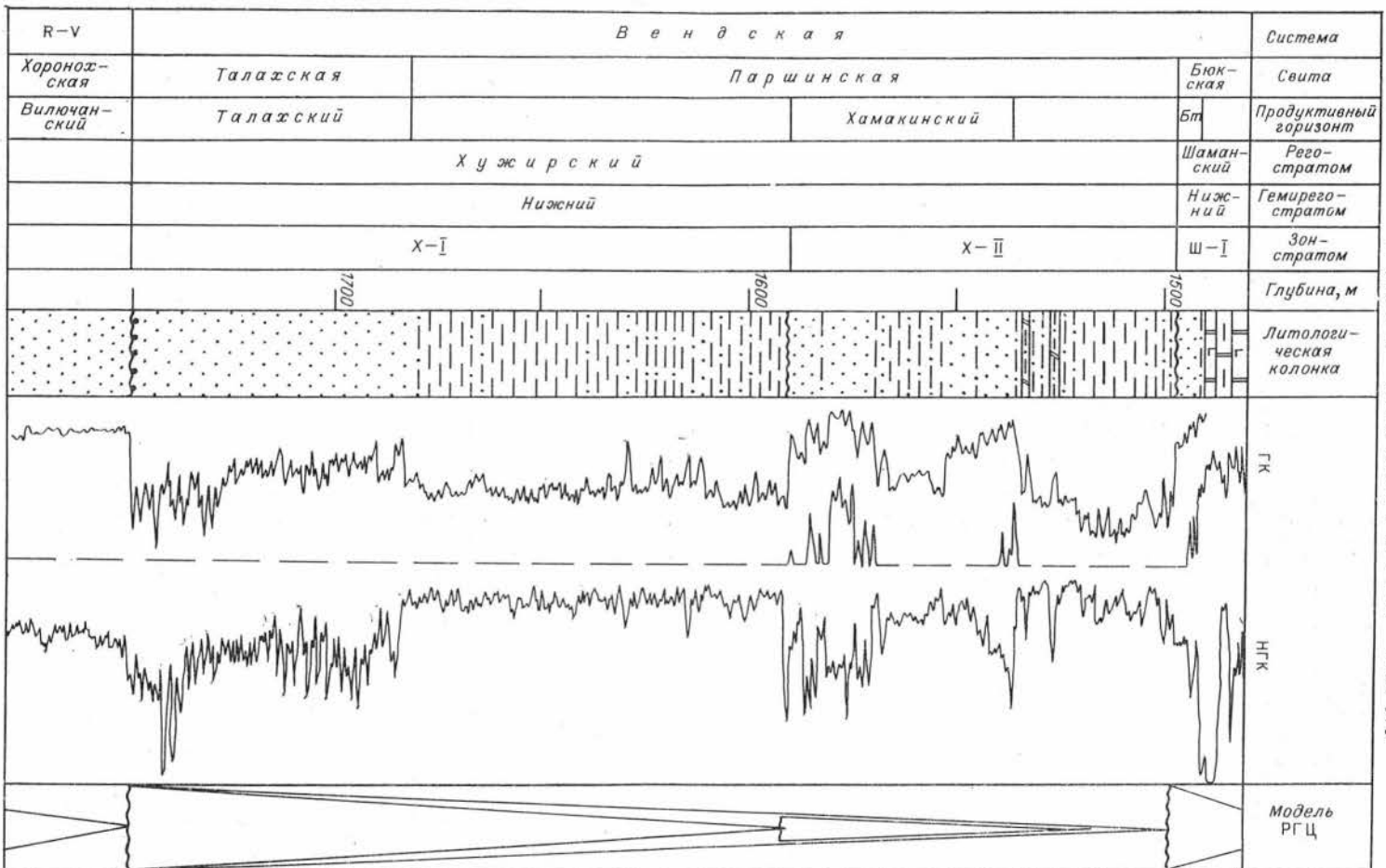


Рис. 6. Строение хужирского РГЦ в Пеледуйской зоне. Составил С. В. Ершов.
Усл. обозн. см. на рис. 1.

Ванаварская скв. 1

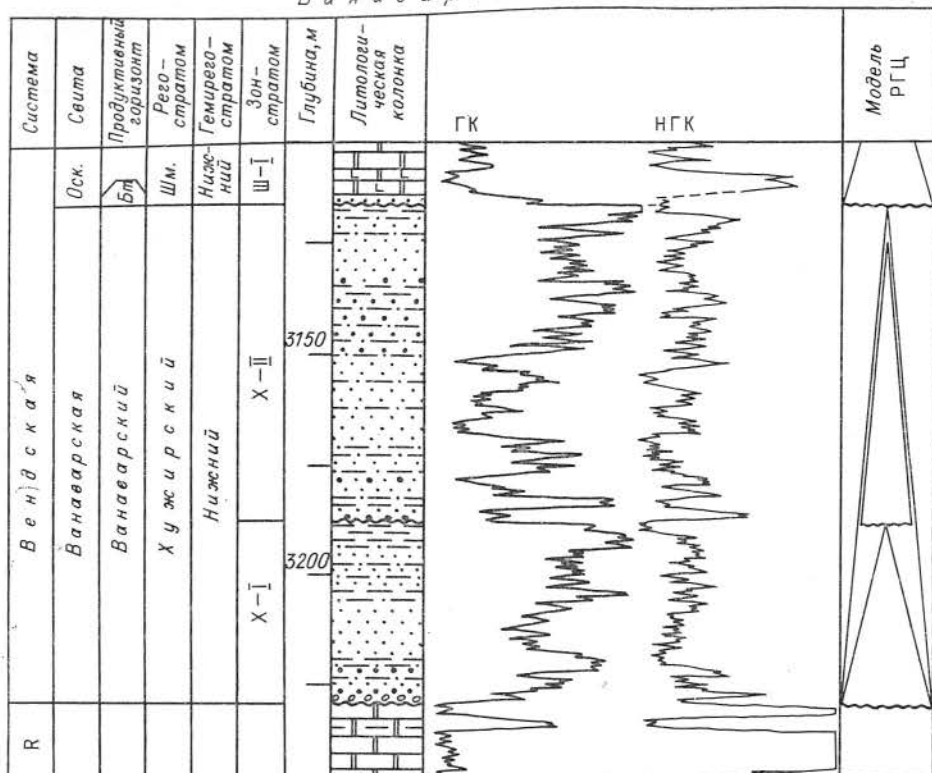


Рис. 7. Строение хужирского РГЦ в Ванаварской зоне. Составил С. В. Ершов.
Усл. обозн. см. на рис. 1.

Верхне-Тайгинская скв. 1

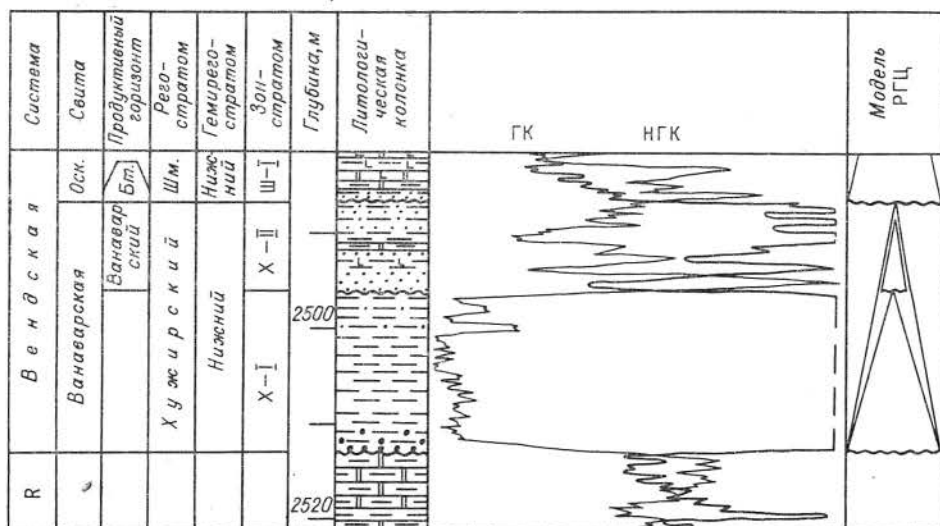


Рис. 8. Строение хужирского РГЦ в Тайгинской зоне. Составил С. В. Ершов.
Усл. обозн. см. на рис. 1.

лежи нефти и газа многих месторождений. А верхние, глинистые, части зональных циклитов (ЗЦ) служат экранами (рис. 1).

Вопрос о положении коллекторских и экранирующих горизонтов в структуре циклитов будет рассмотрен специально.

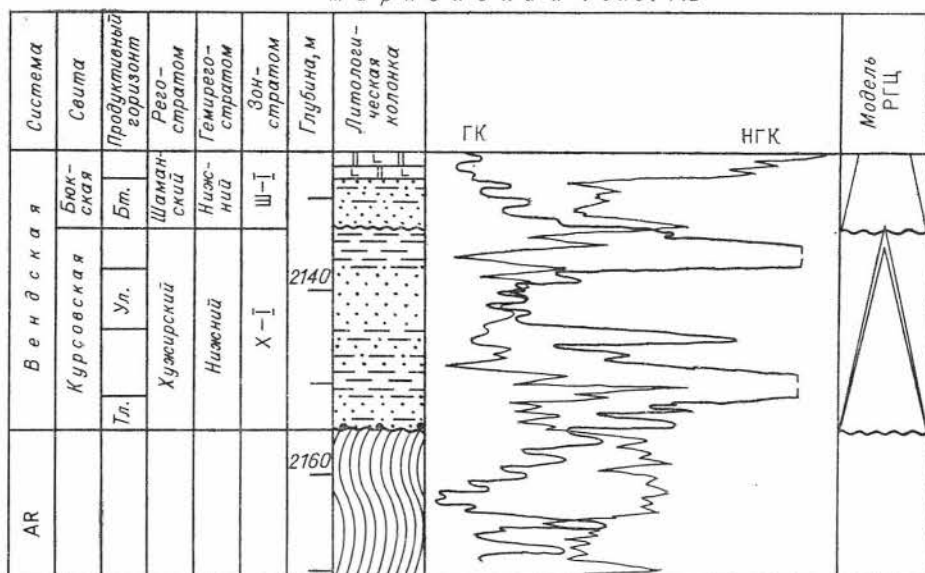


Рис. 9. Строение хужирского РГЦ в Ботубинской зоне. Составил С. В. Ершов.
Усл. обозн. см. на рис. 1.

В наиболее полных разрезах Усть-Кутской зоны нижний зональный циклит имеет двучленное строение. Нижняя инициально-прогрессивная часть представлена крупнозернистыми терригенными породами: плохо-отсортированными гравелитами и крупнозернистыми олигомиктовыми песчаниками на цементе [Литология..., 1988], имеющем сложный состав: глинисто-карбонатный, кварцево-сульфатно-карбонатный, пиритовый (чаще в совокупности с другими) и галитовый. Верхняя часть сложена алевролитами и аргиллитами, вещественный состав и структура которых незначительно отличаются от вышеописанных (см. рис. 1).

В Даниловской и Аянско-Дулисьминской зонах данный циклит имеет сходное строение и отличается лишь сокращенной мощностью и преобладанием глинистых литологических разностей (рис. 2, 3).

Мощность ЗЦ изменяется от 20—40 м (Даниловская зона) до 70 м (Усть-Кутская зона).

Верхний зональный циклит имеет также прогрессивную структуру. Нижняя его часть представлена пластом базальных песчаников ярактинского продуктивного горизонта, гравелитистых возле подошвы и средне-мелкозернистых в кровельной части. В строении этой части также принимают участие пропластки аргиллитов и алевролитов, которые «тяготеют» к кровле.

Вверх по разрезу хорошо фиксируется непрерывность и направленность изменения структурных и вещественных характеристик.

Верхняя часть циклита образована аргиллитами и алевролитами серыми, буровато-серыми горизонтально- и косослоистыми с редкими пропластками мелко- и тонкозернистых песчаников.

В Даниловской зоне мощность нижней части сильно варьирует, вплоть до полного выклинивания. Верхняя часть распространена повсеместно. Мощность верхнего ЗЦ в наиболее полных разрезах достигает 80 м, в северном направлении сокращается до 0 м (см. рис. 3). Особенности строения хужирского РГЦ в других зонах показаны на рис. 4—9.

Отдельно хотелось бы остановиться на результатах, полученных благодаря использованию петрофизических данных для выявления непрерывности и направленности изменения вещественных характеристик, отраженных в изменениях физических параметров, измеряемых петрофизическими методами.

Данные петрофизики традиционно используются для повышения точности интерпретации промыслово-геофизических исследований. Нами была сделана попытка расчленить отложения хужирского РГЦ на зонциклиты и темциклиты, прослеживая изменения литологического состава и петрофизических параметров, и выявить устойчивые породно-слоевые ассоциации, характеризующиеся определенным комплексом петрофизических значений.

В качестве полигона была выбрана Аянско-Дулисьминская зона, включающая Бурскую, Междуреченскую, Аянскую, Суриндинскую, Кольцевую, Дулисьминскую, Поймыгинскую локальные площади глубокого бурения. Из терригенных отложений хужирского РГЦ этих площадей было отобрано и исследовано петрофизическими методами более 1500 образцов, отобранных из интервалов залегания этих отложений с шагом 0,2—1,0 м.

Анализ литологического строения и петрофизических параметров позволил расчленить рассматриваемые отложения на три литостратиграфических подразделения, сложенных в нижней части грубозернистыми разностями пород. Их верхние части представлены аргиллитами и алевролитами. Песчаные пласты были обозначены литерой К с цифровой индексацией, указывающей порядковый номер снизу вверх, а глинистые пласты — литерой А также с цифровой индексацией.

Из сводной литопетрофизической схемы (рис. 10) видно, что по петрофизическим параметрам достаточно уверенно различаются не только глинистые и песчаные пласты, но и песчаники разных пластов. Это в полной мере справедливо и для аргиллитовых пластов. К основным классифицирующим параметрам можно отнести содержание алюмосиликатов, свободного кремнезема, тория, калия. Кроме того, выделенные пласты достаточно резко отличаются друг от друга по значению радиоактивного, мембранного потенциала.

С другой стороны, можно заметить, что песчаные пласты K_3 и K_2 имеют близкие значения большинства петрофизических параметров и резко отличаются по тем же параметрам от слоя K_1 . Ту же картину можно наблюдать для слоев A_3 и A_2 , которые резко отличаются от слоя A_1 .

Таким образом мы получили дополнительный коррелятивный параметр, комплекс петрофизических характеристик, позволяющий более обоснованно сопоставлять песчаные и глинистые пласты, имеющие близкие петрофизические и промыслово-геофизические характеристики. Кроме того, данный комплекс совместно с временем формирования литостратиграфического подразделения и его площадной распространенностью может выступать в качестве дополнительного критерия, который поможет определять ранг циклита.

Так, например, литостратиграфические подразделения, сложенные пластами A_3-K_3 , A_2-K_2 , были переведены в ранг темциклитов, а их совокупность определена как зональный циклит.

В результате изучения особенностей состава и строения выделенных петрофизических подразделений была выявлена следующая закономерность: чем ниже ранг циклита, тем «сглаженной» различия их состава и строения, тем шире должен быть спектр исследований и больше их разрешающая способность, чтобы такие различия выявить. По-видимому, данное положение необходимо рассматривать в качестве методологическо-

Система	Серия	Света	Рого-стратом	Модель РГЦ	Модель ЗЦ	Модель ЛК	Литологическая колонка	Горизонт	Толщина, м	Литологическая характеристика	Усредненная петрофизическая характеристика														
											AlS	q	Кр CaSO ₄	Fe	U	Th	K	γ	κ	K _{поп} K _{отк}	δ	σ	ε _m	ρ _n	
Вендская Мотская Непская Хужирский								Як-тин-ский	A ₁	31-25,5	Аргиллиты	78,6	12,9	5/0	3,6	4,3	10,9	4,4	32	18	7,9/8,1	2,75	2,546	33,3	27,1
									А-К	0-15,0	Аргиллиты алевритистые	69,7	21,6	5/0	2,3	3,4	10,2	3,9	30	12	1,05/7,91	2,736	2,531	28,6	11,9
											Алевролиты	53,9	36,0	7/0	2,5	3,4	10,1	3,3	27	11	6,69/7,39	2,709	2,53	32,5	12,8
											Песчаники мелкозернистые	34,0	54,2	8/0	2,5	3,1	6,9	2,0	18	9	5,89/5,92	2,697	2,55	17,4	39,3
								Безымянный	K ₁	0-36,6	Песчаники разнозернистые до гравелитистых	12,0	79,2	5/0	1,0	1,0	2,8	0,6	5	2	8,84/9,55	2,657	2,429	0,7	10,2
									A ₂	0-14,0	Аргиллиты алевритистые песчаные	66,0	28,4	4/0	2,3	3,0	8,6	4,3	31	10	6,58/7,63	2,705	2,54	32,8	14,9
									K ₂	0-19,1	Песчаники разнозернистые до гравелитистых	35,6	52,7	9/0	1,4	2,4	7,3	2,7	2,1	6	6,69/7,22	2,664	2,481	14,2	12,8
									A ₃	0-14,0	Аргиллиты песчаные	60,8	29,7	2/0	22	34	7,9	4,2	31	10	7,73/10,48	2,709	2,498	21,6	9,65
									K ₃	0-10,9	Гравелито-песчаники, конгломераты	39,9	46,7	6/0	14	3,2	7,4	3,1	24	5	8,3/8,5	2,664	2,443	12,6	11,8

Рис. 10. Литометрофизическая схема хужирского РГЦ в пределах Аянско-Дулишминской зоны. Составили А. В. Владимиров, А. С. Медведский. AlS — содержание алюмосиликатов, %; Q — содержание свободного кремнезема, %; Kr — общая карбонатность, %; CaSO₄ — содержание ангидрита, %; Fe — содержание железа, %; U, Th — содержание урана, тория, 10⁻⁴ %; K — %; γ — радиоактивность, усл. ед.; κ — магнитная восприимчивость, 10⁻⁵ ед. СИ; δ, σ — удельный и объемный вес, г/см³; ε_m — мембранный потенциал, mV; ρ_n — удельное электрическое сопротивление, Ом·м; K_{об}, K_{отк} — коэффициент общей и открытой пористости.

го принципа. Согласно этому принципу, для корреляции выделенных темциклитов уже недостаточно использовать комплекс петрофизических исследований. Дополнительным критерием могут стать данные об особенностях микроэлементного состава пород, слагающих рассматриваемые темциклиты.

ШАМАНСКИЙ РГЦ

Регоциклит ограничен поверхностями региональных стратиграфических несогласий (РСН): предтирским снизу и предданиловским сверху. Впервые предданиловское РСН для районов или СФЗ НБА было описано В. Н. Воробьевым [1982]; поверхность его была приурочена к подошве преобразенского продуктивного горизонта. Дальнейший анализ материалов показал, что поверхность данного несогласия должна проводиться между пачкой глинистых доломитов, залегающей ниже преобразенского горизонта [Воробьев и др., 1982], и сульфатно-карбонатными отложениями шаманского РГЦ. Мощность этой пачки изменяется от 10 до 15 м.

Закономерное уменьшение мощности шаманского РГЦ вплоть до полного его исчезновения из разреза является основным признаком наличия перерыва и размыва в предданиловское (предиркутское) время. Кроме того, наличие базальных горизонтов в шаманском РГЦ во всех случаях, где он присутствует в разрезе в каком-либо объеме, является еще одним признаком (доказательством) существования этого РСН. Так, в качестве третьего признака можно рассматривать постепенное наращивание мощности данного РГЦ за счет участия в разрезе все более высоких стратиграфических горизонтов. Еще одним признаком РСН можно считать наличие базальной пачки, о которой упоминалось выше. Она залегает на различных в стратиграфическом отношении отложениях, возраст которых уменьшается по мере увеличения мощности шаманского РГЦ. К этим доводам, приведенным в работах В. Н. Воробьева [1982; Воробьев и др., 1982 и др.] и независимо подтвержденным нашими исследованиями, можно добавить еще два. В пользу существования предданиловского РСН свидетельствуют образцы керна, поднятые из интервала залегания базальной глинистой пачки, имеющие брекчиеобразную структуру и соответствующим образом характеризующие существующую динамику осадконакопления. Широкое распространение отложений, подверженных процессам карсто- и кавернообразования в доломитах прогрессивной части шаманского РГЦ,— еще один признак их размыва. По-видимому, они являются следами деятельности гипергенных растворов. Образцы таких кавернозных доломитов подняты из многих скважин северного склона НБА (Могдинская, Вокунайская, Ербогаченская площади). В целом, проведение внешних (нижней и верхней) границ не вызывает затруднений.

Несколько иначе обстоит дело с выделением внутренней границы шаманского РГЦ. Она должна отделять карбонаты (доломиты) от пород с повышенным содержанием пелитового материала. На данных радиоактивного каротажа это отражается увеличением значений ГК.

В основании рассматриваемого РГЦ находится пласт базальных светло-серых кварцевых песчаников, залегающий на различных по возрасту отложениях хужирского РГЦ и породах фундамента. В практике поисково-разведочных работ этот пласт называется парфеновским и совместно с вышезалегающей пачкой доломитов относится геологами к промыслово-геофизическому реперу M_1 (на кривых КС асимметричный максимум). По кровле этого репера проводится внутренняя граница рассматриваемого РГЦ. Переход от песчаников к доломитам характеризует непрерывность и направленность изменения структурных свойств, выраженных в повышении карбонатности и понижении песчанистости. Учитывая, что парфеновский пласт распространен узкой (до 20—30 км) полосой на 300 км вдоль южного склона антеклизы, в местах его отсут-

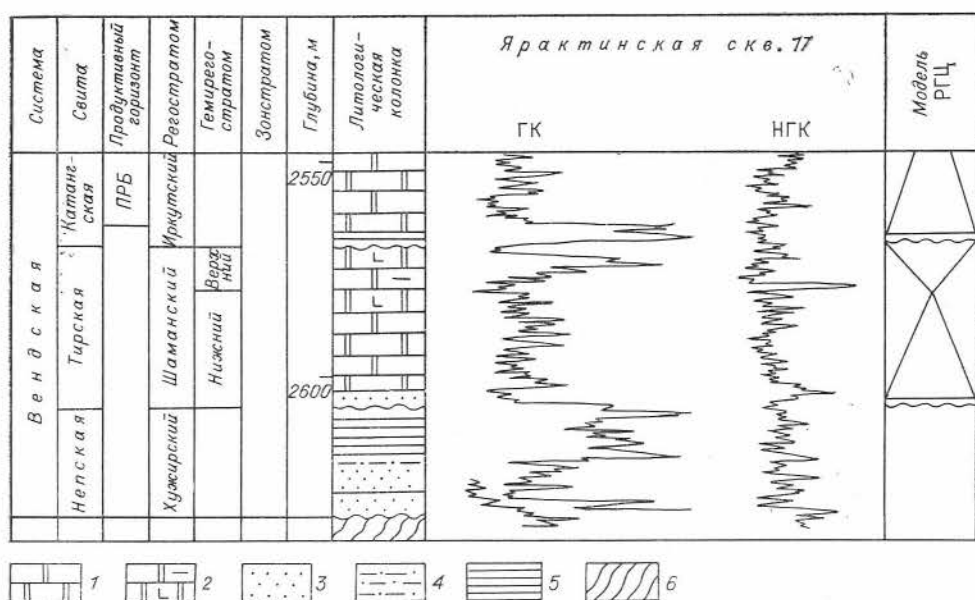


Рис. 11. Строение шаманского РГЦ.

1 — доломиты; 2 — глинистые ангидрито-доломиты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — кора выветривания.

вия внутренней граница проводится в интервалах повышения глинистости, фиксируемой ГК (рис. 11).

Верхняя, регрессивная, часть циклита сложена глинистыми доломитами, алевролитами и аргиллитами, в различной степени доломитистыми и ангидритизированными, ангидритами, каменными солями и песчаниками.

К верхам рассматриваемого РГЦ в западных районах НБА приурочена глинисто-алевро-песчаная пачка, называемая верхнетурской.

Говоря об особенностях строения шаманского РГЦ в западной части НБА, необходимо отметить, что для данного РГЦ характерны фациальные замещения, значительные вариации мощности его отложений, вплоть до полного исчезновения (в пределах Кийской площади, например, мощность шаманского РГЦ сокращается с 40 до 0 м в скважинах, отстоящих друг от друга на расстоянии 5 км). Кроме того, нужно сказать о строении шаманского РГЦ на южном склоне НБА (фациальная зона 5). Значительную роль в строении данного РГЦ начинают играть отложения солей. Так, в Рассохинской скв. 280 шаманский РГЦ на 90 % сложен хлоридными солями. В противоположность этому на северном склоне НБА (фациальная зона 4) градиент увеличения мощности шаманского РГЦ, представленного чистыми карбонатными разностями, невелик.

К западу и юго-западу от Непского свода, в сторону Ангаро-Ленской ступени, в строении шаманского РГЦ все большую роль начинают играть терригенные разности, вплоть до полного замещения ими карбонатных пород. С учетом этих особенностей проведено районирование изучаемой территории на зоны.

Мощность шаманского РГЦ в наиболее полных разрезах достигает 70 м.

В целом необходимо отметить, что значительные изменения мощностей шаманского РГЦ, резкие фациальные замещения, слабая охарактеризованность органическими остатками и керновым материалом делают его наиболее сложным объектом изучения.

Нижней границей иркутского РГЦ служит поверхность предданиловского перерыва, которая отделяет терригенно-сульфатно-карбонатные породы шаманского РГЦ от терригенно-карбонатных иркутского РГЦ. Верхней границей является также поверхность перерыва в осадконакоплении, достаточных доказательств существования которой из-за слабой охарактеризованности керном пока нет. Единственным признаком существования данного перерыва можно считать резкую смену значений всех физических характеристик, которая фиксируется различными промыслово-геофизическими методами.

Как уже упоминалось выше, в нижней части иркутский РГЦ сложен глинистыми разностями пород, которые вверх по разрезу сменяются чистыми карбонатными породами, что происходит с достаточно высоким градиентом, т. е. мощность переходного слоя незначительна (1—2 м). Таким образом, направленность и непрерывность системообразующего свойства завуалированы, и эта смена иногда ошибочно интерпретируется как поверхность перерыва, но выдержанность мощности базального глинистого слоя и вышезалегающего преобразенского продуктивного горизонта, на наш взгляд, является доказательством того, что граница перерыва должна проводиться по подошве глинистой пачки. Кроме того, глинистая базальная пачка в различных районах и зонах залегает на разных горизонтах шаманского и даже хужирского регоциклитов.

В обнажении Шаман-горы на р. Иркут (стратотип бывшей мотской свиты), по описанию Ю. Н. Карогодина, базальные слои иркутского РГЦ (основание преобразенского горизонта) представлены песчаниками, конгломератом и брекчий, трещины и поровое пространство которых заполнены антраксолитом.

Финально-прогрессивная часть иркутского РГЦ представлена несколькими разновидностями доломитов: микрозернистыми, слабопесчанисто-алевритистыми, микро- и тонкомикрозернистыми глинистыми, фитолиновыми, органогенно-обломочными, водорослевыми. Глинистые, песчанисто-алевритистые доломиты, иногда с маломощными прослоями доломитовых мергелей, линзами аргиллита распространены преимущественно в нижней, ангидритистые доломиты — в верхней части разреза.

Доломиты обычно стилолитизированы, трещиноваты, иногда кавернозно-пористые, часто битуминозные. Нерастворимый осадок в них составляет 1—15 %, в отдельных прослоях — 15—30 % ангидритов, которые присутствуют в виде отдельных кристаллов и гнезд.

Среди фитолиновых и органогенно-обломочных доломитов присутствуют разновидности, содержащие от 15 до 90 % (большой частью свыше 50 %) фитолинов и обломков органогенных пород.

В фитолиновых образованиях в доломитах почти во всех разрезах присутствуют следующие формы: *Nubecularites parvus* Z. Zhur., *Vesicularites lobatus* Reith, *Hieroglyphites mirabilis* Reith.

В отдельных разрезах содержатся *Vesicularites reticulatus* Nar., *V. flexuosus* Reith, *Glebosites glebosites* Reith., *G. gentilis* Z. Zhur., *Medullarites* sp. и др.

Из водорослей обнаружены *Girvanella* sp., *Sinzasophyton subtilis*. Присутствуют также неопределенные обломки со структурой строматолитов, нитчатые водоросли *Algae insectorum*, водорослевый детрит [Литология..., 1988].

Если рассматривать размещение органических остатков по разрезам в систематическом отношении, то оказывается, что представители группы *Vesicularites* постоянно концентрируются в нижней части разреза, а форма групп *Nubecularites*, *Hieroglyphites*, *Volratella*, *Medullarites* — в верхней.

Верхняя граница проводится по кровле этого карбонатного пласта, называемого в практике геолого-разведочных работ преобразенским продуктивным горизонтом.

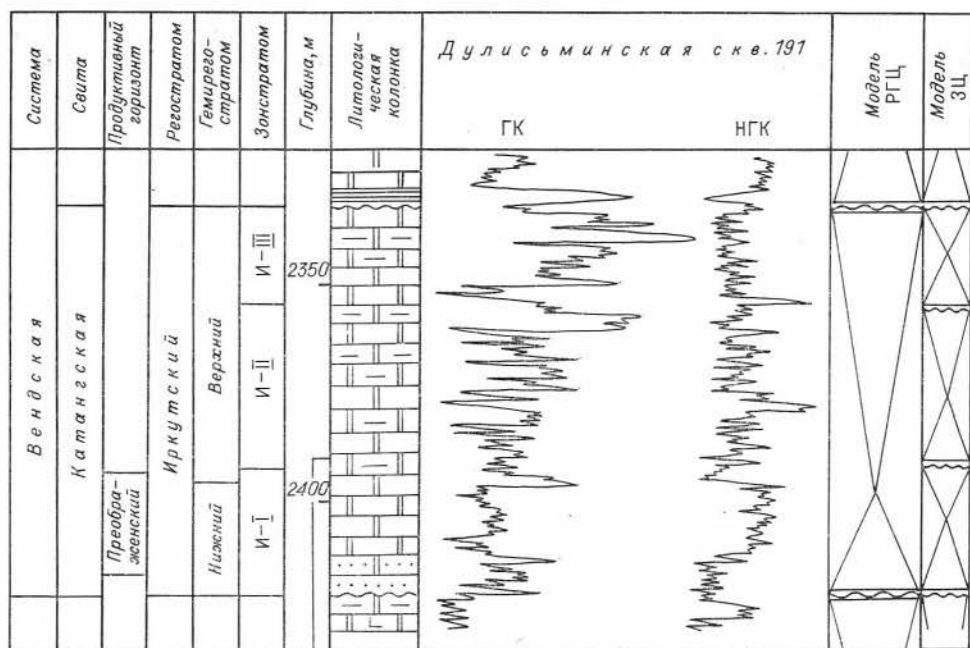


Рис. 12. Строение иркутского РГЦ.
Усл. обозн. см. на рис. 11.

В большинстве разрезов выше преображенского горизонта залегает сравнительно маломощная пачка мергелей, характеризующаяся на кривых ГК высокими значениями, что облегчает проведение внутренней границы иркутского РГЦ (рис. 12).

Инициально-регрессивная часть сложена доломитами разной степени глинистости, причем доля пелитовых примесей вверх по разрезу возрастает. Доля чистых карбонатных разностей в составе породно-слоевых ассоциаций уменьшается в том же направлении.

Финально-регрессивная часть представлена переслаиванием глинистых доломитов, мергелей с аргиллитами. Мощность прослоев аргиллитов вверх по разрезу увеличивается. По данным ГИС, в составе пород рассматриваемой части закономерно возрастает содержание сульфатной составляющей. Мощность РГЦ на изучаемой территории изменяется от 80 до 100 м. Наименьшими мощностями характеризуются районы, прилегающие к Непскому палеосводу.

Выделение зональных циклитов в пределах иркутского РГЦ

Выделение зональных РГЦ из-за слабой охарактеризованности керном носит несколько гипотетичный и предварительный характер.

Корреляция иркутского РГЦ показала наличие в его объеме трех зональных циклитов (см. рис. 12). Их выделение основано на следующих принципах: во-первых, их строение, судя по комплексу признаков, аналогично строению иркутского РГЦ, т. е. в нижней инициально-прогрессивной части они сложены чистыми карбонатными породами, а вверх по разрезу в породе увеличивается содержание терригенного материала, во-вторых, внешняя граница каждого из выделенных ЗЦ характеризуется резкой сменой значений промыслово-геофизических данных, что является, как уже отмечалось, косвенным доказательством (признаком) перерыва в осадконакоплении; в-третьих, их структурная и мощностная выдержанность в пределах изучаемой территории значительна. Безусловно, правильность выделения рассматриваемых циклитов и их корреляции может

быть подтверждена лишь на основе изучения кернового материала. В дальнейшем, по-видимому, станет возможным выделение циклитов еще более низкого ранга — тем- и элциклитов.

УРИКСКИЙ РГЦ

Выделение уриксского РГЦ как геологического тела из-за отсутствия отбора керна в интервалах базируется лишь на промыслово-геофизических данных и изучении разрезов обнажений Шаман-горы, Урика и др.

Нижней естественной границей рассматриваемого РГЦ служит поверхность внутриданиловского [Воробьев, 1982] стратиграфического несогласия, проводится она по подошве маломощной глинисто-доломитовой пачки, на которой залегает пачка плотных глинистых доломитов, образующая промыслово-геофизический репер M_3 .

Верхней границей является поверхность предустькутского (верхнего внутриданиловского) регионального перерыва в осадконакоплении. Данное стратиграфическое несогласие проводится по подошве усть-кутского продуктивного горизонта, образующего промыслово-геофизический репер M_4 , и отделено от его подошвы пачкой глинистых доломитов, достигающей в наиболее погруженных зонах мощности 8—10 м.

Внутренняя граница уриксского РГЦ отделяет толщу, характеризующуюся понижением содержания в карбонатах глинистого материала вверх по разрезу, от толщи, в которой глинистость в этом направлении увеличивается.

Инициально-прогрессивная часть циклита сложена глинистыми доломитами, возможно, мергелями (рис. 13).

Финально-прогрессивная часть представлена, судя по данным ГИС, «чистыми», плотными доломитами. Мощность прогрессивной части изменяется от 10 до 15 м, достигая 20 м в погруженных районах.

Регрессивная часть сложена карбонатными разностями пород с разным содержанием пелитового материала, которое закономерно увеличивается вверх по разрезу. В верхней, финально-регрессивной, части урик-

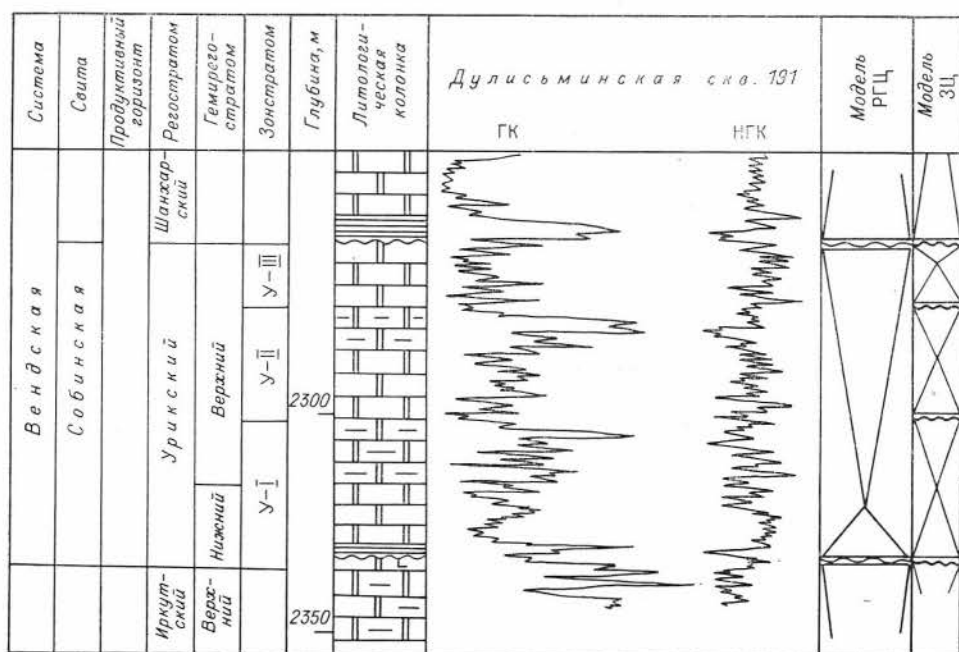


Рис. 13. Строение уриксского РГЦ.

Усл. обозн. см. на рис. 11.

ского РГЦ появляются пропластки аргиллитов, количество которых вверх по разрезу также растет. По данным ГИС, в этой части появляются пропластки ангидритов. Мощность регрессивной части рассматриваемого цикла меняется в пределах 60—70 м. Мощность всего РГЦ 70—80 м.

Выделение зональных циклитов урикского РГЦ

Выделение зональных циклитов в объеме урикского РГЦ носит предварительный характер, так как основывается пока лишь на интерпретации данных ГИС, выявлении по ним закономерностей строения РГЦ на изучаемой территории (см. рис. 13).

Данный РГЦ содержит три геологических тела, имеющих сходное строение. Нижняя часть ЗЦ сложена карбонатными породами с незначительным уровнем глинистости и определяется нами как прогрессивная часть. Верхняя часть сложена глинистыми разностями карбонатов с прослоями аргиллитов и алевролитов.

ШАНХАРСКИЙ РГЦ

Нижней границей шанхарского РГЦ служит поверхность предустькутского стратиграфического несогласия, которая отделяет глинисто-доломитовые слои регрессивной части урикского РГЦ от «чистых» доломитов усть-кутского продуктивного горизонта.

Верхней границей является подошва осинского продуктивного горизонта, представленного переслаиванием доломитов и известняков.

Внутренняя граница проводится по кровле нижнего усть-кутского пласта и отделяет чистые карбонатные разности этого продуктивного горизонта от глинисто-сульфатно-карбонатной слоевой ассоциации, образующей регрессивную часть рассматриваемого цикла.

Прогрессивная часть цикла сложена преимущественно водорослевыми доломитами замещения с редкими прослоями оолитовых, органогенно-обломочных, микрофолитовых доломитов.

Породы битуминизированы, интенсивно стилолитизированы, засолены, перекристаллизованы, в меньшей степени ангидритизированы. В этих доломитах от 10 до 90 % (обычно более 40 %) остатков бывших водорослевых колоний ренальцисового типа, иногда рода *Girvanella*, слоевищных водорослей *Razumovskia*(?) sp., *Sinzasophyton*(?) sp., *Radiosus* и единичных сгустковых и желваковых форм неясного генезиса.

Содержание зерен доломита в водорослевых породах, согласно проведенным исследованиям [Литология..., 1988], варьирует от 60 до 97 % (обычно более 80 %), нерастворимого остатка — от 1 до 10 % (в основном 1—3 %), галита — от 0 до 35 % (преимущественно 5—15 %), ангидрита — от единичных зерен до 30 % (большей частью менее 5 %), битума — до 3 %. Глинистый материал в доломитах присутствует в виде примесей вместе с битумом, в стилолитовых швах. В алевролитовой части пород резко доминирует кварц, в аксессуарной аллотигенной присутствуют как устойчивые (циркон, рутил, шпинель), так и неустойчивые (амфиболы, эпидот, пироксены) компоненты, в аутигенной — пирит (до 100 %), флюорит (20 %), лимонит (до 15 %), нередко барит.

Ангидрит встречается в виде двух разновидностей: беспорядочно расположенных в доломитовой массе призматических и таблитчатых зерен и зерен разной формы, заполняющих поры, каверны, трещины. Реже ангидрит образует тонкие линзовидные прослои между доломитовыми пластами.

Битум выполняет стилолитовые швы, единичные микротрещины, иногда располагается по периферии крупных пор и каверн, полностью заполняет поры размером от 0,01 мм до 0,03 м.

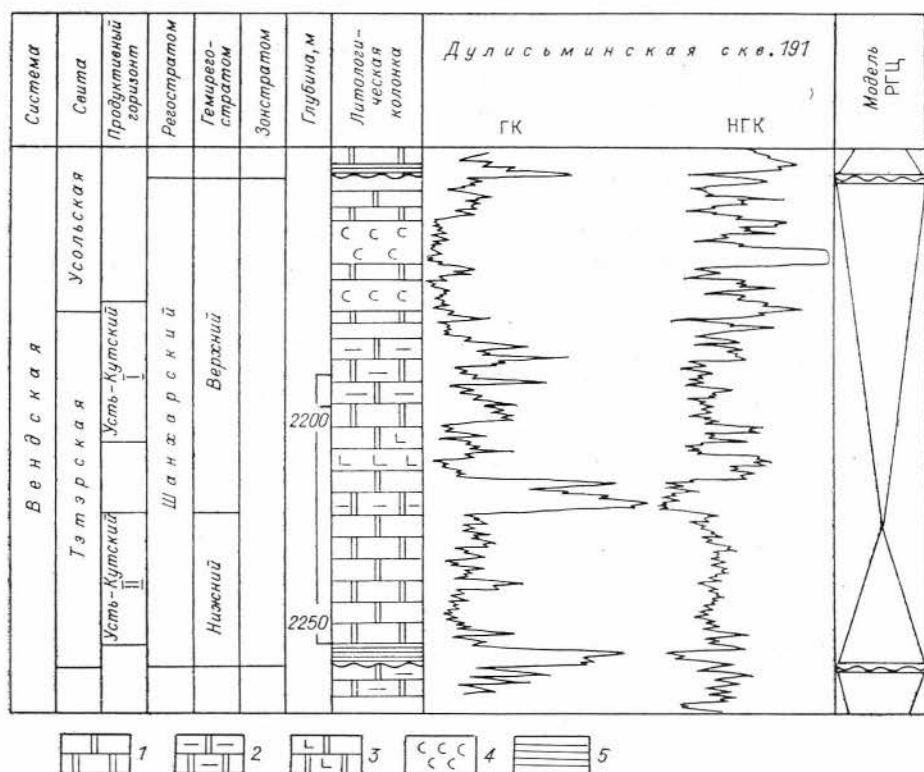


Рис. 14. Строение шанхарского РГЦ.

1 — доломиты; 2 — глинистые доломиты; 3 — ангидритистые доломиты; 4 — каменная соль; 5 — аргиллиты.

Галит является почти постоянным компонентом, присутствующим в большинстве изученных образцов, заполняет поры, каверны, трещины. Зерна галита изометрично-полигональной и неправильной формы. В них много непрозрачных, пылеватых включений, реже встречаются зерна доломита и их агрегаты. Отмечен галит по трещинам спайности в призматических зернах ангидрита. Мощность про-части варьирует в пределах 25—30 м.

Регрессивная часть шанхарского РГЦ представляет собой хлоридно-сульфатно-терригенно-карбонатную породно-слоевую толщу. Содержание терригенного материала вверх по разрезу закономерно увеличивается. Появляются прослои и пропластки аргиллитов. Сульфатный (ангидритовый) материал в инициально-регрессивной части встречается в виде гнездовидных включений. Вверх по разрезу появляются прослои ангидритов, мощность и количество которых в этом направлении возрастают. Финально-регрессивная часть представлена переслаиванием пластов галита и ангидрита с доломитовыми пластами. Содержание пелитовой составляющей увеличивается (рис. 14).

Мощность шанхарского РГЦ меняется незначительно и в среднем составляет 80—85 м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Воробьев В. Н. Стратиграфические несогласия в южных и центральных районах Сибирской платформы // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Лено-Тунгусской провинции. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. — С. 4—8.
- Воробьев В. Н., Александров В. В., Арутюнов С. Л. и др. Доусольские нефтегазоносные отложения Непско-Ботубинской антеклизы // Геология и геофизика. — 1982. — № 2. — С. 3—13.

- Карогодин Ю. Н., Гайдебурова Е. А. Системные исследования слоевых ассоциаций нефтегазоносных бассейнов (по комплексу промыслово-геофизических данных). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 107 с.
- Литология и условия формирования нефти и газа Сибирской платформы/Гурова Т. И., Чернова Л. С. и др. — М.: Недра, 1988. — 253 с.
- Непско-Ботуобинская антеклизы — новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР/Анциферов А. С., Бакин В. Е., Воробьев В. Н. и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — 245 с.

А. В. Владимиров, А. С. Медведский

КОРРЕЛЯЦИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ЛИТМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

ХУЖИРСКИЙ РГЦ

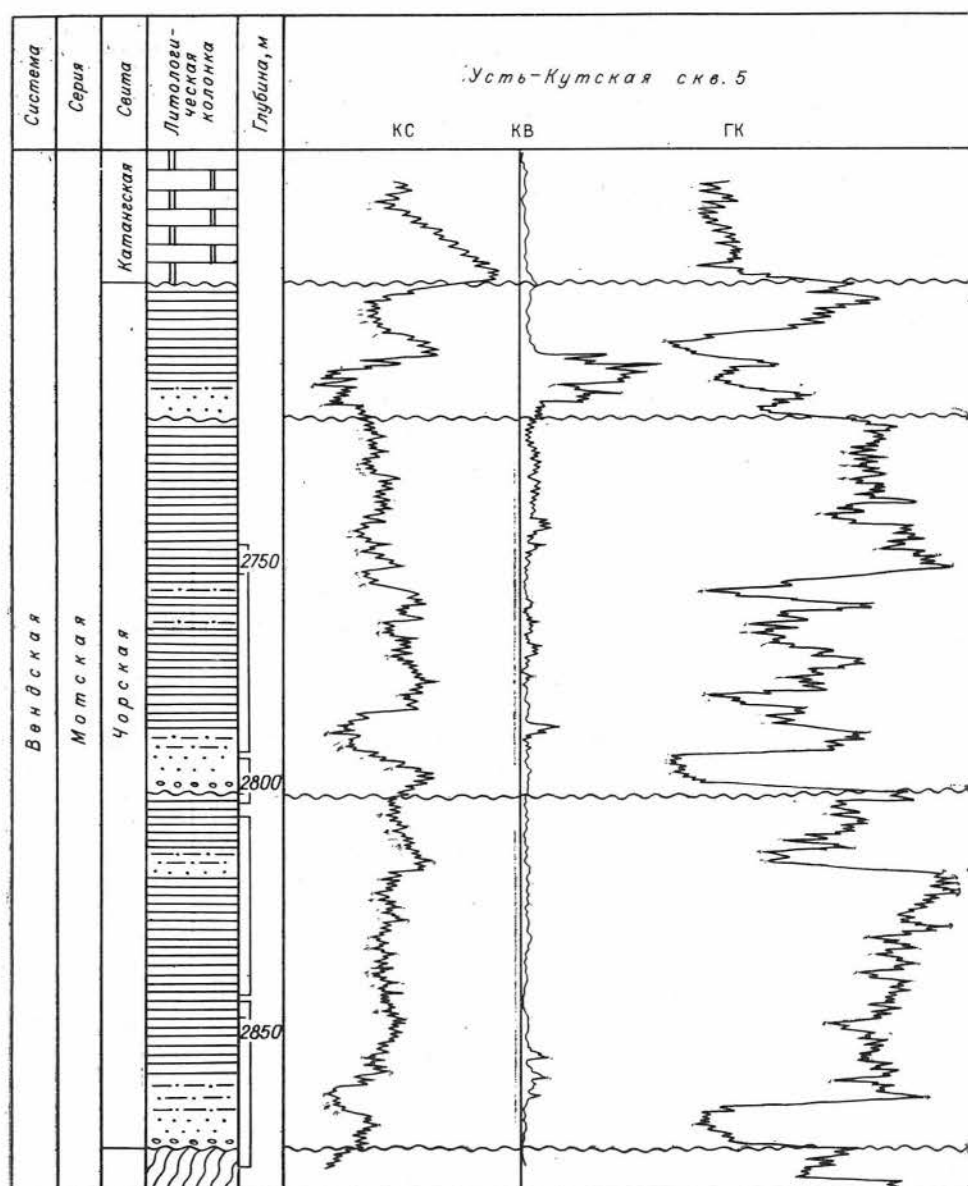
Отложения хужирского РГЦ распространены повсеместно в пределах антеклизы. В южных и юго-западных частях он представлен терригенными породами. В его строении участвует полный спектр гранулометрических разностей, начиная с гравелитов и конгломератов и кончая аргиллитами.

Несмотря на значительную охарактеризованность керновым материалом, корреляция рассматриваемых отложений проводилась с использованием преимущественно промыслово-геофизических данных, в первую очередь радиоактивного каротажа, который позволяет достаточно надежно различать основные разности терригенных пород: песчаники, алевролиты, аргиллиты. Результаты изучения кернового материала позволяли уточнять и детализировать корреляцию, основанную на данных ГИС.

То, что в западной части НБА хужирский РГЦ является единственным подразделением, представленным чисто терригенными породами, безусловно, облегчает его корреляцию. Залегание его повсеместно на порогах фундамента или продуктах его выветривания явилось еще одной причиной хорошей коррелятивности данного РГЦ. При проведении корреляции использовались правила сходства интервалов каротажных диаграмм (или правило маркера), последовательности залегания пластов, упорядоченности и направленности изменения мощностей выделенных литомостратиграфических подразделений. Основными являлись первые два, а правила упорядоченности и направленности применялись в сложных случаях, как дополнительные к правилу последовательности.

В качестве маркеров, ограничивающих и позволяющих однозначно коррелировать тело хужирского РГЦ, был использован промыслово-геофизический репер M_1 , который образует пласт парфеновских песчаников. Геофизические параметры каждого из выделенных маркеров резко отличаются от соседних участков и имеют выдержанную конфигурацию на всей территории НБА.

В наиболее полном объеме хужирский РГЦ представлен в Усть-Кутской зоне (рис. 1), где его мощность достигает 160 м. Так как эта территория была приближена к региональному источнику сноса, значительное место в строении РГЦ занимают грубозернистые разности пород. Мощность песчаных тел здесь максимальна. Песчаники от мелко- до крупнозернистых, олигомиктовые и граувакковые, на кварцево-сульфатно-карбонатном и глинисто-карбонатном, реже пиритовом и галитовом цементе. Алевролиты и аргиллиты серого, зеленовато-серого, черного цвета, горизонтально- и косослоистые. Иногда встречаются линзовидно- и пятнисто-слоистые структуры, реже массивные. Возле кровли финально-регрессивной части РГЦ, согласно петрофизическим исследованиям, происходит



закономерное повышение содержания карбонатного материала, который в виде овальных стяжений можно наблюдать в образцах керна из этого интервала.

В северном и северо-восточном направлении происходят закономерное сокращение мощности хужирского РГЦ и изменение его литологического состава, контролируемые как рельефом фундамента, так и удаленностью от источника сноса. Уменьшение мощности обусловлено выпадением из разреза верхних частей РГЦ как за счет предтирского перерыва, поверхность которого является верхней границей хужирского регионального цикла, так и за счет утыкания в фундамент нижних частей РГЦ. Зона от Ярактинско-Аянского до Даниловского и Верхнечонского месторождений характеризуется преобладанием песчаных разностей над аргиллитовыми (рис. 2). Песчаники разномеристые гравелитистые, с преобладанием в них одной из гранулометрических фракций, с прослоями мелко-, среднезернистых гравелитов, реже мелко- и крупнозернистых алевролитов с маломощными прослоями аргиллитов. Наиболее крупные по грану-

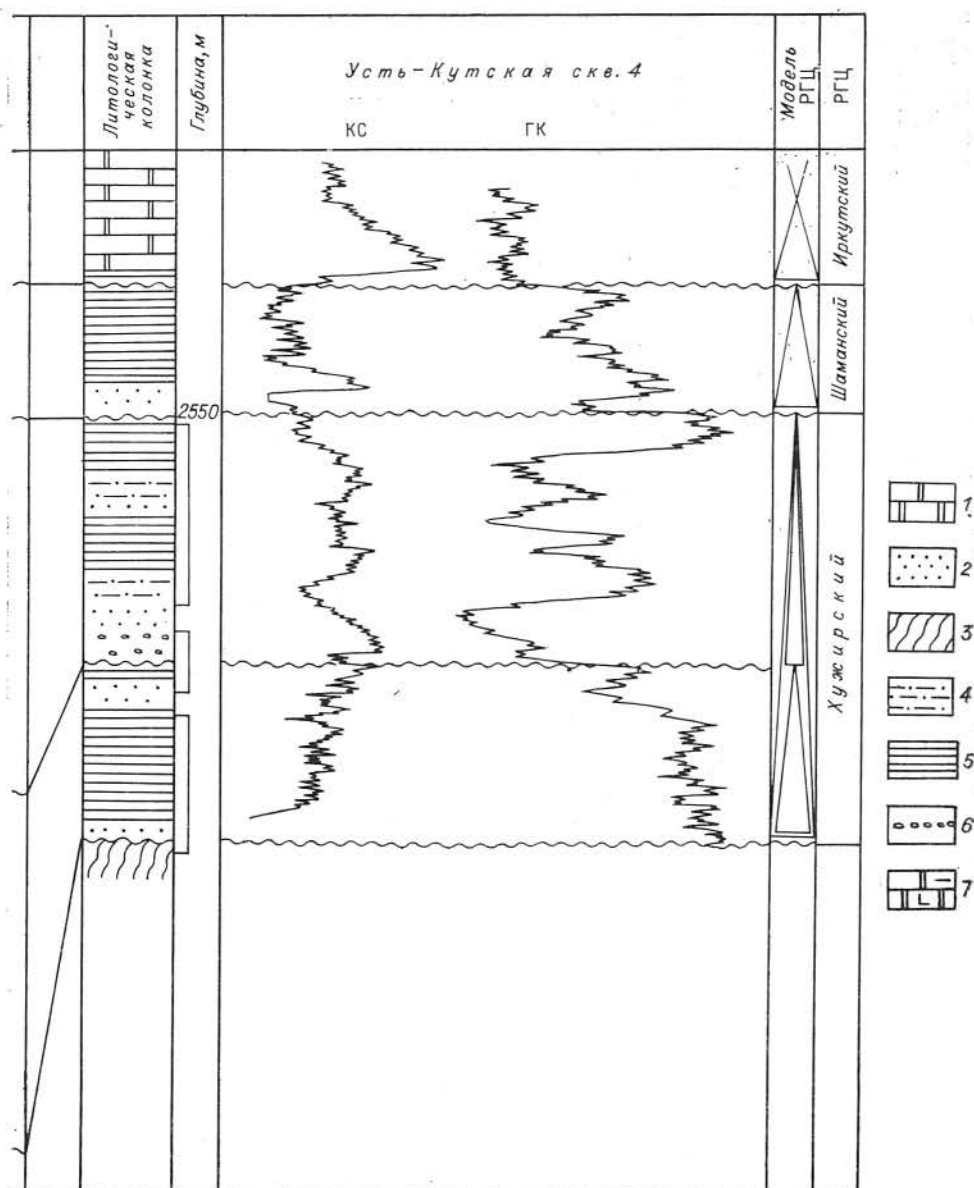


Рис. 1. Корреляция отложений хужирского РГЦ в Усть-Кутской зоне.

1 — доломиты; 2 — песчаники; 3 — кора выветривания; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — конгломераты; 7 — глинистые ангидрит-доломиты.

лометрическому составу, плохо отсортированные гравийно-песчаные породы установлены на Даниловской площади. По вещественному составу породы мономинеральные и олигомиктовые [Литология..., 1988]. Строение и состав аргиллитовых разностей существенно не меняются. Алевро-аргиллитовые породно-слоевые ассоциации, разделяющие тела песчаников в пределах зоны, не выдержаны, часто полностью выклиниваются, обуславливая слияние песчаных тел. Подобное выклинивание можно наблюдать на Верхнечонском, Дулисьминском месторождениях.

Далее на север, северо-восток происходит полное выклинивание из разреза отложений хужирского РГЦ.

Если корреляция хужирского РГЦ в целом не вызывает особых затруднений, то корреляция его внутренних частей не всегда однозначна, иногда даже в пределах одной локальной площади.

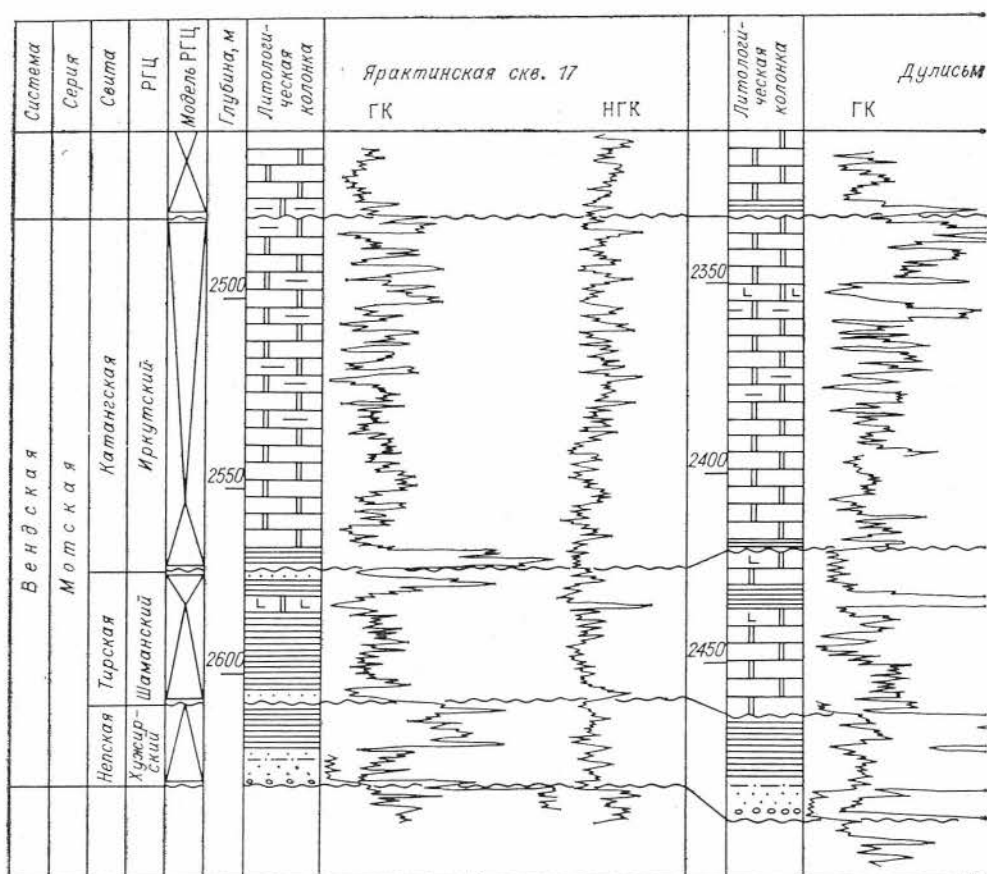


Рис. 2. Корреляция отложений хужирского, шаманского и иркутского РГЦ в пределах Непского палеосвода.

1 — доломиты; 2 — песчаники; 3 — ангидритистые доломиты; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты.

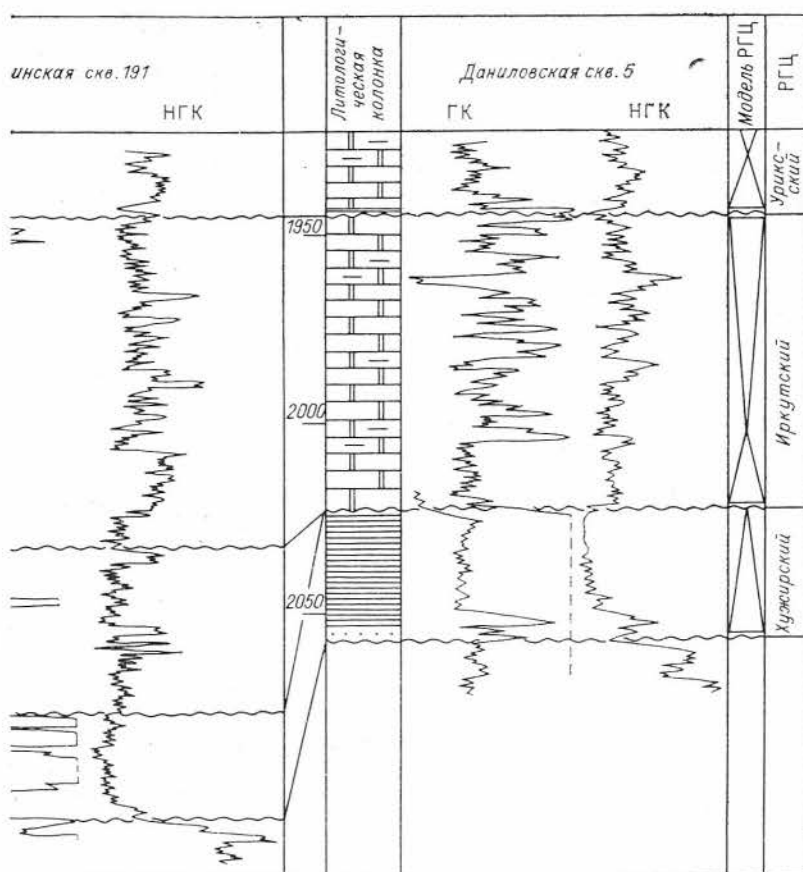
Такое положение требует проведения дополнительных, кроме традиционных, петрографических и промыслово-геофизических изысканий, например изучения микроэлементного состава, петрофизических характеристик и др.

Более детальное изучение отложений хужирского РГЦ позволило нам выделить в его объеме два зональных циклита *, повсеместно распространенных на изучаемой территории. Об обосновании выделения этих литостратиграфических подразделений упоминалось ранее, здесь же мы более подробно остановимся на корреляции этих отложений.

Как уже упоминалось в предыдущей статье, оба зонциклита относятся к прогрессивному типу, их инициально-прогрессивные части представлены песчаными пластами, названными в практике геолого-разведочных работ безымянным (нижний ЗЦ), марковским, ярактинским (верхний ЗЦ) горизонтами.

Отложения нижнего ЗЦ распространены на всей рассматриваемой территории, причем он не везде имеет двучленное строение. Наибольшей мощностью данный ЗЦ характеризуется в пределах Усть-Кутской зоны, особенно в юго-западной части, где его мощность превышает 70 м. В инициально-прогрессивной (нижней) части рассматриваемого ЗЦ преобладают крупнозернистые разности — гравелиты, конгломераты, крупно- и среднезернистые песчаники, глинисто-алевролитовые прослои встречаются очень редко.

* Ранг определен предварительно.



Верхняя часть ЗЦ представлена алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями средне- и мелкозернистых песчаников. В северном и северо-восточном направлении мощность нижнего ЗЦ уменьшается. Увеличивается количество глинистых прослоев в нижней части ЗЦ. Мощность аргиллитно-алевролитовой породно-слоевой ассоциации, образующей верхнюю часть ЗЦ, сокращается вплоть до полного выклинивания на палеоподнятиях фундамента. О подобных выклиниваниях упоминалось выше.

Далее, в районе Ербогаченской и Преображенской площадей, корреляция отложений данного ЗЦ неоднозначна из-за невысокой степени разбуренности данной территории, и уверенно говорить о строении и распространности отложений данного ЗЦ невозможно.

Верхний ЗЦ имеет также двучленное строение. Нижнюю его часть образуют песчаные разности ираклинского продуктивного горизонта. Породы в подошвенной части более грубозернистые: гравелиты, крупнозернистые песчаники, в большей степени кварцевые на глинисто-карбонатном цементе. Вверх по разрезу размер зерен уменьшается. Песчаники косо- и горизонтально-слоистые, реже массивные. В кровельной части сложность подчеркивается переслаиванием с маломощными пропластками аргиллитно-алевролитовых пород. Мощность и количество таких прослоев увеличиваются вверх по разрезу. Верхняя, финально-прогрессивная, часть ЗЦ представлена аргиллитами и алевролитами.

Данный ЗЦ в наиболее полном объеме представлен в Усть-Кутской зоне, где его мощность превышает 75 м (Усть-Кутская скв. 5). Близость этой зоны к источнику сноса обусловила преобладание в строении рассматриваемого ЗЦ грубозернистых терригенных пород: в нижней части — гравелитов, в верхней — алевролитов. В северо-восточном направлении мощность верхнего ЗЦ сокращается, в его строении повышается роль

алевролитов и аргиллитов. В районе Ярактинско-Аянского месторождения и далее на северо-восток, к Верхнечонскому месторождению, увеличивается вариативность мощности породно-слоевой ассоциации, составляющей нижнюю часть верхнего ЗЦ: она изменяется от 36 м до полного выклинивания (Бурская скв. 109). Верхняя часть более выдержана на всей территории распространения данного ЗЦ. Строения рассматриваемого ЗЦ на северном склоне НБА и корреляции его отложений мы не касаемся по причинам, о которых было упомянуто выше.

В результате корреляции отложений обоих ЗЦ была выяснена одна особенность распространения его частей. В нижнем ЗЦ более распространена инициально-прогрессивная часть (песчаная), а верхняя чаще подвержена выклиниванию. Верхняя часть другого ЗЦ наоборот более выдержана, а песчаная породно-слоевая ассоциация, составляющая инициально-прогрессивную часть, характеризуется менее широким распространением и в большинстве случаев отсутствует в разрезе. По-видимому, это обусловлено различной генетической природой рассматриваемых ЗЦ.

В целом корреляция зональных циклитов и их частей является более сложной задачей, чем корреляция отложений хужирского РГЦ. Это определено сложностью строения рассматриваемых ЗЦ, резкими фаціальными замещениями и вариациями мощностей, свойственных внутренним частям циклитов, близкими петрографическими характеристиками (состав, структура, размер зерен и т. д.) и фиксируемыми ГИС физическими параметрами этих частей.

Такое положение заставило нас искать другие коррелятивные критерии, использовать результаты исследований, не являющихся традиционными при проведении корреляции геологических разрезов. Об использовании банка данных, представляемого петрофизикой, нам бы хотелось написать несколько подробней, хотя полученные результаты и не носят всеобъемлющего характера, но, на наш взгляд, более обоснованны.

КОРРЕЛЯЦИЯ ХУЖИРСКОГО РГЦ И ЕГО ЭЛЕМЕНТОВ ПО ПЕТРОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Выделенные с использованием петрофизических данных зональные и тем-циклиты, о которых упоминалось ранее, были прослежены в пределах Аянского-Дулисьминской зоны. Основными принципами корреляции стали принципы близости значений петрофизических параметров, последовательности залегания выделенных подразделений, упорядоченности и направленности изменения мощности, состава и структуры этих подразделений.

Принцип (или правило) близости заключается в выявлении интервалов разреза, характеризующихся близкими значениями физических параметров, измеряемых петрофизическими методами, и прослеживании их по площади.

Правило последовательности выступало как вспомогательное в сложных случаях, когда, к примеру, из двух песчаных слоев, характеризовавшихся близкими значениями петрофизических параметров, один выклинивался. В этом случае соотношение с вмещающими пластами помогало правильно определить корреляцию.

Правило упорядоченности и направленности всех характеристик выделенных подразделений от скважины к скважине использовалось нами также в качестве дополнительного.

Корреляция отложений выделенных литостратиграфических подразделений и совместный анализ изменения литологических и петрофизических подразделений позволили нам выделить семь литотипов пород псаммито-псефитового ряда, составляющих песчаные пласты нижних частей циклитов K_1 , K_2 , K_3 . Литологические разности каждого литотипа одного слоя резко отличаются по петрофизическим параметрам от литологических

а

Литотипы	AlS	Q	Kp	Fe	U	Th	K	γ	κ	δ	σ	$K_{\text{ноб}}$	ϵ_m	ρ_n	Слой
Конгломераты и конглогравелиты	5,5	79,0	11,0	1,2	0,8	7,8	0,9	9	6	2,681	2,52	6,1	6,4	28,3	K ₁
	30,4	52,1	14	1,4	8,4	15	1,6	23	4	2,683	2,55	4,95	26,3	12,0	K ₃
Гравелиты	7,7	80,0	7,5	0,2	0,2	2,5	0,4	3	3	2,661	2,49	7,9	-2,2	8,8	K ₁
	29,6	53,5	12,7	1,6	2,3	8,4	2,5	20	6	2,682	2,55	4,5	14,9	21,3	K ₂
	31,7	60,9	5,6	0,8	2,1	3,5	2,6	18	3	2,651	2,44	8,1	12,6	16,8	K ₃
Крупно- и среднезернистые гравийные песчаники	9,4	76,9	9,2	0,9	1,0	3,0	0,4	5	2	2,662	2,45	7,5	-1,2	11,7	K ₁
	47,9	40,9	6,0	2,0	3,0	8,8	3,7	28	8	2,679	2,45	8,4	9,2	9,2	K ₃
Крупнозернистые песчаники	14,6	80,8	2,3	0,7	1,1	2,9	0,8	6	1	2,650	2,40	9,5	-3,7	2,7	K ₁
	31,4	59,7	5	1,0	2,0	5,4	2,2	17	4	2,653	2,44	7,9	6,6	18,3	K ₂
	39,9	50,5	2	1,3	1,7	6,2	3,3	23	1	2,631	2,32	11,8	—	—	K ₃
Средне- и крупнозернистые песчаники	11,7	75,5	4,5	0,8	0,9	2,8	0,5	5	2	2,644	2,37	10,6	2,3	5,7	K ₁
	28,6	58,6	14,6	1,3	2,6	3,9	2,6	19	5	2,660	2,48	6,6	4,1	5,9	K ₂
Среднезернистые песчаники	11,3	79,2	4	1,5	0,8	2,2	0,7	5	3	2,664	2,42	9,6	1,8	6,4	K ₁
	30,9	60,7	10	0,7	2,2	7,4	2,1	17	4	2,649	2,37	10,7	12,1	16,4	K ₂
Мелко- и среднезернистые песчаники. Мелкозернистые песчаники	16,1	77,6	3,3	0,7	1,4	3,3	0,9	8	3	2,636	2,42	8,3	7,8	13,0	K ₁
	49,0	43,0	4,2	1,9	2,7	8,5	3,0	24	11	2,657	2,49	6,3	16,1	23,8	K ₂

б

Литотипы	AlS	Q	Kp	Fe	U	Th	K	γ	κ	$K_{\text{ноб}}$	δ	σ	ϵ_m	ρ_n	Тип	Подтип	Слой
Аргиллиты	78,6	12,9	5,0	3,6	4,3	10,9	4,4	32	18	7,9	2,751	2,55	33,3	27,1	I		A ₁ , A-K линзы в K ₁
	77,9	16,9	1,0	1,5	3,5	11,6	4,8	36	8	8,3	2,728	2,50	—	—		1	A ₂
	61,8	28,3	1,0	1,2	4,6	14,2	6,9	49	5	12,9	2,670	2,32	—	—	II	2	A ₃
Аргиллиты алевроитистые	69,7	21,6	5,0	2,3	3,4	11,2	4,1	30	12	7,1	2,736	2,53	28,6	11,9	I		A-K линзы в K ₁
	67,8	23,2	2,5	3,1	2,9	7,9	4,3	31	16	6,3	2,726	2,57	33,8	17,6		1	A ₂
	67,5	20,2	4,0	1,7	3,2	6,2	4,2	31	11	7,4	2,709	2,51	36,3	6,33	II	2	A ₃
Аргиллиты алевроитистые, песчанитые	61,2	26,4	6,5	3,3	3,4	7,6	3,6	2,7	16	6,3	2,747	2,57	38,9	23,3	Не выделяется		A ₂ , A ₃
Аргиллиты песчанитые	60,7	30,8	3,2	2,1	2,5	8,7	4,3	31	9	6,5	2,699	2,52	26,5	7,9	Не выделяется		A ₂ , A ₃
Алевролиты	56,1	37,1	5,2	1,8	3,9	9,2	3,1	26	9	7,0	2,686	2,50	32,5	12,8	Не выделяется		A-K линзы в K ₁
Песчаники глинистые	36,4	56,0	5,0	1,1	2,5	7,6	2,7	21	4	8,5	2,657	2,43	—	—	Не выделяется		Линзы в K ₁
Песчаники мелкозернистые, алевроитистые	34,0	54,2	8,0	2,5	3,1	6,9	2,0	18	9	5,9	2,692	2,55	17,4	39,3	Не выделяется		A-K

Рис. 3. Литолого-петрографическая схема литотипов псаммито-псефитового (а) и алевро-пелитового (б) рядов хужирского РГЦ. Составили А. С. Медведский, А. В. Владимиров.

AlS — содержание алюмосиликатов, %; Q — содержание свободного кремнезема, %; Kp — общая карбонатность, %; CaSO₄ — содержание ангидрита, %; Fe — содержание железа, %; U, Th — содержание урана, тория, 10⁻⁴ %; K — %; γ — радиоактивность, усл. ед.; κ — магнитная восприимчивость, 10⁻⁵ ед. СИ; δ , σ — удельный и объемный вес, г/см³; ϵ_m — мембранный потенциал, мВ; ρ_n — удельное электрическое сопротивление, Ом·м; $K_{\text{ноб}}$, $K_{\text{отк}}$ — коэффициент общей и открытой пористости.

разностей другого слоя. Так, например, гравелиты слоя K₁ отличаются по значению большинства петрофизических параметров от гравелитов слоя K₂ и K₃, различия между которыми выражены не так ярко (рис. 3). Нами были выделены также семь литотипов алевро-пелитового ряда. Каждый из них характеризуется близкой литологией, но различается петрофизически, в зависимости от слоя, к которому данный литотип относится. Необходимо отметить, что различия по петрофизическим параметрам в пределах каждого литотипа здесь не такие яркие, как у литотипов псаммито-псефитового ряда. Так, аргиллиты слоя A₁ отличаются по кар-

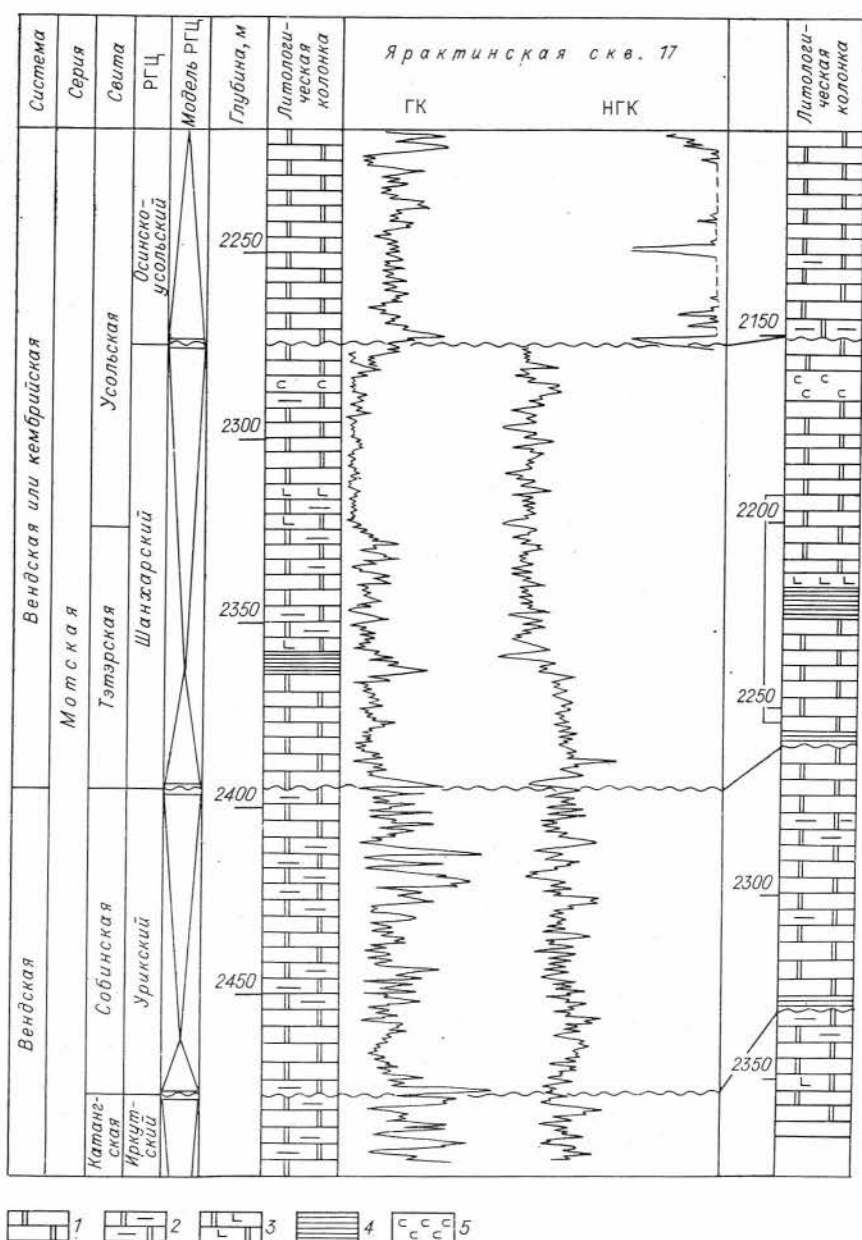


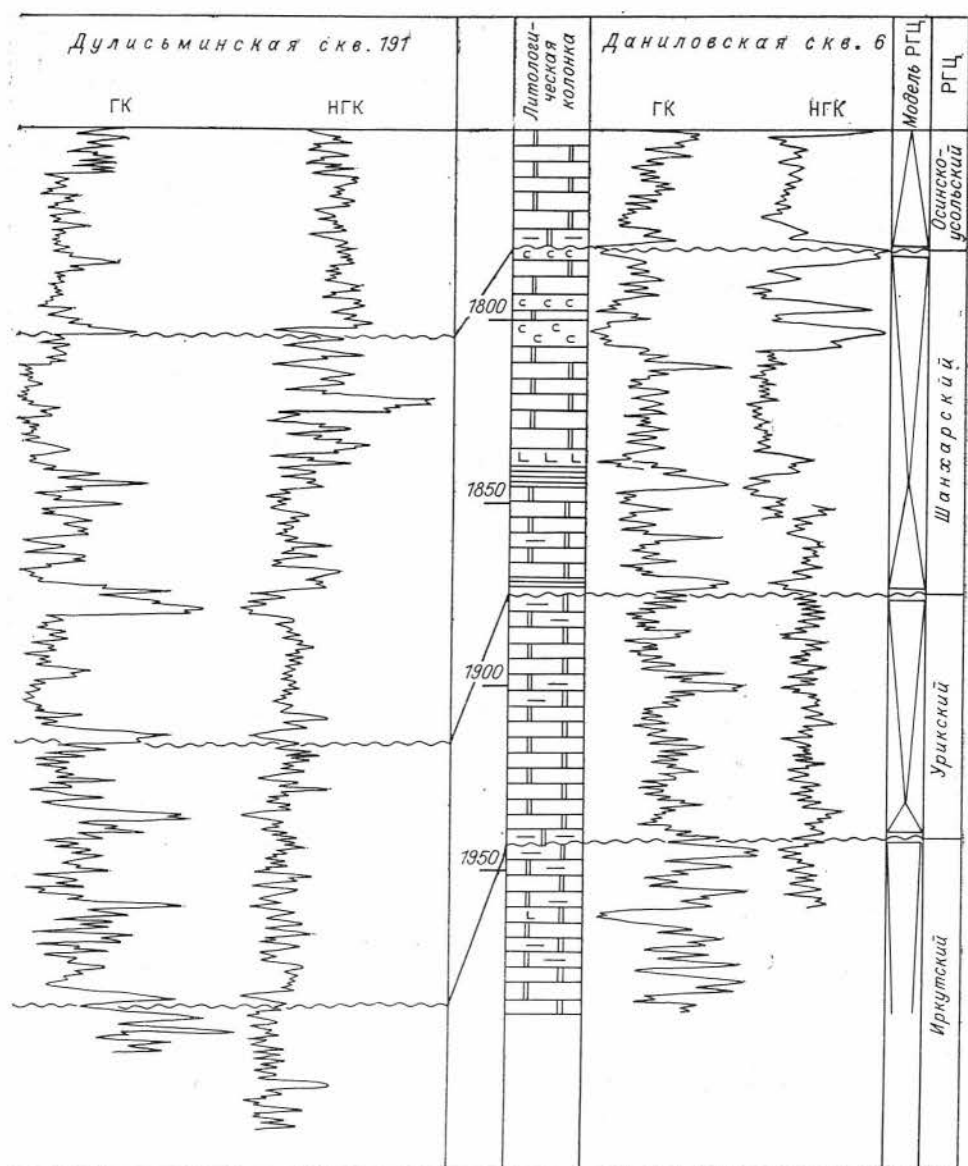
Рис. 4. Корреляция отложений урикского, шанхарского и осинско-усольского РГЦ в пределах Непского палеосвода.

1 — доломиты; 2 — глинистые доломиты; 3 — ангидритистые доломиты; 4 — аргиллиты; 5 — каменная соль.

бонатности, содержанию железа, магнитной восприимчивости, мембранному потенциалу от аргиллитов A_2 и A_3 , различия между которыми по тем же параметрам не столь значительны (рис. 4).

На основе выполненной детальной корреляции пород хужирского РГЦ и его элементов была составлена схема строения терригенных отложений Аянско-Дулисьминской зоны, которая нередко резко отличается от общепринятой.

В заключение отметим, что рассматриваемый комплекс петрофизических параметров может стать дополнительным критерием, помогающим повысить надежность корреляции, особенно на уровне зональных и тем-циклитов.



ШАМАНСКИЙ РГЦ

Корреляция отложений шаманского РГЦ в силу незначительной их охарактеризованности кернавым материалом в основном базировалась на промыслово-геофизических данных. Как указывалось выше, шаманский РГЦ в пределах рассматриваемой территории представлен комплексом терригенно-сульфатно-карбонатных пород, которые характеризуются промыслово-геофизическими параметрами, позволяющими достаточно однозначно коррелировать рассматриваемые отложения.

Наиболее полный разрез этих отложений вскрыт в районе Марковской площади. К западу от нее происходит закономерное замещение сульфатной и карбонатной составляющих терригенными разностями пород, и уже в пределах Усть-Кутской площади данный цикл представлен переслаиванием конгломератов и песчаников с алевролитами и аргиллитами.

По направлению к Непскому палеосводу мощность шаманского РГЦ уменьшается вплоть до полного выклинивания в районе его вершины (см. рис. 2).

В пределах Большекетирской, Верхнетирской и Аянской площадей в верхней части РГЦ появляется пласт песчаников, названный в практике поисково-разведочных работ верхнетирским. Рядом скважин было доказано углеводородное насыщение данного горизонта.

На восточном и северо-восточном склонах Непского палеосвода, в районе Ербогаченской, Южно-Тетейской, Могдинской площадей, где данный РГЦ имеет сокращенные мощности, в его строении основную роль играют карбонатные породы. Здесь нижняя часть шаманского РГЦ сложена микрозернистыми доломитами, незначительно перекристаллизованными. В областях перекристаллизации, которые имеют овальные формы, размер доломитовых зерен увеличивается. Доломиты имеют разнородную структуру: комковатую, интракластическую, иногда неясно-водорослевую. Породы стилолитизированы и ангидритизированы. Участками засолены. Вследствие предданиловского перерыва доломиты карстово-кавернозные. Интервал залегания таких доломитов получил название ербогаченского продуктивного горизонта.

В восточном направлении мощность шаманского РГЦ увеличивается. В нижней его части появляется пласт кварцевых, хорошо окатанных средне- и мелкозернистых песчаников, называемый ботубинским продуктивным горизонтом. Данный пласт распространен локально и по данным исследований М. В. Лебедева имеет баровое происхождение. Параллельно с увеличением мощности в рассматриваемом РГЦ возрастает количество ангидритовых пластов и пропластков. Повышается и терригенная составляющая.

В южном направлении от Непского свода в районе Ичерской и Рассохинской площадей значительную роль в строении шаманского РГЦ начинают играть отложения галита, мощность которых достигает 125 м. По-видимому, в этом районе располагается наиболее древний на территории Сибирской платформы солеродный бассейн.

В целом корреляция отложений шаманского РГЦ в пределах НБА не вызывает особых затруднений, за исключением района Кийской и Восточно-Кийской площадей, где градиент изменения мощности шаманского РГЦ имеет максимальные значения. В настоящее время существуют две точки зрения по данному поводу. Одни объясняют это резким фациальным замещением и сопоставляют отложения шаманского РГЦ южной части НБА с верхами хужирского РГЦ ее центральных районов, другие — действительно долгоживущих линейментов Ангаро-Вилуйского разлома, контролирующих глубину эрозионных срезов отложений хужирского и шаманского РГЦ. Предварительно мы присоединяемся к последнему предположению. Представляется, что в дальнейшем будет получен более полный керновый материал из зоны выклинивания шаманского РГЦ, который позволит более надежно и однозначно ответить на этот вопрос.

ИРКУТСКИЙ РГЦ

Большая часть объема кернового материала из интервала иркутского РГЦ характеризуется отложениями преобразованного продуктивного горизонта, слагающего прогрессивную часть данного регионального цикла. Поэтому основным источником информации, на которой базировалась корреляция иркутского РГЦ, явились результаты исследований ГИС, в первую очередь гамма-каротажа и нейтронного гамма-каротажа (ГК и НГК). На кривых ГК и НГК достаточно уверенно выделяются и следятся от скважины к скважине основные породные разновидности, слагающие иркутский РГЦ: доломиты, глинистые доломиты, ангидритистые доломиты, мергели, ангидриты, аргиллиты.

Внешние границы иркутского РГЦ, характеризующиеся резкой сменой показаний на каротажных диаграммах, также хорошо следятся в

пределах рассматриваемой территории. Данное положение справедливо и для внутренней границы РГЦ.

Сокращенная мощность иркутского РГЦ приурочена к Непскому палеосводу, от него во всех направлениях закономерно увеличивается мощность данного РГЦ. По направлению к региональному источнику сноса в отложениях увеличивается содержание терригенных примесей, что уверенно фиксируется повышением показаний ГК (см. рис. 2).

В целом наличие промыслово-геофизических реперов (ПГР) M_2 и M_3 , фиксирующих внешние границы данного РГЦ, позволяет уверенно и однозначно коррелировать его отложения в пределах рассматриваемой территории.

УРИКСКИЙ РГЦ

По причинам, изложенным выше, основным материалом, на котором базировалась корреляция отложений урикского РГЦ, явились результаты геофизических данных.

Корреляция рассматриваемых отложений показала, что эти отложения характеризуются незначительными вариациями мощности и литологического состава. В сокращенном объеме данный РГЦ представлен в районе Непского палеосвода, где его мощность равна 70 м, в наиболее полных разрезах Усть-Кутской площади она превышает 100 м (см. рис. 4, б).

Промыслово-геофизические реперы M_3 и M_4 , ограничивающие тело рассматриваемого РГЦ, помогают однозначно коррелировать его на всей изучаемой территории.

ШАНХАРСКИЙ РГЦ

Корреляция шанхарского РГЦ в пределах НБА проводилась на основе изучения кернового материала и данных ГИС. Наиболее охарактеризована керном нижняя, прогрессивная, часть РГЦ, сложенная интенсивно перекристаллизованными, стилолитизированными, засолоненными, слабо-сульфатизированными доломитами, образующими усть-кутский продуктивный горизонт.

При сопоставлении разрезов скважин были выяснены литологические характеристики и мощности данного РГЦ, контролирующиеся Непским палеосводом.

Согласно последним исследованиям [Литология..., 1988; Непско-Ботубинская антеклиз..., 1986], преобладающему литологическому типу слагающих пород и их коллекторским свойствам, можно выделить четыре зоны. Первая расположена на северо-востоке НБА, в ее пределах распространены доломиты юрхского горизонта, являющегося временным аналогом усть-кутского в восточной части НБА. В отличие от усть-кутского горизонта он состоит из трех пластов. Нижний представлен известняками с редкими прослоями доломитов, микрофитолитоводорослевыми, средний — доломитами с редкими прослоями известняков, микрофитолитохемогенными, верхний — известняково-доломитовыми, участками доломито-известняковыми.

Вторая зона занимает значительную часть Непского свода. Здесь распространены породы усть-кутского горизонта — доломиты водорослевые, органогенно-обломочные, зернистые, засолоненные. Третья зона занимает центральную часть НГО и оконтуривает вторую со всех сторон. Представлена она микрофитолитовыми, реже водорослевыми доломитами. Всю остальную территорию занимают породы четвертой зоны: доломиты глинистые, непроницаемые, с прослоями мергелей и аргиллитов.

Корреляцию рассматриваемых отложений облегчает наличие промышленно-геофизического репера M_4 , легко выделяемого на всех каротажных кривых, полученных из большинства скважин Непско-Ботубинской антеклизы (см. рис. 4, б).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Воробьев В. Н. Стратиграфические несогласия в южных и центральных районах Сибирской платформы // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Лено-Тунгусской провинции. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. — С. 4—8.
- Воробьев В. Н., Александров В. В., Арутюнов С. Л. и др. Доусольские нефтегазоносные отложения Непско-Ботубинской антеклизы // Геология и геофизика. — 1982. — № 2. — С. 3—13.
- Литология и условия формирования нефти и газа Сибирской платформы/Гурова Т. И., Чернова Л. С. и др. — М.: Недра, 1988. — 253 с.
- Непско-Ботубинская антеклиза — новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР/Анцiferов А. С., Бакин В. Е., Воробьев В. Н. и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — 245 с.

Ю. Н. Карогодин

ЛИТМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МОТСКОЙ СЕРИИ ВНУТРЕННИХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Литмостратиграфическая схема предлагается не столько в качестве альтернативной традиционной, сколько дополняющей ее. Здесь провозглашается принцип не вместо, а вместе. Альтернативными можно рассматривать лишь ее подразделения (стратомы), противопоставляя их категориям местных подразделений (комплексов, серий, свит), но не общих стратиграфических подразделений.

Введение новой литмостратиграфической категории подразделений — стратомов — совсем не означает уничтожение, изъятие местных, а по существу, литостратиграфических подразделений. Последние должны выполнять функции вспомогательных, дополнительных по отношению к стратомам, т. е. телам-системам, отвечающим циклитам различного ранга. Эти вопросы были рассмотрены в статье, посвященной новому варианту Стратиграфического кодекса СССР (1988 г.)*.

Одним из основных принципов создания модели литмостратиграфической схемы венд-нижнекембрийских отложений Непско-Ботубинской нефтегазоносной провинции (как и любой другой литмостратиграфической схемы) является *принцип литмичности*. Суть его заключается в том, что основными стратиграфическими подразделениями местных, региональных (бассейновых) схем являются геологические, породно-слоевые тела-системы, отвечающие циклитам различного ранга и их частям, элементам, т. е. стратомы — элементарные, зональные, региональные и т. д.

Следствие из этого принципа-правила следующее: породные, породно-слоевые тела, не являющиеся целостными во времени системами (и не-системами), т. е. тела, выделяемые по любым признакам, следует считать вспомогательными, дополнительными. Они могут быть частями, элементами основных литмостратиграфических подразделений, а могут и не быть таковыми. Они названы *стратомами*, т. е. номинальными стратиграфическими подразделениями. В современных региональных схемах

* Карогодин Ю. Н. Дополнения и уточнения к проекту нового Стратиграфического кодекса СССР (с позиций системно-литмологического подхода).

стратиграфии таковыми, по существу, в подавляющем большинстве являются свиты, серии, комплексы, толщи.

В соответствии с принципами литмичности в разрезе венд-нижнекембрийских отложений, именуемых ныне мотской серией (ранее — свитой), выделяются $4\frac{1}{2}$ регостратума (снизу вверх): хужирский, шаманский, иркутский, урикский и нижняя часть шанхарского. Эти четыре региональных стратума выделяются и прослеживаются во всех зонах и районах не только Непско-Ботубинской НГО, но и всех других НГО Лено-Тунгусской провинции (Байkitской, Ангара-Ленской). В соответствии с принятой литмостратиграфической схемой выполнено расчленение скважин по большинству разбуренных площадей и месторождений провинции. Эти разбивки сведены в таблицу и в дальнейшем будут основой для структурных и палеоструктурных построений, литолого-фациальных, палеогеоморфологических, геодинамических и прочих реконструкций, расчетов объемов генерации, эмиграции и аккумуляции жидких и газообразных углеводородов по каждому региональному нефтегазоносному комплексу.

Ниже следует остановиться на двух вопросах: 1) соотношение регостратумов и их частей с местными стратиграфическими подразделениями (свитами, сериями), выделенными на последней стратиграфической схеме 1986 г.*; 2) преимущества литмостратиграфической схемы перед традиционными региональными (литостратиграфическими) схемами. Еще раз подчеркнем, что мы не касаемся категории и основных, и общих (т. е. био-) стратиграфических подразделений и не претендуем на приоритетность.

Хужирский регостратум выделяется в объеме терригенных отложений венда нижней части мотской серии (бывшей нижнемотской подсвиты). На юге Непско-Ботубинской антеклизы это терригенные отложения непской свиты и сульфатно-терригенно-доломитовые породы тирской. В пределах Ангара-Ленской ступени они получили название чорской свиты **. На территории Красноярского края (Байkitская антеклиза и Катангская седловина) это ванаварская свита, а в северной части антеклизы — курсовская свита. В Нюйской и Вилочано-Ыгычанско-Ыгыатинской зонах объему хужирского регоциклита соответствует шесть (!) свит (снизу вверх): бетичанская, хоропахская, талахская, бесюряхская, ынахская и харыстанская. В соседней Нюйской зоне двум верхним свитам соответствует одна — паршанская. В Березовской зоне отложения в объеме харыстанской свиты именуются сарыгахской свитой, а в Прибайкальской четырем верхним свитам соответствует одна — хужирская.

Таким образом, одному стратуму с одним названием (хужирский) на стратиграфической схеме приводится 14 (!) названий свит с самыми различными соотношениями: свита соответствует свите (хужирская — курсовской, непской, ванаварской), подсвите, $\frac{1}{4}$ и $\frac{1}{5}$ свиты, подсвита — четырем свитам и т. д.

Ясно, что даже специалисту, занимающемуся стратиграфией Сибирской платформы, не просто разобраться в этом лабиринте соотношений и множестве собственных названий. Человеку, не знающему основ логики, но способному увидеть нелепость подобных соотношений, станет очевидной алогичность подобной схемы. А ведь утвержденная МСР СССР схема обязательна для использования при проведении детальных геолого-съёмочных, поисково-разведочных и эксплуатационных работ на различные виды полезных ископаемых.

Литмостратиграфия заслуживает признания даже если она выполняет только одну функцию — избавления, очистки от информационного

* Гурари Ф. Г. и др. Четвертое межведомственное стратиграфическое совещание по венду и кембрию Сибирской платформы // Сов. геология. — 1988. — № 1. — С. 122—125.

** Там же

Таблица разбивок венд-кембрийских отложений Пеледуйского свода

Система			Венд											Кембрий
Отдел			Верхний											Нижний
Регостратом			Борулакский	Хужирский		Шаманский		Пркутский		Урикский		Шанхарский		Осинско-Усольский
Гемирегостратом				Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний
Свита				Талахская	Паршинская	Бюкская		Услунская		Кудулахская		Юряхская		Усольская
Номер скважины	Альтитуда	Забой												
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15

Нижне-Хамакинская площадь

841	332	1753	1712	1704	1559	1490			1465	1439	1367	1356	1281	1258	1195
842	337	1849	1828	1751	1599	1506			1470	1445	1373	1361	1286	1363	1200
843	303	1800	1792	1680	1527	1420			1389	1370	1296	1283	1205	1185	1122
844	341	1981	1954	1785	1630	1516	1485		1479	1455	1382	1371	1295	1273	1208
845	337	1952	1878	1749	1590	1498			1465	1440	1367	1358	1281	1259	1195
846	345	1861	1839	1774	1617	1518			1484	1459	1386	1377	1300	1276	1212
804	395	2311	2311	1880	1749	1653			1644	1625	1557	1541	1477	1451	1387
808	407	2097	2006	1710	1556	1422			1347	1322	1244	1230	1160	1128	1060
809	353	1586	1560	1551	1420	1331			1315	1293	1226	1215	1143	1122	1060
812	431	1632		1578	1453	1375			1336	1314	1243	1232	1162	1139	1077
815	401	1631		1600	1478	1400			1392	1374	1310	1297	1232	1210	1150
816	365	1654	1654	1583	1445	1366			1354	1335	1269	1256	1186	1167	1105
817	365	1600	1600	1532	1422	1327			1312	1293	1225	1212	1142	1120	1058
818	394	1919	1868	1652	1506	1400	1375		1354	1326	1252	1242	1169	1146	1088
823	435	1714	1653	1618	1472	1400	1362		1356	1336	1267	1254	1181	1161	1096
824	474	1875	1875	1826	1559	1473	1430		1417	1400	1325	1312	1233	1213	1146
825	387	1601		1561	1417	1347			1321	1297	1228	1217	1144	1124	1062
826	472	1702	1652	1634	1482	1416	1379		1376	1351	1272	1260	1190	1170	1108
827	380	1685	1685	1584	1452	1357			1350	1333	1265	1254	1184	1169	1110
828	394	1771	1771	1749	1597	1461			1412	1388	1314	1301	1224	1202	1133

Таранская площадь

870	358	1925	1763	1575	1455	1366			1358	1340	1273	1262	1200	1174	1115
871	387	1620	1578	1571	1443	1391			1384	1364	1298	1287	1225	202	1142
847	352	1809	1784	1781	1625	1513	1474		1468	1444	1373	1362	1281	1259	1193
848	362	1891	1844	1756	1599	1495	1463		1460	1436	1364	1352	1278	1256	1192
849	352	1892	1781	1782	1626	1545			1512	1487	1415	1401	1325	1303	1241
751	326	1767	1741	1713	1561	1474			1445	1422	1353	1340	1266	1244	1180

Озерная площадь

760	428	1928		1918	1849	1828	1798	1777	1755	1684	1676	1601	1575	1512	
761	402	1928		1912	1811	1777	1754	1727	1708	1631	1620	1544	1522	1461	
763	417	1868			1850	1813	1790	1767	1749	1673	1663	1585	1565	1503	
764	383	1815			1789	1747	1718	1696	1673	1603	1589	1513	1493	1431	
765	398	1900			1900	1802	1770	1722	1708	1691	1618	1608	1527	1505	1444
750	386	1906			1857	1803	1780	1746	1737	1713	1647	1625	1568	1540	1477
18 001	391	1895			1883	1779	1746	1700	1690	1670	1598	1588	1510	1487	1426
18 002	356	1866			1851	1728	1698	1651	1646	1624	1553	1539	1464	1443	1382

Талаканская площадь

810	348	1641		1594	1471	1412			1393	1373	1305	1293	1223	1202	1142
806	320	1771	1755	1681	1529	1420			1400	1375	1301	1289	1213	1191	1226

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
811	353	1634		1601	1452	1381		1363	1340	1270	1259	1377	1166	1102
822	340	1701		1648	1540	1509		1495	1473	1407	1395	1326	1303	1243
752	316	1619		1605	1640	1396		1377	1354	1284	1270	1199	1176	1113

Верхне-Нюйская площадь

780	364	1675		1617	1506	1473		1463	1443	1376	1363	1284	1261	1202
781	363	1336	1718	1620	1505	1467		1460	1440	1370	1358	1295	1275	1216
782	344	1680		1597	1507	1466		1458	1440	1370	1358	1294	1277	1217

Тымпучиканская площадь

2540		1764				1699		1691	1675	1608	1595	1532	1511	1451
------	--	------	--	--	--	------	--	------	------	------	------	------	------	------

Центрально-Талаканская площадь

803	382	2137	2051	1710	1552	1449	1406	1399	1372	1299	1285	1215	1184	1118
890	391	1770	1748	1654	1555			1490	1470	1407	1395	1327	1308	1242
2091	406	1672		1645	1546			1497	1475	1411	1402	1340	1313	1254

Куландинская площадь

754	404	1773		1754	1640			1612	1596	1533	1520	1452	1434	1371
791	426	1790		1724	1664			1629	1670	1550	1538	1470	1448	1387

Примечание. Таблица составлена Д. П. Кожемякиным.

шума, растущего как снежный ком: была одна (нижнемотская) подсвета, а стало 14 свит с подсветами, пачками, горизонтами с собственными названиями.

При выделении этого множества «местных» стратиграфических (литостратиграфических) подразделений использованы далеко не нужные принципы: практического удобства и простоты выделения (в разрезах отложений, по керну и каротажу скважин), литологической однородности (аргиллиты — одна свита, песчаники и алевролиты — другая, доломиты — третья и т. д.) и административно-национального приоритета названий. В Вилучано-Бгыаттинской зоне выделенные свиты, по существу, отвечают частям (половинам) зональных циклитов: нижняя песчано-алевролитовая часть — свита, верхняя преимущественно аргиллитовая — еще одна свита и т. д.

В интегративной функции видится одно из главных преимуществ системно-литологического подхода — выделить единство, систему во множестве.

Шаманскому регостратому в большинстве зон соответствует одна свита или подсвета. У этого единого тела (стратона), ранее выделявшегося в одну подсвету, семь названий: оскобинская, космическая, тирская, бюкская, ботубобинская, шаманская свиты и верхнечорская подсвета.

При выделении этого стратона явно или интуитивно действовал принцип целостности. Это тоже в целом ряде зон часто ограничено перерывами с явными разрывами, вплоть до полного уничтожения шаманского стратона. При выделении этого стратона в объеме целого регостратома явно нарушен один из основных принципов выделения свит — принцип литолого-фациальной однородности. В фациальном отношении в свиту объединены отложения региональной (общесейской) трансгрессии и регрессии. В литологическом — это весьма разнородная в разрезах образования толща: нижняя — карбонатная, верхняя — терригенная, нередко красноватая. Не исключено, что из-за этого противоречия в схеме Прибайкальского района (где эти различия наиболее ярко проявляются) нет литологической характеристики шаманской (и других) свиты. В разрезах скважин внутренних областей Лено-Тунгусской провинции нижняя половина представлена «чистыми» доломитами (репер М₁) с базальными песчаниками, а верхняя — глинистыми доломитами.

Таким образом, вместо двух регостратомов с двумя названиями (ранее — двух подсвит мотской свиты) выделяется 20 (!) свит и это выдается за прогресс, детализацию стратиграфических исследований.

Верхний и нижний перерывы, ограничивающие шаманский регостратом, показаны на официальной схеме далеко не на всех зонах. А это весьма важный элемент стратиграфической схемы.

Иркутскому регостратому также в большинстве зон соответствует свита с тем или иным названием. Это тахомская свита в Тахомо-Олемчинской зоне, катангская — в Юрубчано-Тайгинской, Турухано-Куюмбйской, Катангской, Ковинской, Братской, Бельско-Жигановской, Ийско-Удинской, Верхнеангарской, Прилено-Непской и Гажинской зонах, успунская — в Ботубинской, Пеледуйской, Нюйской, Вилучано-Ыгыатинской, Березовской и Синской зонах. В Прибайкальском районе это часть иркутской свиты.

Этот стратом, по нашим наблюдениям и представлениям, ограничен повсеместно перерывом не только снизу, но и сверху. Однако последний на официальной схеме ни в одной зоне не показан.

Перечисленные свиты, как и в предыдущих случаях, выделены по принципу целостности во времени формирования, но явно нарушен один из главных принципов выделения свит — литолого-фациальной однородности. Иркутский РГС в разрезах обрамления весьма отчетливо делится на две литолого-фациальные неоднородности. Нижняя половина — светло-серые трансгрессивные доломиты с базальными песчаниками и конгломерато-брекчиями, верхняя — красновато-бурые алевролиты с прослоями доломитов глинистых. В обнажениях на р. Иркут близ с. Моты (Шаман-гора — стратотип мотской свиты), на р. Урик (близ пос. Шанхар) и других эти неоднородные части великолепно видны и резко отличаются по цвету пород, не говоря уже о коэффициентах прогрессивности, смене структурного типа элементарных циклитов и других признаках. Во внутренних районах это глинистый горизонт (репер M_2) «чистых» доломитов с базальным преображенским горизонтом и вышележащая толща глинистых доломитов. Эти две части, две половины циклита прослежены практически на всей изученной бурением территории Лено-Тунгусской провинции, так как имеют достаточно различную промыслово-геофизическую характеристику (по диаграммам ГК и НГК и КС).

Урикскому регостратому на схеме 1986 г. соответствуют две свиты: собинская в 11 зонах и кудулахская в 7 зонах. В Прибайкальском районе это примерно средняя часть иркутской свиты. Судя по всему, при выделении этих свит явно или скорее интуитивно использованы те же принципы, что и трех нижележащих.

Представляется, что на схеме ошибочно не показаны региональные перерывы, ограничивающие это тело.

В объеме **шанхарского регостратома** на рассматриваемой схеме выделяются, как и в предыдущем случае, две свиты: тетерская (11 зон) и юряхская (7 зон) с двумя подсвитами. В Прибайкальском районе это верхняя часть (половина) иркутской свиты. Кроме того, в состав данного РГС входит подосинская часть усольской свиты.

По нашим представлениям, вышележащий осинско-усольский РГС также залегает с перерывом на шанхарском.

При выделении названных свит доминировал, видимо, принцип литологической однородности: доломиты — одна свита, соль и соленосные доломиты — другая. По нашему мнению, подосинские соли входят в верхнюю часть РГП, а доломиты и известняки нижней подсвиты юряхской свиты (репер M_4) вместе с маломощной базальной глинистой пачкой являются прогрессивной половиной РГЦ.

Таким образом, прогресс стратиграфических исследований вендинжнекембрийских отложений выразился во введении 30 свит вместо одной (бывшей мотской) свиты и пяти (последний неполный) регостратомов. По нашим представлениям, это одна прогрессивная (трансгрессив-

ная) серия, составляющая нижнюю, прогрессивную (трансгрессивную), половину венд-кембрийского нексостратома и состоящая из пяти (последний неполный) регостратомов.

Каждый из РГС отделен перерывом того же ранга и разрывом. Кроме того, имеются перерывы зональные, внутри РГС. Таким образом, на схеме вполне обоснованно можно показать перерывы трех рангов: зональные, региональные и нексоперерывы.

Из приведенного анализа следует, что литмостратиграфическая схема в конечном виде выглядит, с одной стороны, проще, чем традиционная региональная схема: вместо более чем 30 собственных наименований свит (не считая подсвит, пачек, толщ, горизонтов с собственными названиями) предлагается 5 подразделений и названий с выделением их частей (нижняя, верхняя, а при необходимости и средняя). Однако путь к этой простоте более сложный, чем тот, что привел к сложной схеме. С другой стороны, эта схема более информативна, так как в ней отражены наши системные представления на иерархическую организацию изучаемой части литосферы (стратисферы). Перерывами и разрывами различного ранга и масштаба показана дискретность ее формирования, чего не было и нет ни на одной региональной схеме. Названия стратомов можно изменить, можно даже назвать их свитами, как это сделано в некоторых случаях рассматриваемой схемы, суть литмостратиграфической схемы от этого не изменится.

Некоторым исследователям кажется, что в литмостратиграфической схеме нет новаций. Ведь кем-то когда-то уже были выделены геологические тела в виде свит, подсвит, пачек и т. д., которые сгруппированы, «перетасованы», и это выдается за новый подход *. Но новация это и есть вполне определенная, ранее неизвестная комбинация (или, как часто говорят биологи, рекомбинация) известных элементов. Важно и нужно только понять и знать законы этих комбинаций, соединений элементов, чтобы открыть или получить (в искусственных системах) нужное свойство. В данном случае таким свойством является целостность системы во времени формирования.

Представляется, что именно литмостратиграфическая схема и составленные на ее основе таблицы разбивок скважин являются важной и надежной основой детального картирования, расшифровки структуры того или иного региона, палеоструктурных, литмолого-палеогеографических, палеоморфологических и других реконструкций, ведущих к пониманию закономерностей размещения, условий формирования различных полезных ископаемых, организации оптимального их поиска, разведки и эксплуатации.

Сегодняшние официальные региональные стратиграфические схемы, по крайней мере схемы Западной и Восточной Сибири, не стимулируют эти процессы, а нередко мешают успешному проведению поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Ю. Н. Карогодин, А. В. Владимиров

ЛИТМОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ И ЗАЛЕЖЕЙ В РАЗРЕЗЕ ВЕНД-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Выявление пространственно-временных закономерностей размещения коллекторов, экранов, резервуаров и связанных с ними залежей углеводородов — важнейшая задача нефтяной геологии. От ее решения полностью

* Подобные упреки нередко слышатся на семинарах и совещаниях.

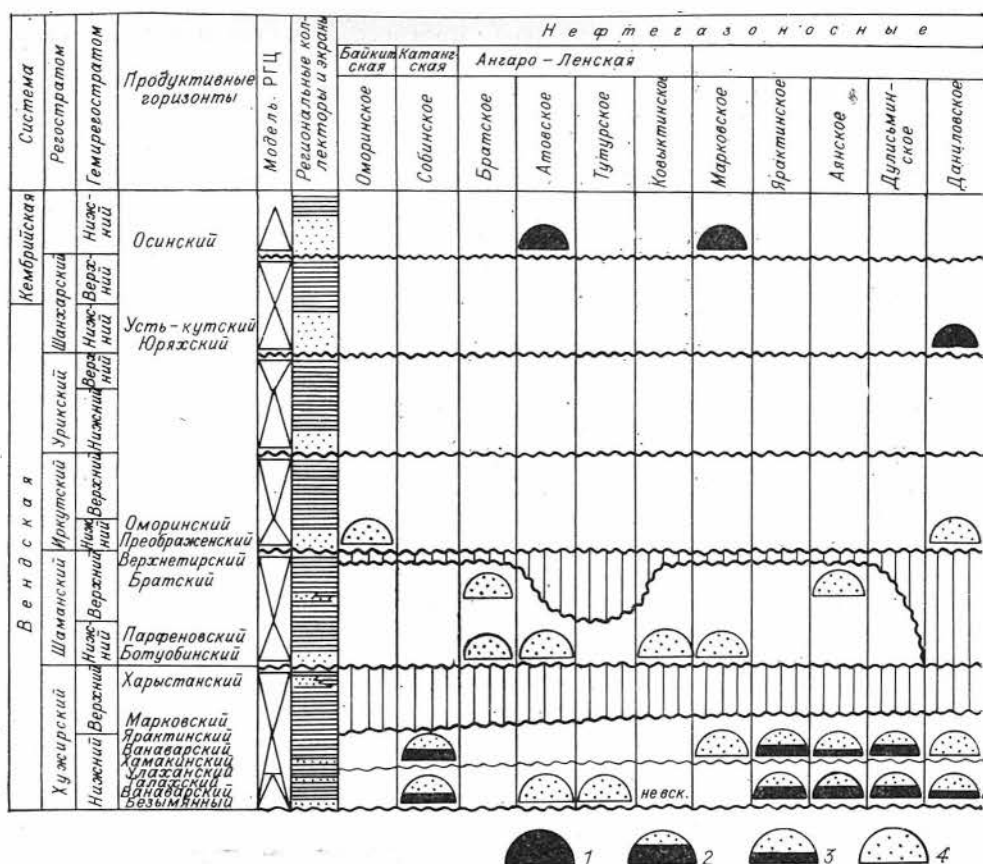


Рис. 1. Схема размещения коллекторов и залежей в венд-нижнекембрийских отложениях мотской серии. Составили Э. Г. Вигс, А. В. Владимиров, С. В. Ершов, Ю. Н. Карогадин, А. Н. Хабаров.

1—4 — месторождения: 1 — нефтяные, 2 — газоконденсатнонефтяные, 3 — нефтеконденсатногазовые, 4 — газовые; 5 — нефтегазопроявления; 6 — газопроявления; 7 — нефтепроявления; 8, 9 — перерывы: 8 — региональные, 9 — зональные.

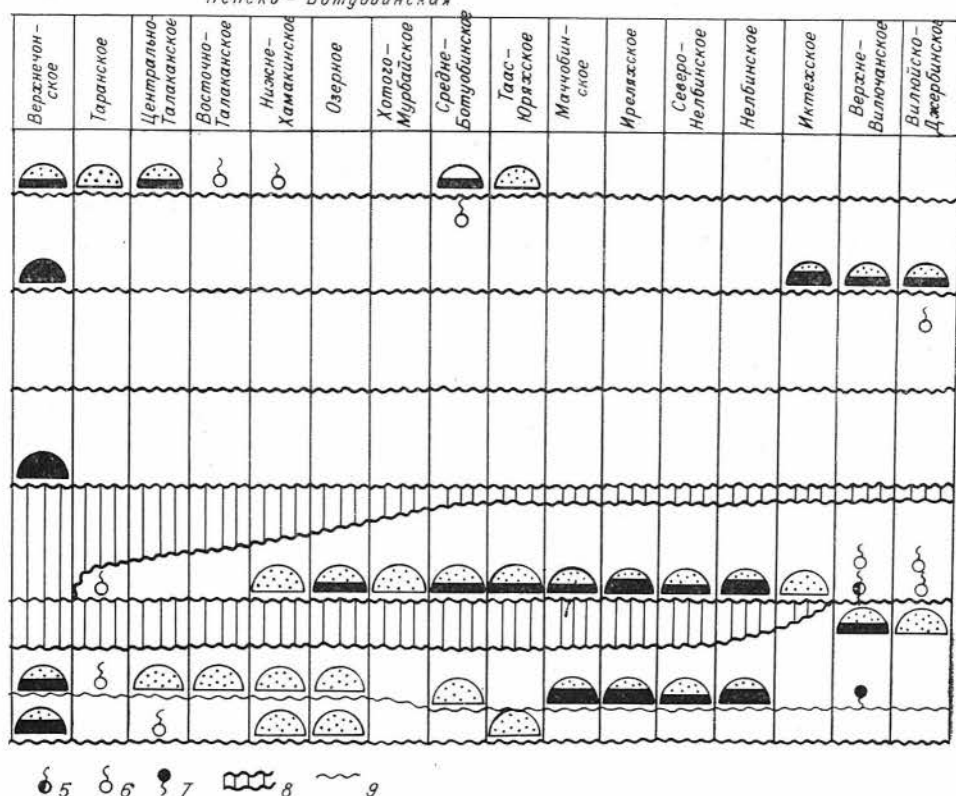
зависит успех поисково-разведочных работ как в нефтегазоносном бассейне в целом, так и в пределах отдельных зон и районов. При эксплуатации месторождений необходимы и доразведочные работы, для успешного проведения которых также важно знание закономерностей размещения залежей. Поскольку промышленные скопления углеводородов связаны со слоевыми ассоциациями, циклитами, то центральной проблемой становится установление связи коллекторов, их типа и залежей со структурой циклитов различного ранга.

Как известно, циклиты отделены друг от друга (ограничены) перерывами соответствующего (циклиту) ранга и размывами различного масштаба на той или иной территории бассейна. С позиций системно-литмологического подхода все более очевидной становится чрезвычайно важная роль перерывов и размывов в формировании залежей, в том числе крупнейших и гигантских, а также уникальных зон скопления углеводородов (зона Боливар в Венесуэле, битумы Атабаски в Канаде, месторождения-гиганты Ист-Техас, Панхендл-Хьюгтон, Прадхо-Бей в Северной Америке, Хосси-Мессауд, Хосси-Р'Мель в Северной Африке и др.).

В этой связи необходимы установление связи залежей и зон концентрации углеводородов с под- или надперерывными толщами и выяснение роли перерывов в их формировании.

В Лено-Тунгусской НГП к настоящему времени выявлено порядка 30 месторождений и более 60 залежей нефти и газа. Представляется, что

Непско-Ботуобинская



анализ их пространственно-временного размещения позволит наметить общие закономерности, которые можно использовать при дальнейших поисково-разведочных работах в данной провинции.

СВЯЗЬ КОЛЛЕКТОРОВ И ЗАЛЕЖЕЙ СО СТРУКТУРОЙ РЕГИОНАЛЬНЫХ И ЗОНАЛЬНЫХ ЦИКЛИТОВ

Из описанной выше модели литмологического строения венд-нижнекембрийских отложений мотской серии Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции следует, что в ее строении (снизу вверх) принимает участие один региональный циклит прогрессивного типа (хужирский) и $3\frac{1}{2}$ прогрессивно-регрессивного типа (шаманский, иркутский, урикский и нижняя часть шанхарского). С ними связаны коллекторы трех типов: гранулярные, трещинные (или гранулярно-трещинные) и карстово-кавернозно-трещинные.

Гранулярный тип коллектора, как уже отмечалось ранее [Карогодин, Нежданов, 1988], связан с прогрессивными, базальными элементами региональных и зональных циклитов. Это (снизу вверх) талахский (он же безыманный, улаханский), являющийся базальным горизонтом хужирского РГЦ (и нижнего зонального циклита в его составе). С ним связаны залежи таких месторождений, как Верхнечонское, Даниловское, Озерное, Нижне-Хамакинское, Дулисьминское, Аянское, Ярактинское, Собинское и др. (рис. 1). Следующий — марковский (он же ярактинский) — горизонт терригенных коллекторов приурочен к базальным отложениям вышележащего зонального циклита того же РГЦ. Практически везде, где он распространен (не размыт и не выклинивается), имеются залежи. На ряде месторождений (Мачобинском, Иреляхском, Северо-Нелбин-

ском, Нелбинском, Марковском и др.) он является основным продуктивным горизонтом.

Парфеновский (ботуобинский) базальный горизонт следующего — шаманского — РГЦ — один из основных продуктивных горизонтов провинции. С ним связано порядка 15 залежей (см. рис. 1).

В вышележащих регоциклитах (иркутском, урикском, шанхарском, а также осинско-усольском) песчаные базальные слои становятся глинистыми, вследствие чего и не являются коллекторами. Это связано с общим развитием венд-нижнекембрийской трансгрессии, пенепленизацией суши, а следовательно, и привнесом во внутренние районы бассейна седиментации лишь тонкого пелитового материала. По периферии в начальные этапы региональных трансгрессий формировались узкие полосы пляжевых песчаников.

Как уже отмечалось выше, в прогрессивные (особенно финально-прогрессивные) фазы формируются толщи «чистых» карбонатов. Именно с ними связаны преображенский (оморинский), усть-кутский (юряхский), осинский горизонты трещинно-кавернозно-поровых коллекторов таких месторождений, как Даниловское, Верхнечонское, Оморинское, Атовское, Марковское, Иктехское и др. С этими горизонтами связано значительно меньшее количество залежей, чем с нижними горизонтами терригенных коллекторов (см. рис. 1).

Экранами для залежей углеводородов служат либо плотные глинистые разности доломитов, либо ангидриты.

Из изложенного следует, что, по существу, все открытые на сегодня залежи нефти и газа в венд-нижнекембрийских отложениях Лено-Тунгусской НГП связаны с прогрессивными элементами региональных и зональных циклитов. В нижних циклитах (хужирском, шаманском) это базальные терригенные горизонты, а в средних и верхних (иркутский, урикский, шанхарский и осинско-усольский) — горизонты с финально-прогрессивными элементами трещиновато-кавернозных «чистых» доломитов.

С базальными слоями связаны залежи нефти зональных и региональных циклитов, разрезы ниже-среднеюрских отложений Западной Сибири [Карогодин, Нежданов, 1988; см. также статью Р. А. Абдуллина в настоящем сборнике].

В верхнеюрских и неокомских отложениях региона связь коллекторов и залежей со структурой обратная. Коллекторы и залежи нефти и газа в подавляющем большинстве связаны с регрессивными частями зональных и региональных циклитов. Из этого следует, что в каждом нефтегазоносном бассейне и даже в циклитах крупного ранга (нексоциклитах) закономерные связи коллекторов и залежей с внутренней структурой циклита индивидуальны. Сказанное в полной мере относится и к выявлению закономерностей их размещения относительно перерывов и размывов.

СВЯЗЬ КОЛЛЕКТОРОВ И ЗАЛЕЖЕЙ

С ПЕРЕРЫВАМИ И РАЗМЫВАМИ И ИХ РОЛЬ

В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Из литмологического анализа размещения залежей следует, что практически все залежи нефти и газа в венд-нижнекембрийской толще мотской серии находятся в надперерывных горизонтах. Это перерывы трех рангов: зональные, региональные и нексоперерывы (паузы). Зональные перерывы выявлены между нижними и верхними зонциклитами в составе хужирского РГЦ. Безусловно, этого ранга циклиты есть и в других РГЦ (например, в прогрессивной части шаманского и др.), но они менее изучены.

Региональные перерывы, как отмечалось выше, четыре (предшаманский, предиркутский, предурикский и предшанхарский), а пятый, предосинский, уже в регрессивной серии (см. рис. 1). Все они независимо от нас выявлены В. Н. Воробьевым [Непско-Ботуобинская антеклиза...,

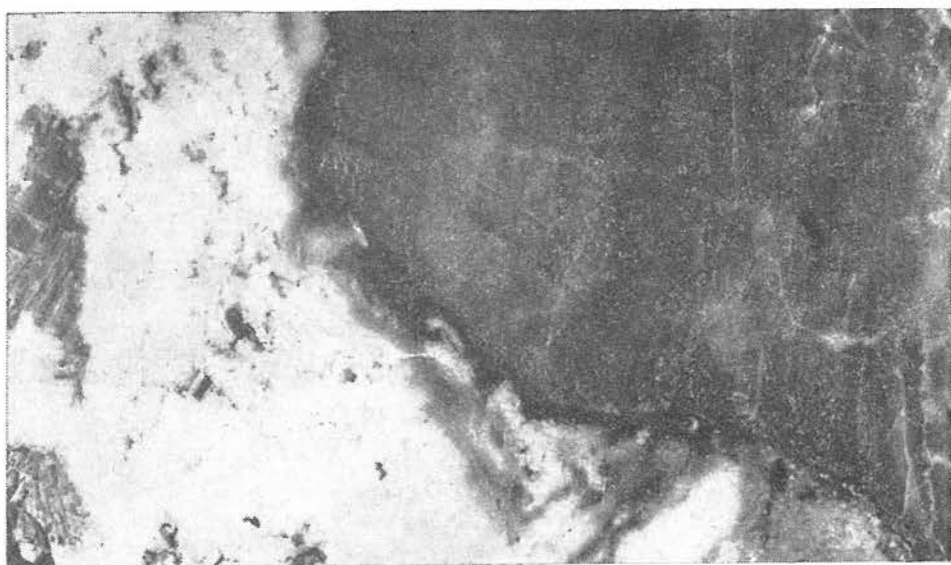


Рис. 2. Сталагмиты в отложениях рифея (из коллекции П. П. Скоробогатых, О. В. Гутинной).

1986], но далеко не всеми признаются, а следовательно, и не рассматриваются в качестве важных факторов формирования скоплений углеводородов.

Нексоперерыв один — предмотский. Он же гал- и тригалперерыв, так как с мотской серии начинаются циклиты нескольких рангов: нексо-, гал- и тригалциклиты. Возникает вопрос: есть ли связь между концентрацией запасов в над- и подперерывных отложениях и рангом перерыва? На материале, который использован в анализе, такая связь прослеживается. Примерно половина всех залежей углеводородов, выявленных на сегодня в этой провинции, связана с основанием мотской серии, т. е. с толщей над перерывом самого высокого ранга. Зональные перерывы в ее составе (хужирский циклит) играли, видимо, дополнительную роль. В Западной Сибири с надперерывными отложениями такого же ранга (нексо- и галперерывами) связана крупнейшая рукавообразная залежь Талинского месторождения в нижнеюрских отложениях (пласты ЮБ₁₋₁₀) Красноленинского нефтегазоносного района. Нефтеносные горизонты неюкома этой провинции, по нашим представлениям, являются подперерывными, т. е. закономерность иная, а точнее, обратная описанной выше.

В Лено-Тунгусской НГП также есть крупные скопления УВ в подперерывных горизонтах, но это уже рифейские доломиты и известняки Юрубчено-Тахомской зоны Байkitской нефтегазоносной области. Во время предмотского перерыва активно протекали процессы карсто-кавернообразования в карбонатных толщах, выходивших на дневную поверхность или приближенных к ней. Известно, что эти процессы устанавливаются в зонах трещиноватости. По представлению П. П. Скоробогатых *, эти процессы доходили до пещерообразования и заполнения продуктами переротложения коры выветривания (красная глина, дресва), а в некоторых случаях образовались сталактиты и сталагмиты (рис. 2). В результате этих процессов формировался трещинно-карстово-кавернозный коллектор. С коллектором именно такого типа связана крупная зона нефтегазонакопления Байkitской НГО в Красноярском крае. Вероятно, ранг перерыва — важный фактор, в сочетании с другими определяющий закономерность размещения скоплений УВ. Однако немаловажным является и

* Устные сообщения.

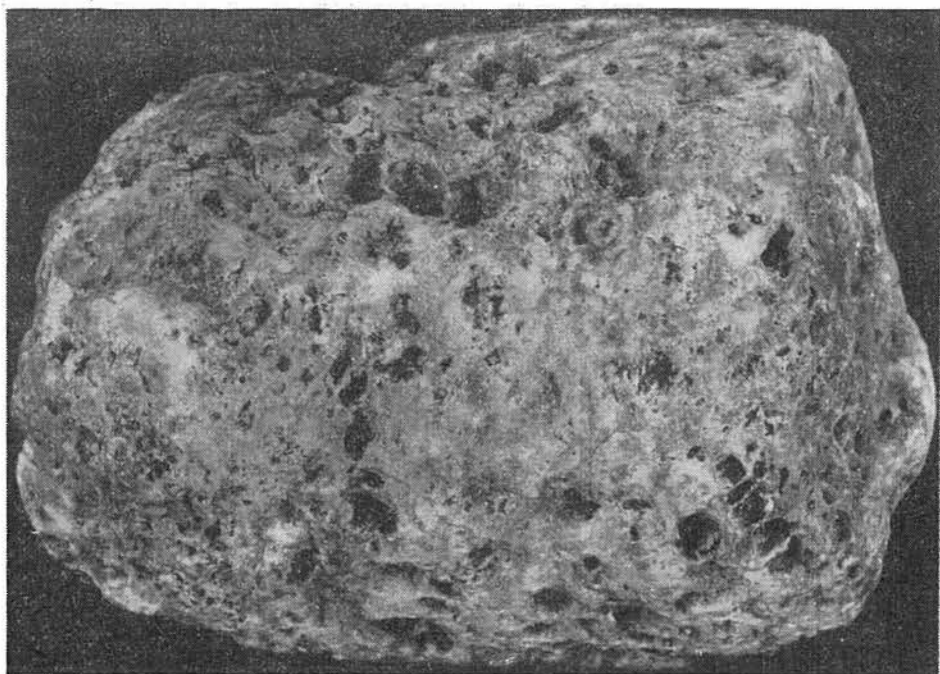


Рис. 3. Кавернозные доломиты из отложений шаманского РГЦ (из коллекции П. П. Скоробогатых, О. В. Гутиной).

масштаб размыва, зависящий от ряда причин, в том числе от местоположения в структуре некса- и галциклитов. Здесь же еще раз следует подчеркнуть, что ранг и масштаб перерывов — понятия разные.

В структуре нексациклитов размывы присущи нижним начальным циклитам. К финально-прогрессивной части нексациклитов масштаб размывов уменьшается, а в регрессивной — наоборот, к концу ее снова увеличивается. В прогрессивной части венд-кембрийского нексациклита наиболее значительные размывы, в полном соответствии с теоретическими представлениями, характерны для двух нижних — хужирского и шаманского РГЦ. В ряде районов и зон они полностью размывы [Карогодин и др., 1988], как это показано на литостратиграфической схеме. Размывом отложений хужирского циклита обуславливается стратиграфическое экранирование залежей хамакинского (улаханского, талахского и др.) продуктивного горизонта.

Предиркутский перерыв и размыв шаманского циклита, по нашим представлениям, интересны в другом отношении. Там, где размыву подвержены «чистые» карбонаты прогрессивной части или поверхность размыва приближалась к ним настолько, что агрессивные поверхностные воды могли проникать в них, должны были активно протекать процессы карсто-кавернообразования. Этот теоретический вывод подтверждается бурением, объемом закарстованных образцов керна доломитов прогрессивной части Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклиз (рис. 3). В купольных частях Непского и Камовского палеосводов шаманский циклит полностью размывался в предиркутское время. Следовательно, вокруг этих структур должны были формироваться кольцевые (поясообразные) зоны карстово-кавернозных доломитов [Карогодин и др., 1988], обладающих высокеемкими коллекторскими свойствами. Из мировой практики известно, что из коллектора такого типа получают уникальные дебиты нефти и газа. Предположение о наличии зон вокруг палеосводов Сибирской платформы (Камовского, Непского и др.) подтверждается как ядерным материалом, так и притоками газа (Юрубченская площадь).

Представляется, что это весьма перспективный объект поиска крупных скоплений углеводородов в пределах Лено-Тунгусской НГП, заслуживающий пристального внимания и требующий планомерного развития поисковых геолого-геофизических работ в ближайшее время.

Перерывы в осадконакоплении и размывы, безусловно, играют чрезвычайно важную роль в формировании как залежей, в том числе крупных и гигантских, так и целых зон, районов, в том числе уникальной концентрации. Перерывы и размывы в разрезе нефтегазоносного бассейна — это магистральный путь латеральной миграции флюидов, ведущий к концентрации углеводородов в зонах ловушек любого типа. Повышенная флюидомиграционная способность в зоне перерыва обусловлена рядом факторов: наличием базальных проницаемых отложений в одних случаях, хорошо проницаемых финально-регрессивных подперерывных песчаных толщ в других, емких коллекторов карстово-кавернозного типа в третьих, дезинтегрированных подперерывных образований в четвертых и т. д. Нередко эти факторы накладываются один на другой, резонируются, сочетаются, создавая благоприятные условия для миграции углеводородов, перераспределения их из отдельных пластов в массивные резервуары с избыточным заполнением ловушек (Самотлор, Уренгой, Ямбург, Хосси-Мессауд, Прадхо-Бей и др.).

Проблема перерывов и размывов в расшифровке закономерностей (и законов) пространственно-временного размещения залежей нефти и газа должна стать одной из центральных в нефтяной геологии и решаться на базе системно-литмологического подхода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Карогодин Ю. Н., Владимиров А. В., Хабаров А. Н. Литмологические предпосылки формирования коллекторов и залежей в карбонатных толщах Сибирской платформы // Геология и геофизика. — 1988. — № 5. — С. 18—25.
- Карогодин Ю. Н., Нежданов А. А. Литмологические закономерности пространственного размещения резервуаров и залежей углеводородов Западной и Восточной Сибири // Геология и геофизика. — 1988. — № 7. — С. 3—10.
- Непско-Ботуобинская антеклиз — новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР/Анциферов А. С., Бакин В. Е., Воробьев В. Н. и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — 245 с.

Ю. Н. Карогодин, Л. П. Изарова, Л. А. Ардашев,
А. А. Растегин, Е. И. Коновалов

ЛИТМОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕЧОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Впервые литмологическое расчленение образований мотской серии венд-нижнего кембрия было сделано в 1979—1981 гг. Ю. Н. Карогодиным в опорном обнажении Шаман-горы на р. Иркут, а также в обнажении горы Серой и горы Красной на р. Урик Иркутской области [Трофимук, Карогодин, 1984]. Здесь в терригенно-карбонатных отложениях венд-кембрия снизу вверх были выделены хужирский, шаманский, иркутский, урикский и шанхарский региональные циклиты [Трофимук, Карогодин, 1984; Карогодин, 1985]. Позднее была показана возможность качественно-количественного выделения тех же регоциклитов по данным ГИС в разрезах скважин Восточной Сибири [Карогодин, Виск, 1987].

Таблица литмостратиграфического расчленения венд-кембрийских отложений мотской серии Верхнеочонского месторождения

Система				Венд-кембрий-ская	Вендская										Кора выветривания	Архей — протерозой	
Свита					Тэтэр-ская	Собинская		Катангская		Тирская		Непская					
Регостратом						Шанхар-ский	Урикский		Пркутский		Шаманский		Хужирский				
Гемистратом							Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Нижний				
Зонстратом														Верхний	Нижний		
№ п/п	Номер скважины	Альтитуда	Забой	Отметки кровли стратиграфических подразделений													
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16		
1	11	414,69	1718	1442	1503	1523	1588	1596	1658		1678	1680	—	1695	1697		
2	12	393,21	1712	1401	1465	1488	1556	1565	1628		1647	1649	1670	1674	1685		
3	15	416,71	1687	1366	1425	1445	1511	1521	1683		1602	1607	1628	1670	1675		
4	21	340,12	1660	1361	1419	1441	1507	1517	1581		1601	1609	1626	1638	1639		
5	22	380,41	1685	1374	1440	1464	1532	1542	1605		1624	1625	1649	1664	1679		
6	23	352	1630	1322	1382	1402	1470	1479	1540		1560	1563	1582	1606	1613		
7	24	358,01	1640	1325	1392	1416	1483	1491	1554		1574	1576	1601	1627	1634		
8	25	449,77	1739	1422	1482	1501	1570	1579	1640		1659	1663	1684	1708	1723		
9	26	325,6	1610	1303	1363	1382	1450	1460	1522		1541	1542	1563	1581	1587		
10	27	377,1	1680	1264	1428	1448	1516	1526	1588		1608	1610	1632	1644	1658		
11	28	410,27	1680	1371	1430	1449	1516	1526	1586		1606	1610	1628	1657	1659		
12	29	342,62	1688	1315	1374	1393	1461	1470	1533		1550	1553	1572	1595	1597		
13	30	391,97	1676	—	1424	1444	1512	1521	1682		1601	1607	1627	1650	1662		
14	31	420,37	1767	1403	1462	1481	1550	1559	—		—	—	1663	1684	1687		
15	32	318,95	1618	1340	1396	1416	1482	1491	1553		1573	1578	1598	1601	1608		
16	33	315,71	1603	1301	1361	1380	1446	1456	1518		1536	1539	1557	—	1568		
17	34	371,95	1661	1349	1313	1434	1501	1511	1572		1592	—	1618	1639	1643		
18	35	384,99	1660	1366	1431	1452	1518	1528	1592		1613	1615	1638	1647	1649		
19	36	431,38	1728	1797	1460	1481	1547	1558	1619		1639	1640	1663	1687	1692		
20	37	405,16	1690	1380	1434	1454	1521	1530	1590		1609	1612	1635	1664	1667		
21	38	367,6	1664	1343	1404	1425	1493	1503	1566		1584	1586	1606	1627	1629		
22	39	388,86	1662	1366	1425	1446	1512	1522	1582		1601	1604	1624	1643	1648		
23	41	345,89	1640	1331	1394	1414	1482	1492	1552		1672	1674	1596	1611	1617		
24	42	448,68	1720	1404	1463	1483	1550	1560	1621		1640	1644	1666	1700	1702		
25	47	469,15	1728	1414	1476	1496	1564	1574	1637		1657	1660	1688	1706	1708		
26	49	345,24	1620	1321	1381	1400	1468	1478	1540		1558	1562	1575	1599	1605		
27	50	319,59	1636	1351	1408	1430	1493	1502	1564		1585	1591	—	1609	1610		
28	51	354,91	1628	1332	1395	1416	1483	1493	1555		1573	1576	1594	1609	1613		
29	52	336,21	1630	1319	1379	1399	1465	1475	1535		1555	1559	1577	1587	1592		
30	53	420,39	1717	1405	1460	1480	1548	1559	1620		1640	1643	1656	1680	1682		
31	54	356,46	1659	1339	1401	1420	1488	1498	1561		1580	1584	1602	1612	1621		
32	55	392,7	—	1383	1445	1466	1532	1543	1603		1621	1625	1648	1657	1663		
33	56	373,59	1675	1383	1428	1450	1518	1529	1589		1610	1612	1632	1636	1441		
34	57	373,49	1690	1368	1432	1453	1521	1530	1592		1611	1614	1637	1642	1644		
35	58	405	1650	1390	1453	1474	1541	1551	1612		1632	1633	1656	1672	1675		
36	60	387,98	1692	1389	1453	1475	1542	1552	1614		1634	1636	1654	1666	1668		
37	61	433,44	1720	1395	1459	1481	1548	1558	1620		1639	1640	1667	1693	1703		
38	62	383,18	1676	1343	1404	1424	1491	1501	1563		1581	1583	1607	1639	1645		
39	63	423,82	1722	1377	1441	1460	1526	1536	1599		1617	1620	1651	1681	1684		
40	69	438,27	1752	1469	1529	1550	1616	1625	1685		1703	1704	—	1725	1729		
41	70	397,59	1679	1360	1420	1440	1507	1517	1579		1595	1599	1631	1659	1672		
42	71	430,2	1735	1449	1512	1535	1597	1660	1669		1685	1689	—	1703	1706		
43	72	373,88	1671	1378	1439	1459	1523	1534	1598		1616	1619	—	1637	1638		
44	74	367,38	1670	1360	1421	1441	1506	1516	1577		1595	1603	1620	1639	1641		
45	75	377,69	1666	1379	1400	1434	—	—	1591		1611	1614	—	1634	1635		
46	77	404,87	1721	1417	1477	1497	1564	1573	1636		1656	1660	1677	1682	1687		
47	79	386,88	1689	1393	1452	1473	1336	1546	1608		1629	1634	1650	1660	1662		
48	85	442	1777	1463	1521	1543	1610	1619	1685		1702	1704	1723	1728	1732		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
4 9	86	417,2	1714	1448	1504	1525	—	—	1657		1675	1676	—	1692	1697
5 0	87	405,93	1685	1408	1471	1492	1557	1567	1630		1648	1650	1665	1668	1668
5 1	88	423,61	1730	1441	1502	1524	—	—	1669		1685	1687	1704	1711	1717
5 2	89	424,4	1721	1430	1493	1515	1582	1591	1652		1672	1674	—	1696	1705
5 3	100	405,52	1711	1404	1467	1488	1555	1564	1624		1644	1646	1668	1679	1694
5 4	101	366,95	1661	1367	1429	1450	1516	1525	1588		1606	1609	—	1630	1633
5 5	102	407,88	1721	1425	1486	1508	1576	1586	1651		1668	1670	1692	1706	1708
5 6	103	397,28	1702	1400	1461	1485	1553	1562	1626		1642	1646	1667	1670	1671
5 7	105	390,86	1716	142	1485	1504	1569	1579	1641		1659	1664	—	1680	1689
58	122	318,9	1610	1315	1373	1393	1458	1468	1530		1548	1552	1576	1581	1586
59	123	335,27	—	1312	1377	1397	1450	1474	1535		1555	1557	1579	1595	1598
60	128	422,84	1684	1375	1435	1456	1510	1534	1594		1616	1620	1639	1667	1674

Примечание. Таблица составлена Л. П. Изаровой, Ю. Н. Карогодиным.

С использованием данной методики к настоящему времени выполнено литмологическое расчленение разрезов всех месторождений Лено-Тунгусской НГП, составлены таблицы литмостратиграфического расчленения по большинству пробуренных скважин (см. таблицу).

Верхнечонское месторождение является в определенном отношении особым. Это первое месторождение нефти в Восточной Сибири, готовящееся к эксплуатации. На его площади пробурено наибольшее число скважин, что позволяет с максимальной достоверностью выполнить литмологическое расчленение и корреляцию скважин, составить достаточно детальную литмостратиграфическую схему.

В связи с проведением на площади данного месторождения детальных сейсморазведочных работ весьма важно увязать материалы с системно-литмологическими исследованиями и промыслово-геофизическими данными. Именно этой задаче и посвящена настоящая публикация.

Как уже отмечалось выше, в разрезе мотской серии (бывшей свиты) венд-нижнего кембрия выделяется 4 1/2 региональных циклита (снизу вверх): в терригенных отложениях — хужирский, в карбонатных — шаманский, иркутский, урикский, шанхарский (рис. 1). В связи с тем, что в предыдущих статьях дано описание всех этих циклитов по структурно-фаціальным зонам Лено-Тунгусской провинции, ниже приводится лишь краткая характеристика каждого из них с учетом особенностей строения в пределах Верхнечонского месторождения.

Хужирский РГЦ выделяется в пределах площади месторождения в объеме непской свиты. Достаточно отчетливая направленность в изменении гранулометрического состава в вертикальном разрезе циклита, чередование пачек песчаников и аргиллитов позволяют отнести РГЦ к прогрессивному типу и выделить в его составе два (нижний и верхний) зональных циклита.

Нижнехужирский зонциклит по данным керна и ГИС прослеживается на большей части Верхнечонского месторождения, выклиниваясь лишь в северо-западной его части. По структуре это проциклит с двумя частями. Нижняя часть представлена базальными песчаниками, гравелитами, алевролитами, залегающими с явным стратиграфическим и угловым несогласием либо на породах фундамента (скважины 33, 95, 96), либо (в большинстве случаев) на коре выветривания (скважины 12, 27, 100 и др.).

По представлению Ю. Н. Карогодина, хужирский циклит отделяет от нижележащих толщ наиболее значительный по рангу перерыв — тригалперерыв (тригалпауза). То есть это граница между эдиакарий-неогеновым и рифей-варангским тригалциклитами. Она же является и границей циклитов более низкого ранга (гал-, нексо- и регоциклитов).

По промысловой номенклатуре эти базальные отложения выделяются как продуктивный пласт ВЧ₂.

В строении пласта наблюдается ярко выраженная прогрессивная направленность. В основании, как правило, концентрируются прослои гравелитов и крупно-грубозернистых песчаников. Песчаники серые, буровато-серые, кварцевые и полевошпат-кварцевые с карбонатным, глинисто-карбонатным, иногда ангидритовым цементом. Повсеместно содержат включения плохо окатанной гальки кварца, полевых шпатов, маломощные прослои алевролитов и аргиллитов.

Вверх по разрезу зернистость пород уменьшается. В них постепенно исчезают грубо- и крупнозернистые разности и увеличивается содержание мелкозернистой и алевроитовой фракций. Песчаники становятся мелкозернистыми с улучшенной сортированностью [Потлова, Чернова, 1986]. Увеличивается количество и мощность прослоев алевролитов и аргиллитов. Эта часть разреза циклита характеризуется повышенными значениями естественной радиоактивности, обусловленной, вероятно, обогащенностью песчаников калиевыми полевыми шпатами.

На геоакустических моделях (скважины 27, 57, 41) по кривой $V_{пл}$ песчаная пачка $ВЧ_2$ характеризуется несколько повышенными значениями скоростей по отношению к вмещающим пластам. Вниз по разрезу она отделена низкоскоростным пропластом в подошве коры выветривания, а выше — аргиллитовой пачкой с пониженными скоростями (рис. 2). Мощность нижней песчаной части этого зонциклита изменяется от 0 до 19 м.

Вверх по разрезу песчаники и алевролиты постепенно сменяются пачкой аргиллитов гидрослюдистых, зеленовато-серых, горизонтально-слоистых с тонкими прослоями алевролитов, редко песчаников и примесью алевроитового и песчаного материала, количество которого в породе увеличивается в северо-восточном направлении.

Глинистая пачка достаточно уверенно выделяется на каротажных диаграммах по высоким значениям кривой ГК и низким — НГК (рис. 3, 4, см. вкладку), что соответствует низкоскоростному пропласту пластовых скоростей (см. рис. 2, 4). Затруднено выделение этой пачки в случае малой ее мощности или частого чередования глинистых и песчаных пропластов (скважины 27, 57). Мощность этой части зонциклита меняется от 0 до 24 м.

Судя по керну и данным детальной корреляции, верхняя часть зонциклита повсеместно подвержена размыву. По нашим представлениям, зональный перерыв и разрыв являются главной причиной полного отсутствия отложений данного циклита в западной и северо-западной частях месторождения (скважины 11, 50). Однако, судя по корреляционным схемам и данным сейсморазведки, сокращение мощностей могло происходить и за счет выклинивания к купольным частям поднятия. Мощность нижнехужирского зонального циклита в пределах площади месторождения меняется от 0—3 м на северо-западе до 34 м на юго-востоке.

На аргиллитах с явным размывом залегают базальные песчаники **верхнехужирского зонциклита**. Эти песчаники в практике промысловых исследований известны как пласт $ВЧ_1$, имеющий явно прогрессивную направленность и повсеместное распространение в пределах площади месторождения. Он представлен песчаниками серыми, темно-серыми, кварцевыми, крупно-среднезернистыми в нижней части пласта, мелкозернистыми в его кровле. Песчаники нередко содержат «плавающие» зерна кварца, полевого шпата. Выше по разрезу, как правило, отмечается пачка (мощностью до 5 м) тонкого линзовидного переслаивания тонко-мелкозернистых песчаников и глинисто-алевровитовых пород.

На кривых радиокаротажа пласт $ВЧ_1$ выделяется низкими значениями ГК. На геоакустической модели он подобен пласту $ВЧ_2$. Это как бы единая акустическая толща, разделенная, как уже отмечалось выше, низкоскоростным пропластом (пачка аргиллитов).

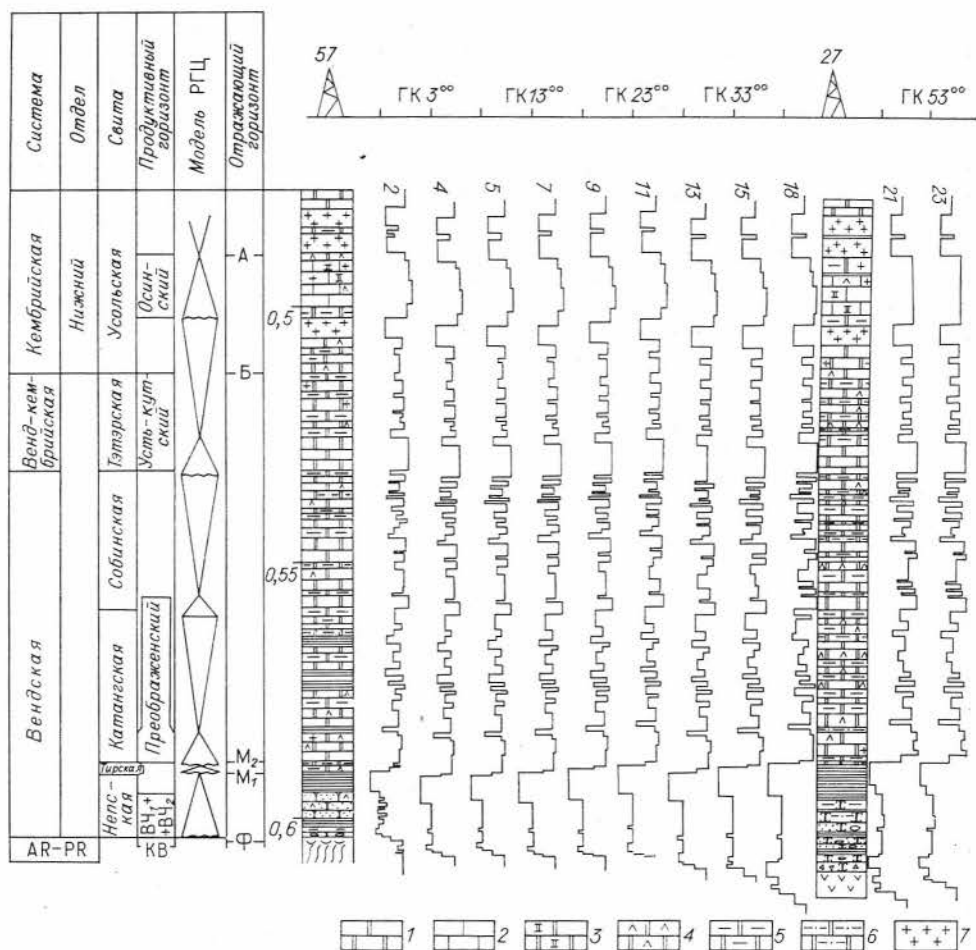


Рис. 2. Сейсмолитоологический разрез по линии скв. 57—27—41.

1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — доломиты известковистые; 4 — известняки доломитовые; 5 — доломито-ангидриты; 6 — доломиты глинистые; 7 — доломиты алевроитистые; 8 — каменные соли;

Мощность нижней песчаной части этого зонциклита изменяется от 2,2 до 18 м. Подобно нижнехужирскому зонциклиту песчаники вверх по разрезу постепенно сменяются пачкой темно-серых, почти черных аргиллитов мощностью 8—10 м. Им соответствуют повышенные значения кривой ГК и пониженные — НГК, а на кривой $V_{пл}$ — пониженные значения скоростей (см. рис. 4).

Мощность верхнехужирского ЗЦ составляет 13—32 м.

Мощность хужирского регоциклита в целом изменяется от 16 м на северо-западе месторождения (скважины 11, 86) до 61—63 м на юго-востоке (скважины 15, 63, 70).

Базальные песчаные пласты зональных циклитов хужирского РГЦ являются основными продуктивными горизонтами месторождения. Как видно из предыдущих статей, двучленное строение хужирского циклита характерно для подавляющей части территории Лено-Тунгусской НГП. На севере эти отложения отсутствуют, скорее всего, вследствие выклинивания в сторону региональной суши*.

Шаманский регоциклит с разрывом залегает на различных слоях

* В статье А. А. Растегина излагаются оригинальные, хотя и не бесспорные представления на природу данного циклита.

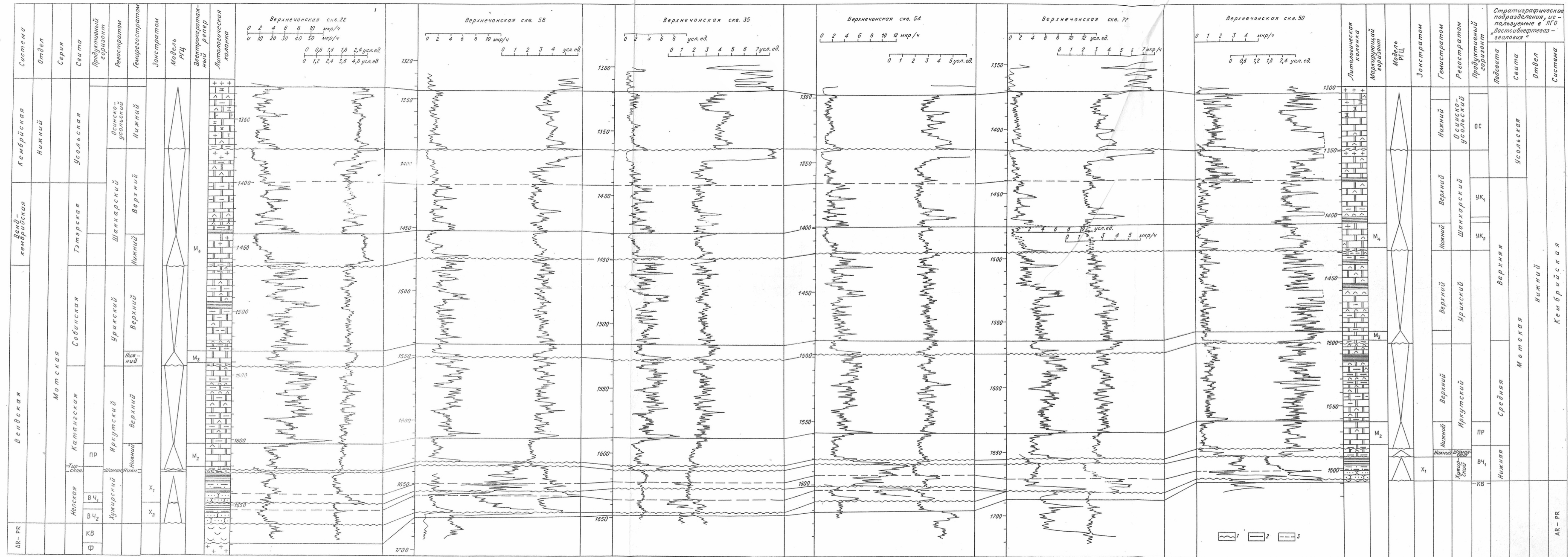
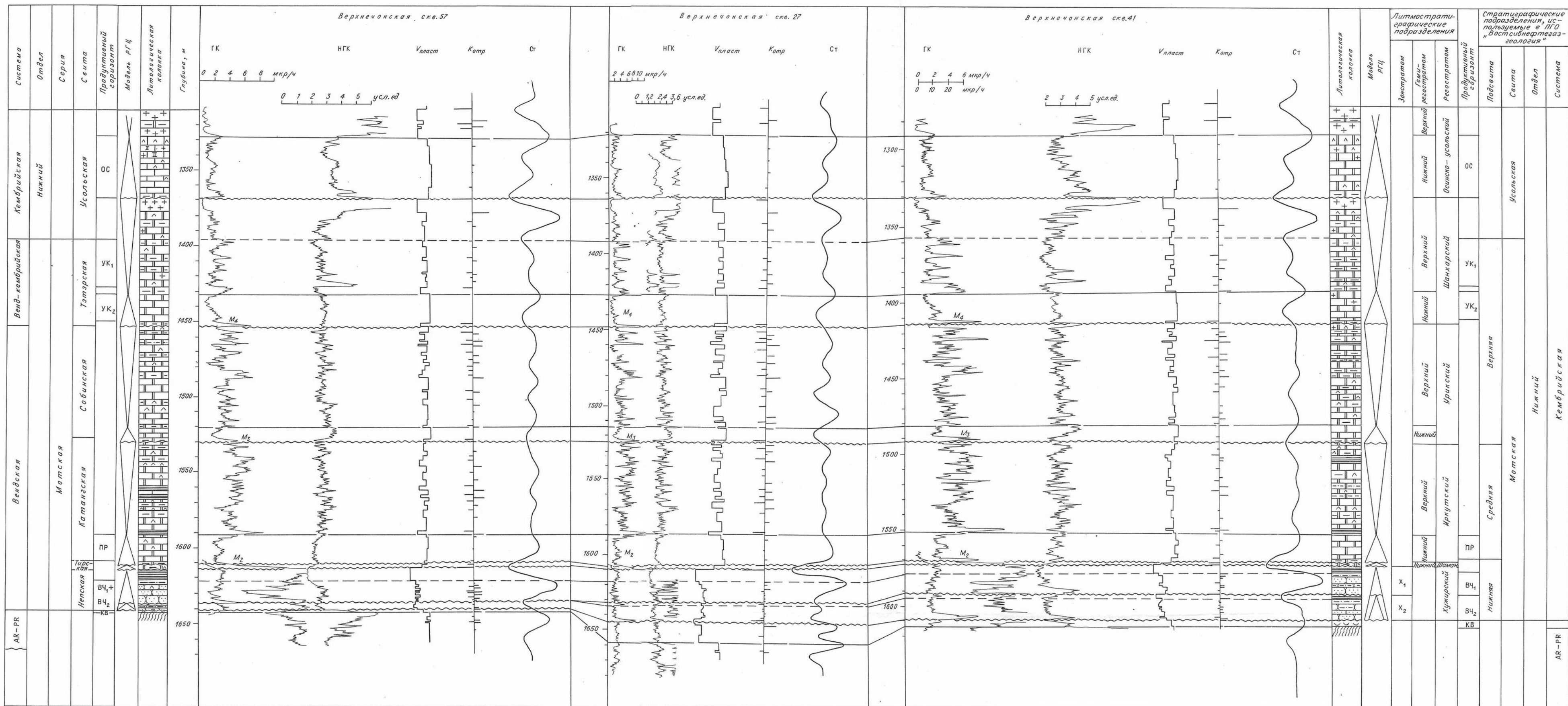


Рис. 3. Схема литостратиграфического расчленения и корреляции венд-нижнекембрийских отложений Верхнечонского месторождения по линии скв. 22—35—50.
1—3 — границы циклов: 1 — внешние, 2 — внутренние, 3 — прочие.
Ост. усл. обозн. см. на рис. 4.



ность в развитии Лено-Тунгусской НГП и подобные зоны будут обнаружены в пределах других палеосводов Сибирской платформы. Выявление и подтверждение этой закономерности весьма важно для понимания закономерностей размещения резервуаров и залежей и оптимального планирования поисково-разведочных работ.

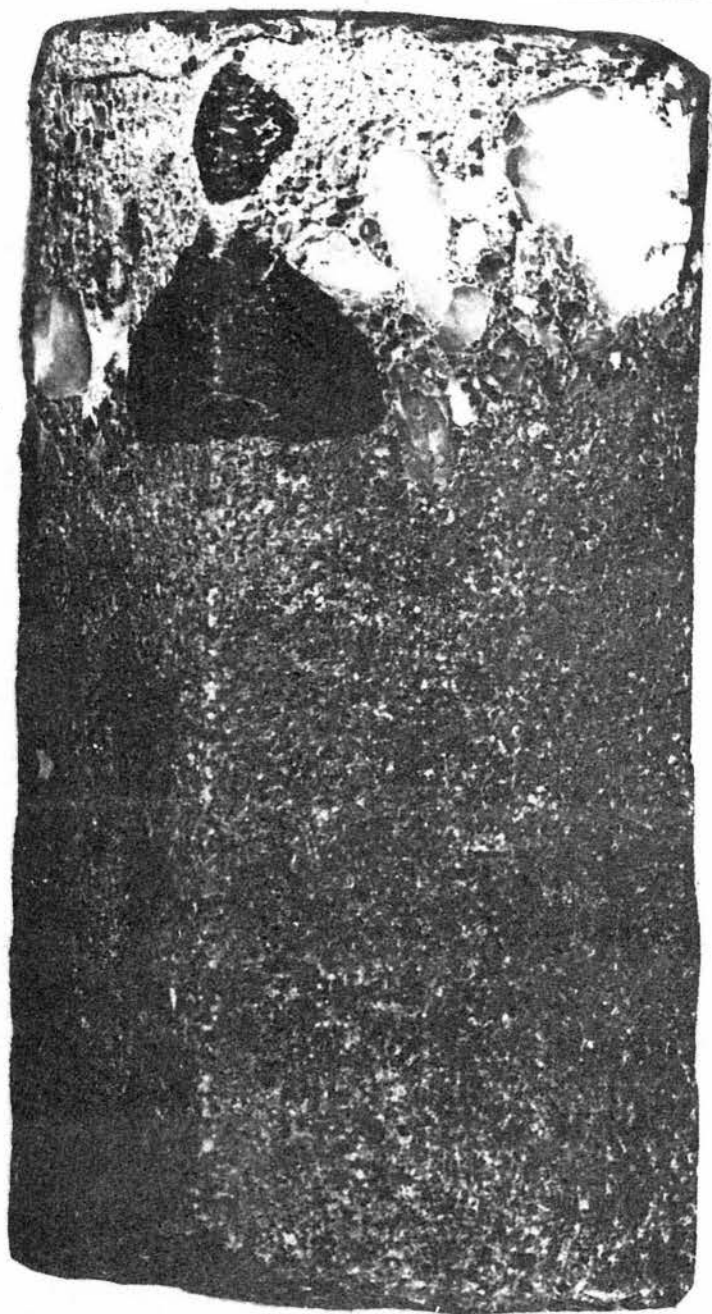
Данные бурения в Иркутской области и Красноярском крае подтвердили наличие трещинно-карстово-кавернозных коллекторов вокруг Камовского и Непского палеосводов в зоне (поясе), где разрыв доходил (или приближался) к прогрессивной части «чистых» доломитов (репер М₁) шаманского РГЦ. Как известно, трещинно-карстово-кавернозные коллекторы карбонатных залежей во всем мире обладают высокими коллекторскими свойствами.

Вследствие некоторого сходства литологического состава реликтов шаманского РГЦ и базальной пачки вышележащего иркутского РГЦ, их малой мощности, а также ограниченной разрешающей способности выбранного масштаба на сейсмолитмологическом разрезе они оказываются чаще всего объединенными в единый пласт, отчетливо выделяющийся на графике пластовых скоростей промежуточными значениями между пачками с низкоскоростными значениями $V_{пл}$ кровли хужирского РГЦ и высокоскоростными — доломитов преображенского горизонта иркутского РГЦ. Лишь в случаях, когда мощность реликтов шаманского РГЦ достигает 3 м и более, базальный пласт глинистых доломитов выделяется на графике $V_{пл}$ в качестве самостоятельного.

Выше залегает довольно мощная доломитовая толща, в разрезе которой выделены снизу вверх иркутский, урикский и шанхарский регоциклиты. По классификации Ю. Н. Карогодина [1980], это РГЦ прогрессивно-регрессивного типа, ограниченные (по определению) снизу и сверху поверхностями региональных несогласий и состоящие из двух частей: нижней — прогрессивной (про-части), представленной в разрезе пачкой «чистых» доломитов, и верхней — регрессивной (ре-части), состоящей из переслаивания пластов доломитов, глинистых доломитов, ангидритизированных доломитов и ангидритов. Характерной чертой регрессивных частей является увеличение содержания глинистого материала вверх по разрезу. В основании регоциклитов залегают базальные пласты глинистых доломитов мощностью 1—4 м, по подошве которых проводятся нижние границы РГЦ.

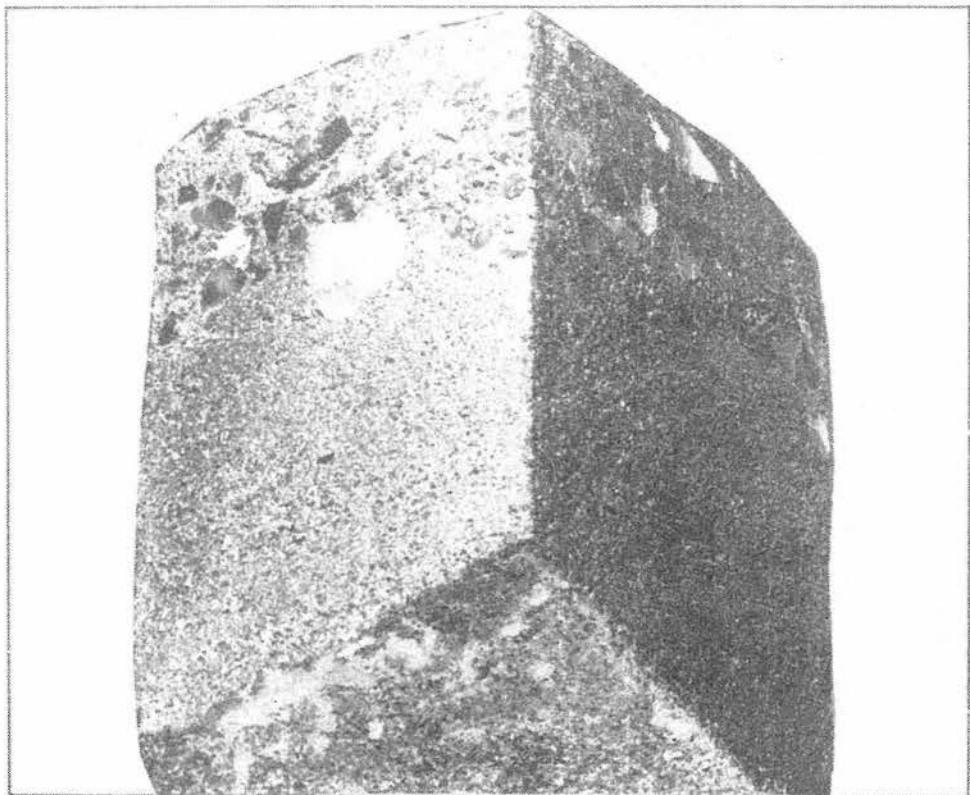
Из рис. 4 видно, что про-части хорошо узнаются на диаграммах радиокартажа по низким значениям кривой ГК и высоким — НГК. На геоакустических моделях им соответствуют более высокоскоростные (по сравнению с выше- и нижележащими) значения кривой $V_{пл}$. Регрессивные части характеризуются пилообразной кривой ГК с повышенными значениями естественной гамма-радиоактивности по сравнению с про-частями. На кривой пластовых скоростей ре-частям соответствуют часто изменяющиеся, но всегда менее скоростные, чем в про-частях, характеристики. На синтетических трассах ре-части, в отличие от про-частей, имеют менее дифференцированный характер.

Иркутский РГЦ выделяется в разрезе площади месторождения в объеме катангской свиты, отличаясь от нее наличием слоя глинистых доломитов мощностью 0,5—1,5 м, рассматриваемого нами в качестве базального пласта регоциклита, залегающего в основании его про-части. Выше по разрезу прогрессивная часть РГЦ представлена пачкой массивных, серых и коричневатых-серых микро- и мелкозернистых, часто микрофитолитовых, иногда ангидритизированных доломитов преображенского горизонта, известного еще как литолого-геофизический репер М₂. Для него характерно относительно однотипное строение по всей площади месторождения с незначительным засолением в юго-восточной части. С коллекторами преображенского горизонта связаны залежи нефти в пределах центрального и восточного участков Верхнечонского месторождения. Мощность прогрессивной части РГЦ 16—22 м.



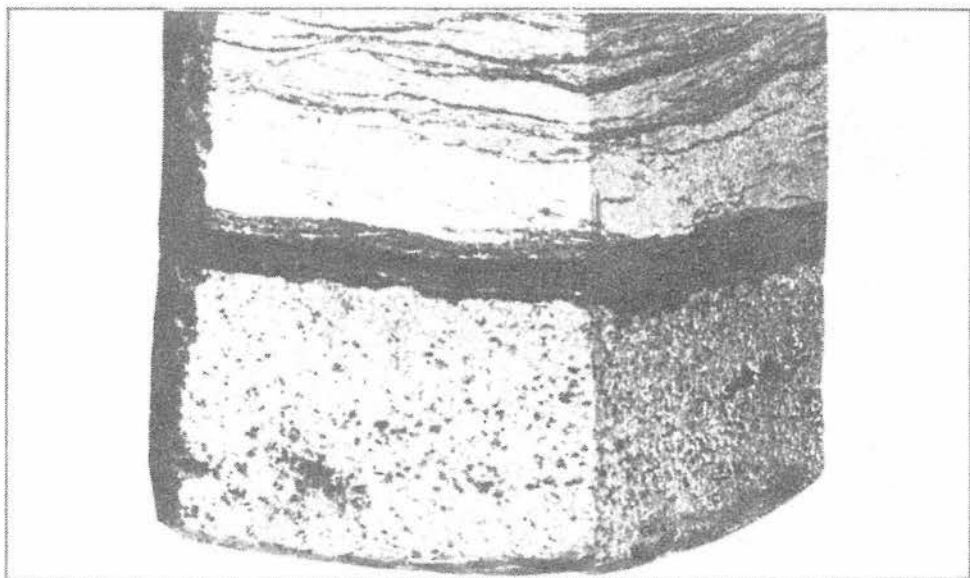
Фиг. 1. Песчаник бурый крупнозернистый до гравелита нефтенасыщенный. Обломочные зерна полуокатанные. Слоистость косая с прямой градационной текстурой в слоях. В основании слойка галька полуокатанная, максимальный размер более 3 см. Фации аллювиальные русловые.

Скв. 5275, интервал 2710,4—2712,4 м. Вынос керн 2,0 м. Место взятия 1,6 м от верха,



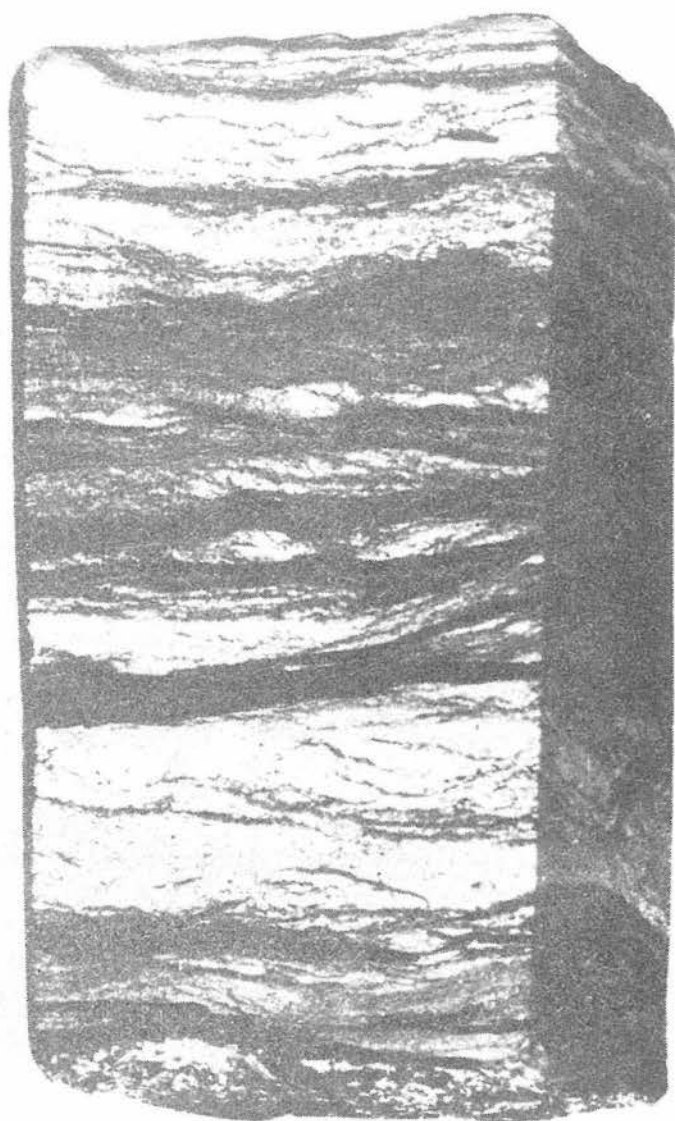
Фиг. 2. Песчаник бурый крупнозернистый нефтенасыщенный. Слоистость косая, ритмически сортированная. В основании слоев прослой гравия и мелкой гальки. Фации аллювиальные русловые.

Скв. 5275, интервал 2710,4—2712,4 м. Вынос керн 2,0 м. Место взятия 0,6 м от верха.



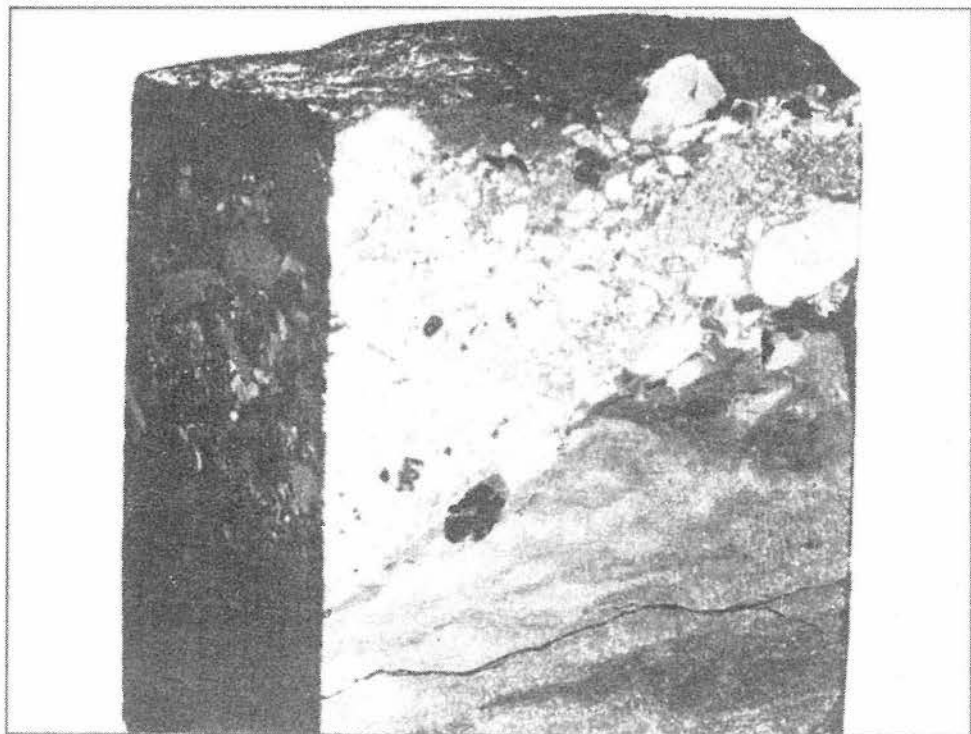
Фиг. 3. Контакт песчаника крупнозернистого русловых фаций с отложениями центральных частей поймы. Представлены алевролитами с пологоволнистой слоистостью, подчеркнутой растительным детритом. В основании пойменных отложений горизонтальный прослой углефицированного растительного детрита с тонкими, менее 0,5 мм, горизонтальными прослойками алевролитового материала.

Скв. 5381, интервал 2714—2728 м. Вынос керн 6,0 м. Место взятия 3,9 м от верха.



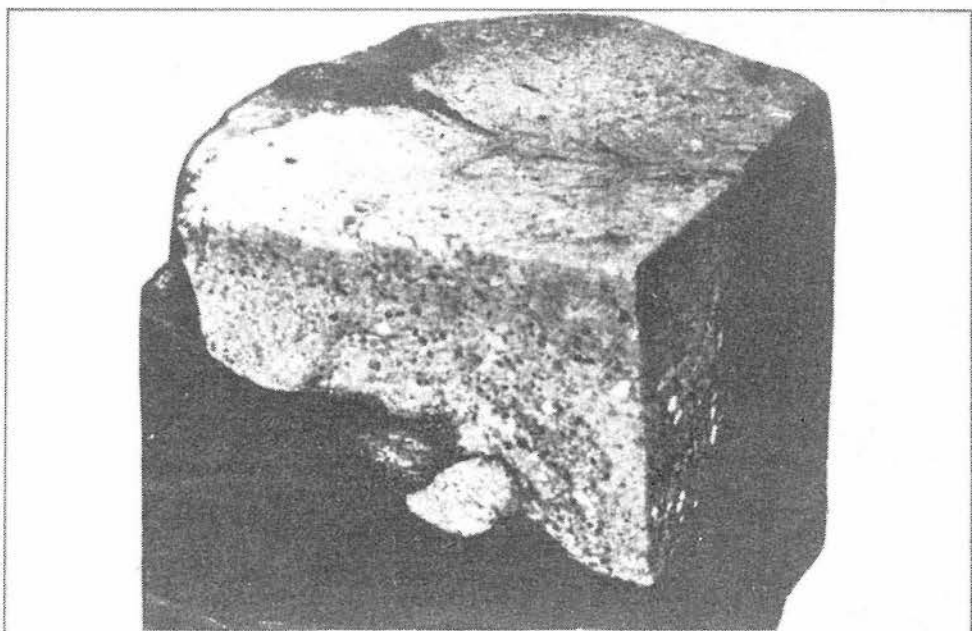
Фиг. 4. Переслаивание глин темно-серых, прослоями в разной степени алевритистых, алевролитов и углей. Слоистость пологоволнистая, неправильно горизонтальная. Фации периодически заболачиваемых участков поймы.

Скв. 5381, интервал 2714—2728 м. Вынос керн 6,0 м. Место взятия 2,4 м от верха.



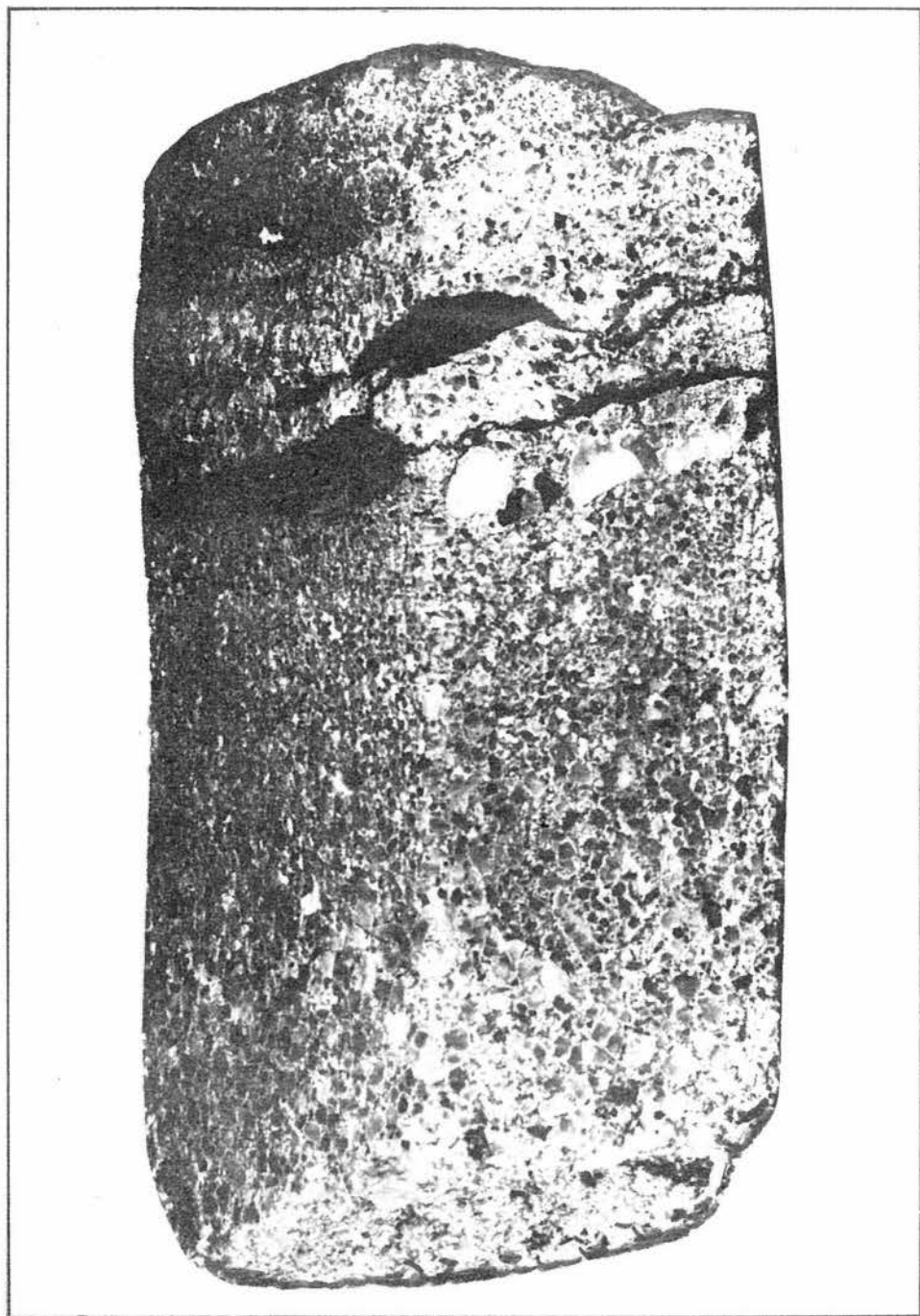
Фиг. 5. Гравелит, залегающий в основании слойка косослоистой серии руслового аллювиального генезиса. С размывом залегает на глинах алевритистых пятнистой «облачной» текстуры, принадлежащих к пойменному комплексу отложений, фациям застойных водоемов.

Скв. 8106, интервал 2744—2752 м. Вынос зерна 3,0 м. Место взятия 2,9 м от верха.



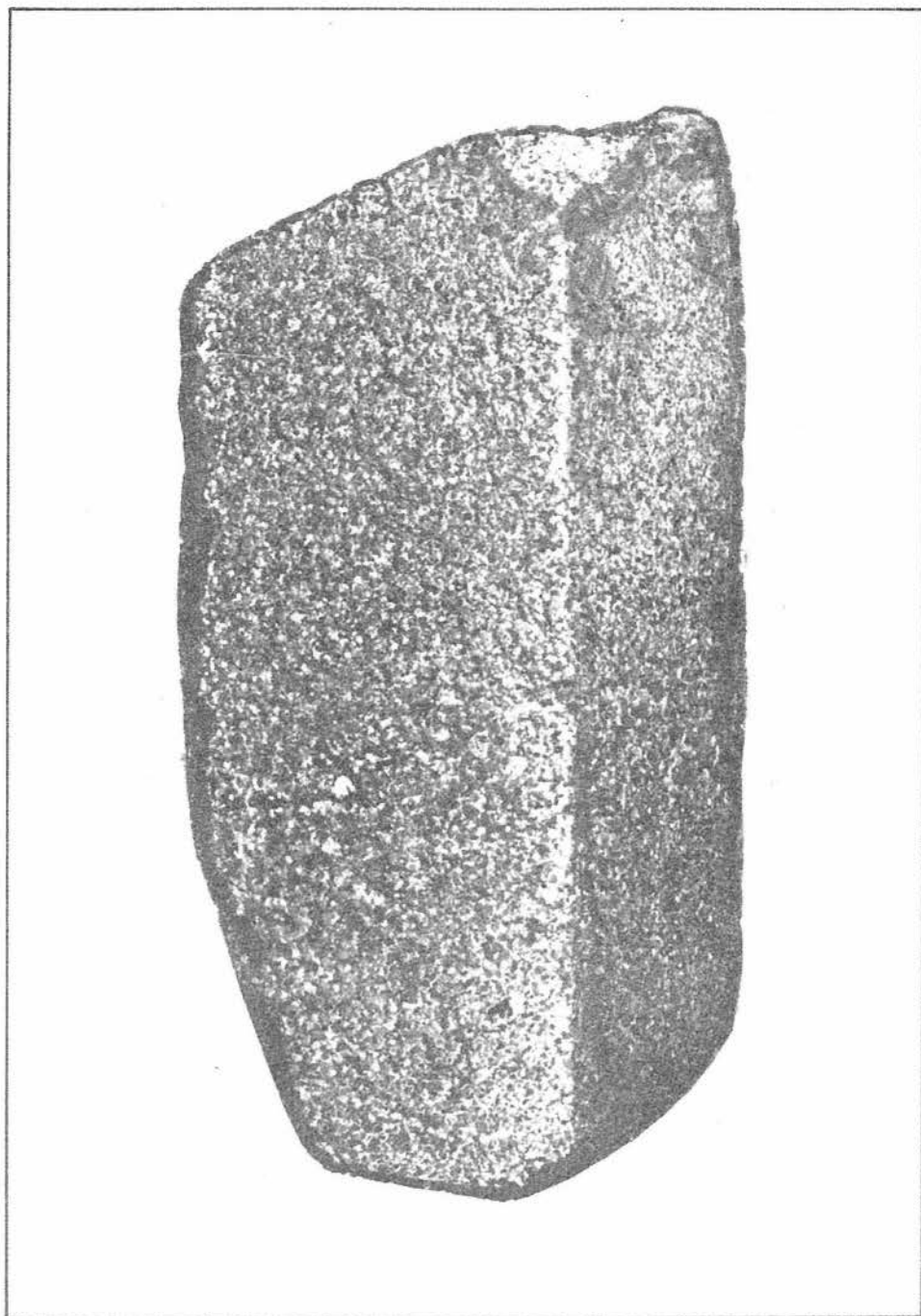
Фиг. 6. Песчаники руслового генезиса, с размывом залегающие на отложениях глин темно-серых неяснослоистых пойменного комплекса.

Скв. 5278, интервал 2704,7—2708,1 м. Вынос зерна 1,1 м. Место взятия 0,4 м от верха.



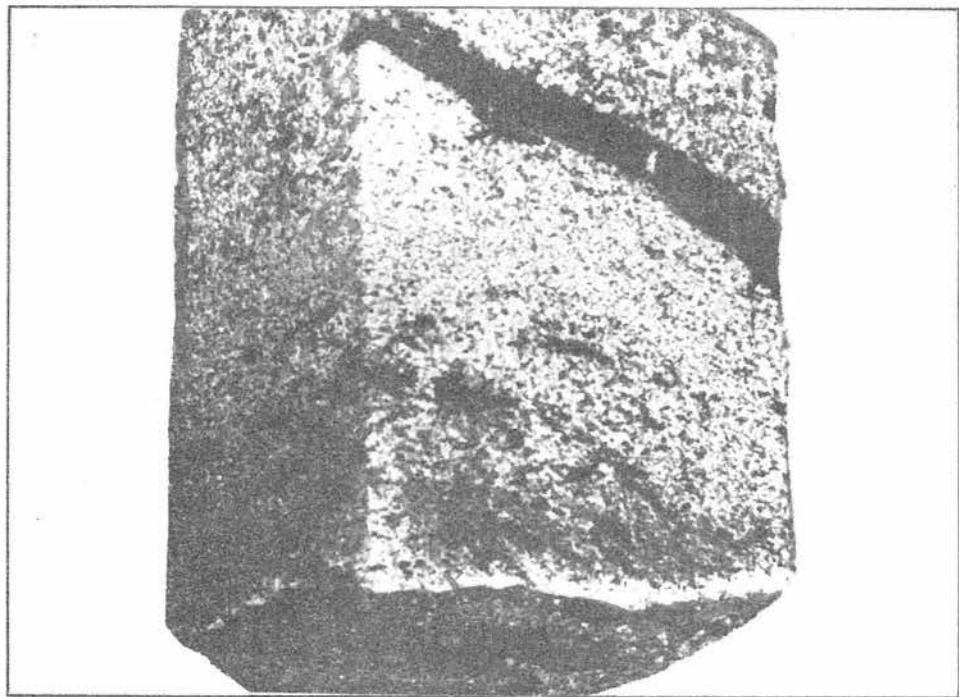
Фиг. 7. Гравелит, переходящий в песчаник крупнозернистый в слоях прямой ритмической сортировки. Обломки породы полуокатанные. В основании верхнего слоя плоские обломки глин темно-серых до черных тонкоотмученных пойменного комплекса отложений. Слоистость косая. Фации аллювиальные русловые.

Скв. 5275 интервал 2701,4—2706,4 м. Вынос керна 4,9 м. Место взятия 3,1 м от верха.



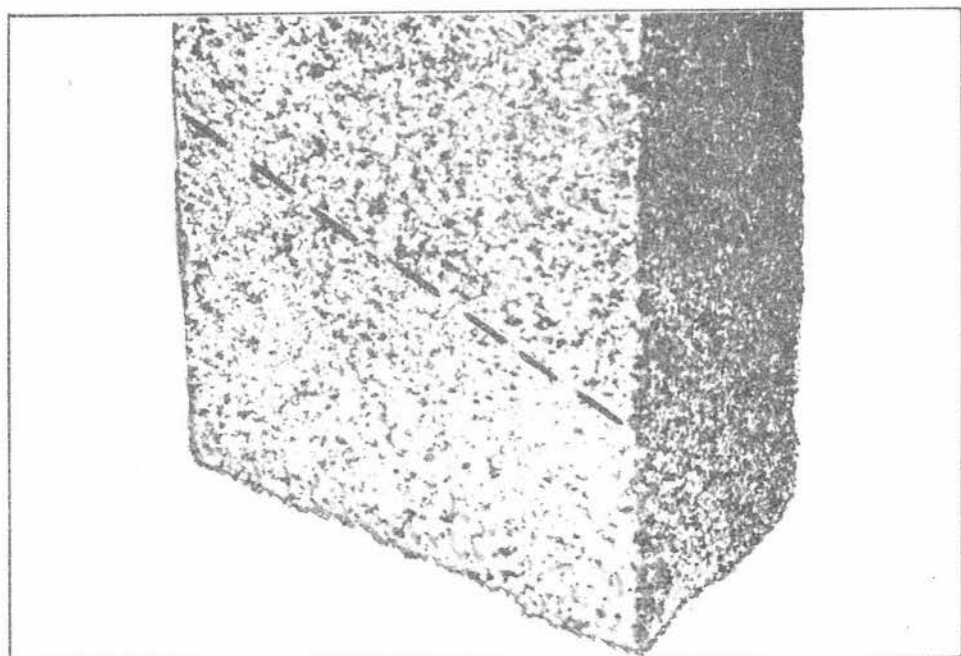
Фиг. 8. Песчаник серый с буроватым оттенком крупнозернистый с редкими зернами гравийной размерности. Слоистость неотчетливая косая. В слойках ритмическая прямая сортировка. В нижней части образца наиболее мелкозернистая фракция верхней половины нижнего слойка, выше наиболее грубозернистая фракция следующего слойка переходит в более мелкозернистую вверх по разрезу. Аллювиальные русловые фации.

Скв. 5654, интервал 2698—2704 м. Вынос зерна 1,1 м. Место взятия 0,4 м от верха,



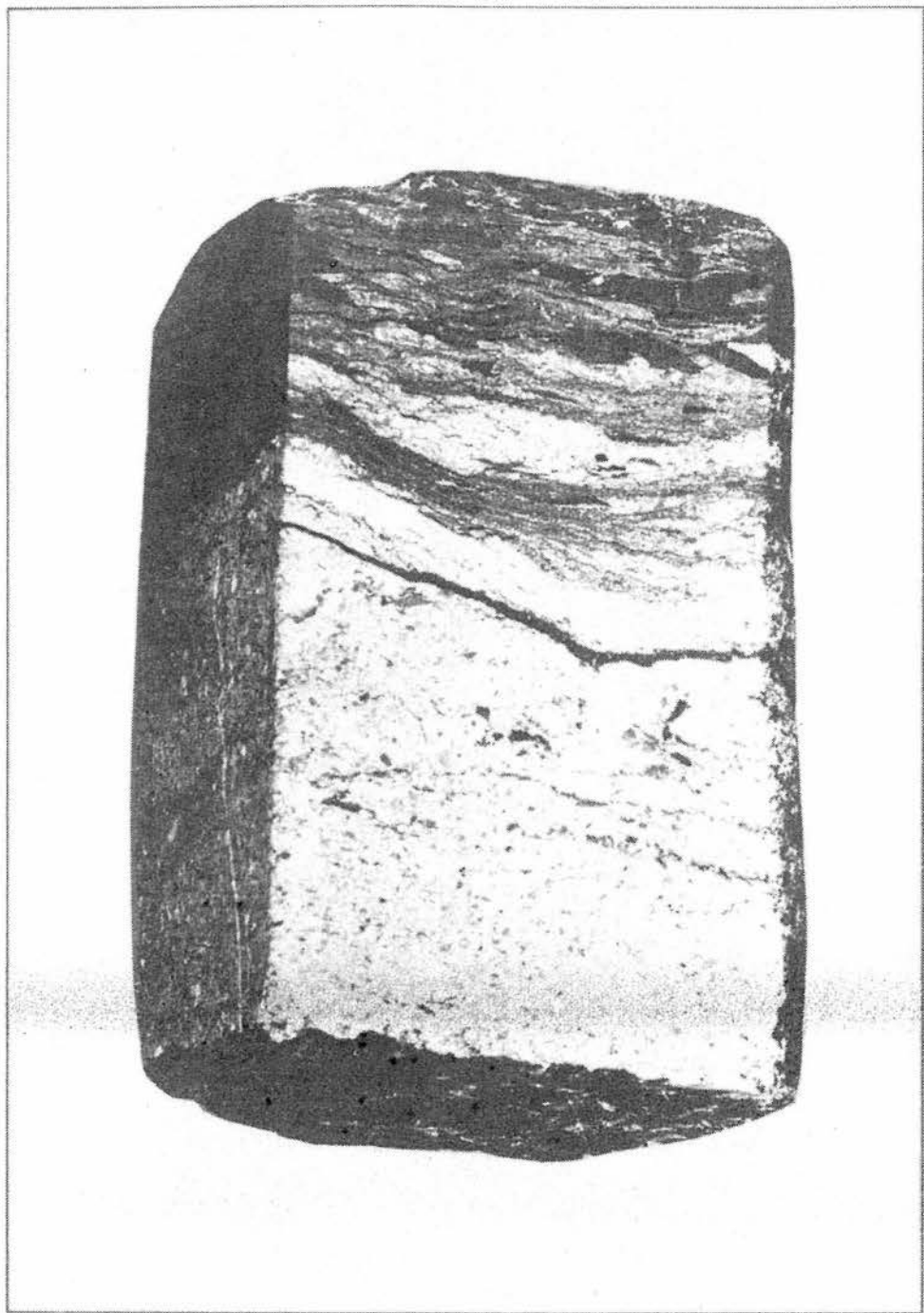
Фиг. 9. Песчаник прямой ритмической сортировки от крупнозернистого до гравелита в нижней части слойков до среднезернистого в кровле. Косая однонаправленная слоистость подчеркивается залегающим по слоистости в основании верхнего слойка углефицированным обломком древесины. Фации аллювиальные русловые.

Скв. 8106 интервал 2730—2744 м. Вынос зерна 4,8 м. Место взятия 0,4 м от верха.



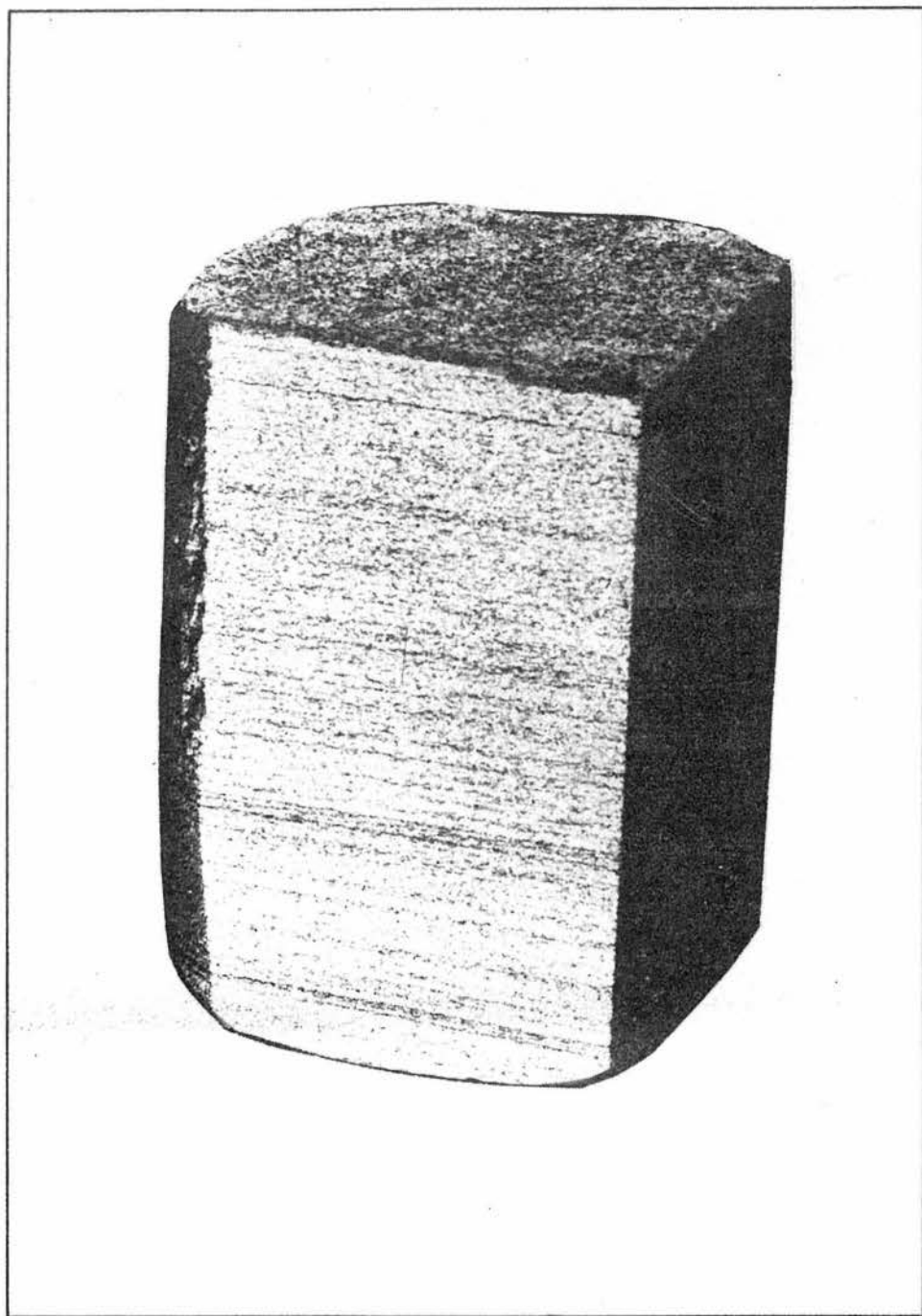
Фиг. 10. Песчаник светло-серый крупнозернистый до гравелита. Обломки, составляющие породу, полуокатанные и угловатые. Слоистость слабо выраженная косая однонаправленная с прямой ритмической сортировкой в слойках. Пунктиром показано направление слоистости. Фации аллювиальные русловые.

Скв. 5381, интервал 2714—2728 м. Вынос зерна 6,0 м. Место взятия 0,8 м от верха.

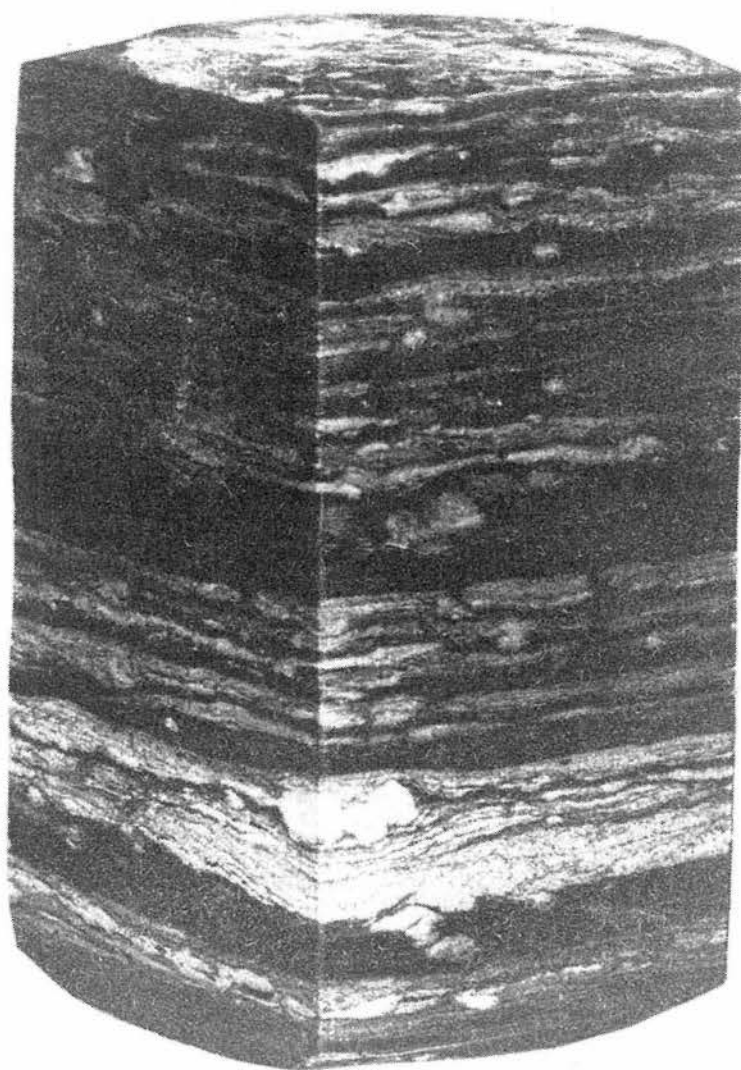


Фиг. 11. Песчаник светло-серый крупнозернистый перекрывается глинами темно-серыми пологоволнисто-слоистыми с прослойками песчаника и включениями линзочек и линзообразных обломков угля. Фации прирусловых частей поймы, заболачивающиеся в меженное время.

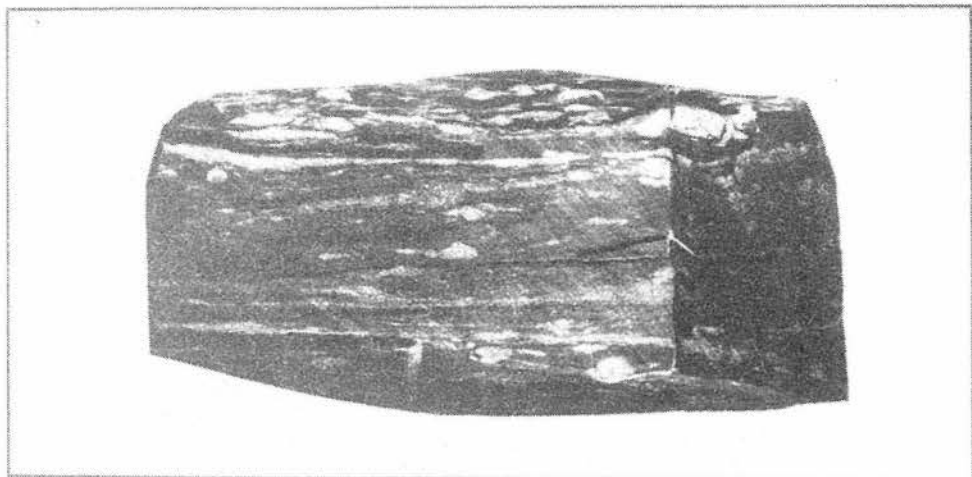
Скв. 5673, интервал 2718—2723 м. Вынос керн 3,6 м. Место взятия 2,0 м от верха.



Фиг. 12. Алевролит светло-серый крупнозернистый хорошо сортированный с прослойками углефицированного растительного детрита, часто прерывистыми. Слоистость тонкая горизонтальная ритмическая. Фации пойменных озер. Скв. 5278, интервал 2700,5—2704,7 м. Вынос керна 4,2 м. Место взятия 3,5 м от верха.



Фиг. 13. Переслаивание глин темно-серых тонкоотмученных с алевролитами светло-серыми мелкозернистыми. Слоистость горизонтальная неравномерно-ритмическая, нарушенная в результате жизнедеятельности роющих организмов. Фации стариц.
Скв. 5673, интервал 2710—2718 м. Вынос керна 7,8 м. Место взятия 0,8 м от низа.

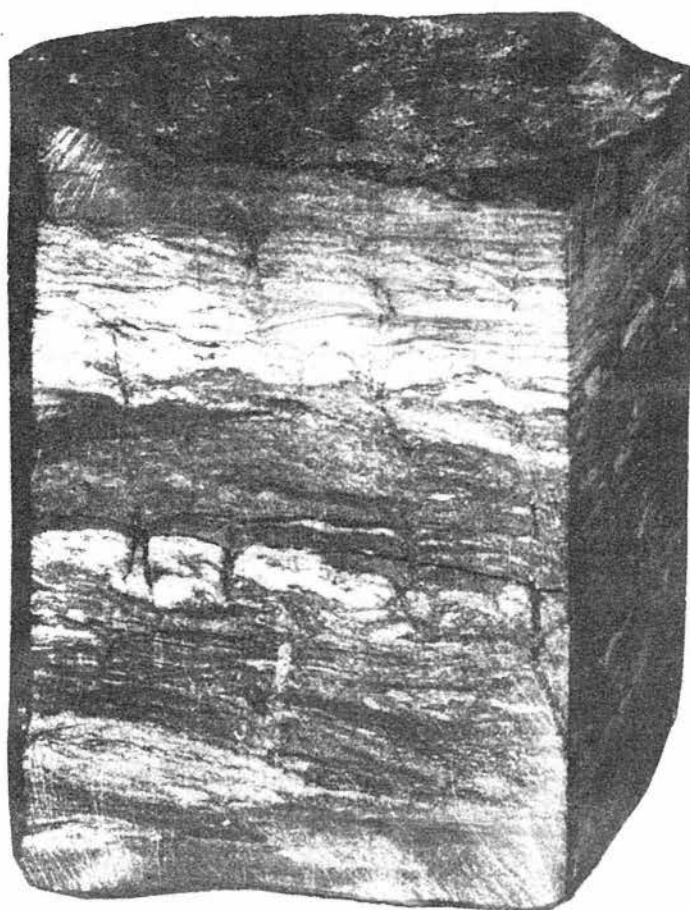


Фиг. 14. Глина темно-серая слабоалевритистая до тонкоотмученной с тонкими прослойками и линзочками алевритового материала. Слоистость тонкая горизонтальная, нарушенная в результате жизнедеятельности фауны. Фации стариц.
Скв. 5673, интервал 2710—2718 м. Вынос керна 7,8 м. Место взятия 2,1 м от верха.



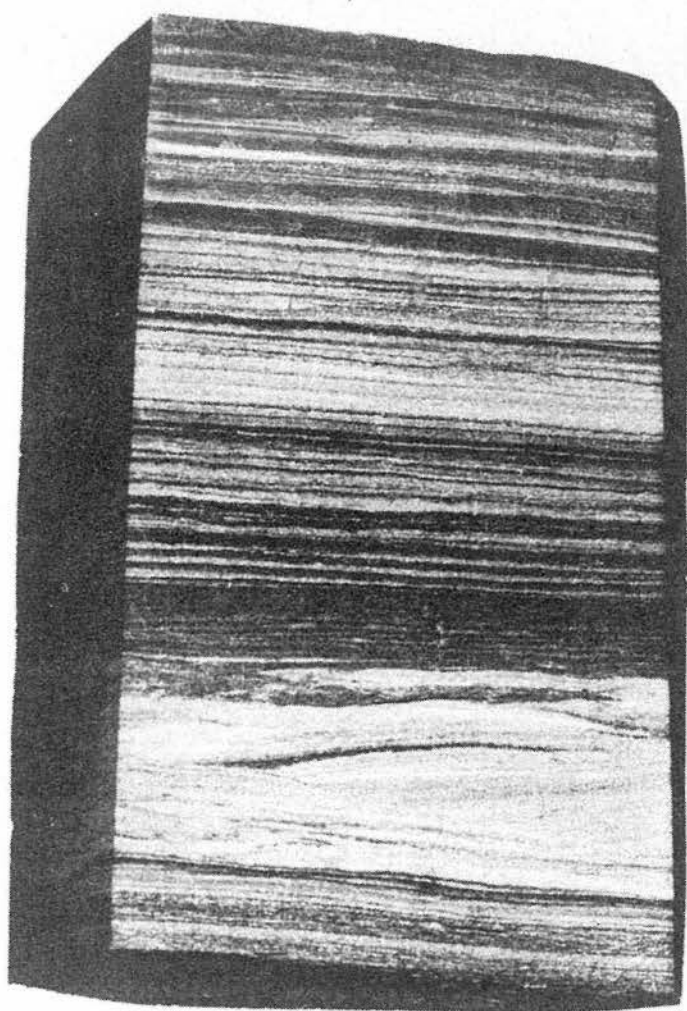
Фиг. 15. Глина темно-серая слабоалевритистая, прослоями тонкоотмученная слабо-слюдистая тонкогоризонтальнослоистая со скоплениями растительных остатков. Фации стариц.

Скв. 5556, интервал 2692—2710 м. Вынос керна 5,4 м. Место взятия 1,5 м от верха.



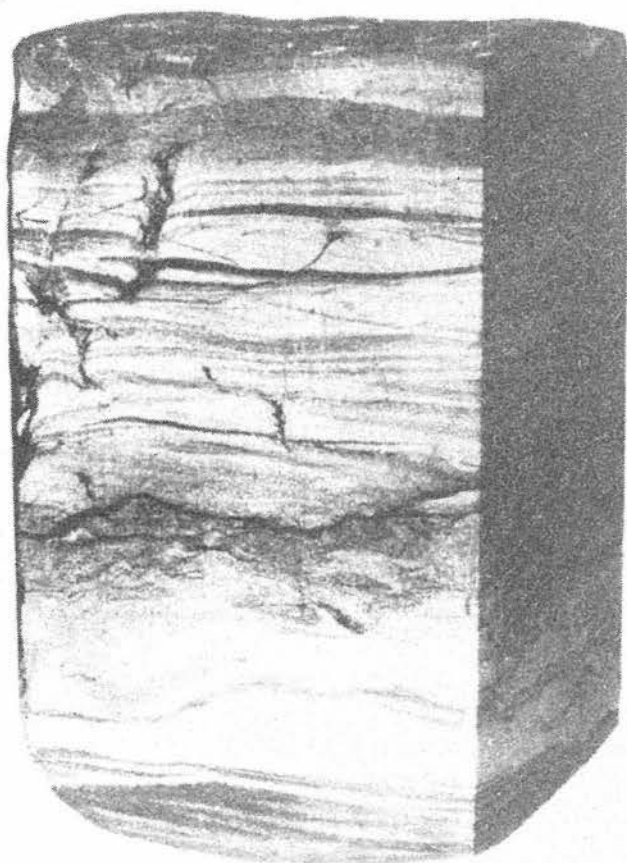
Фиг. 16. Глина темно-серая, прослоями светло-серая. Слоистость неправильно горизонтальная, нарушенная корнями растений. Отмечаются пятнистые текстуры. Фации стариц.

Скв 5673, интервал 2710—2718 м. Вынос керна 7,8 м. Место взятия 0,9 м от верха.

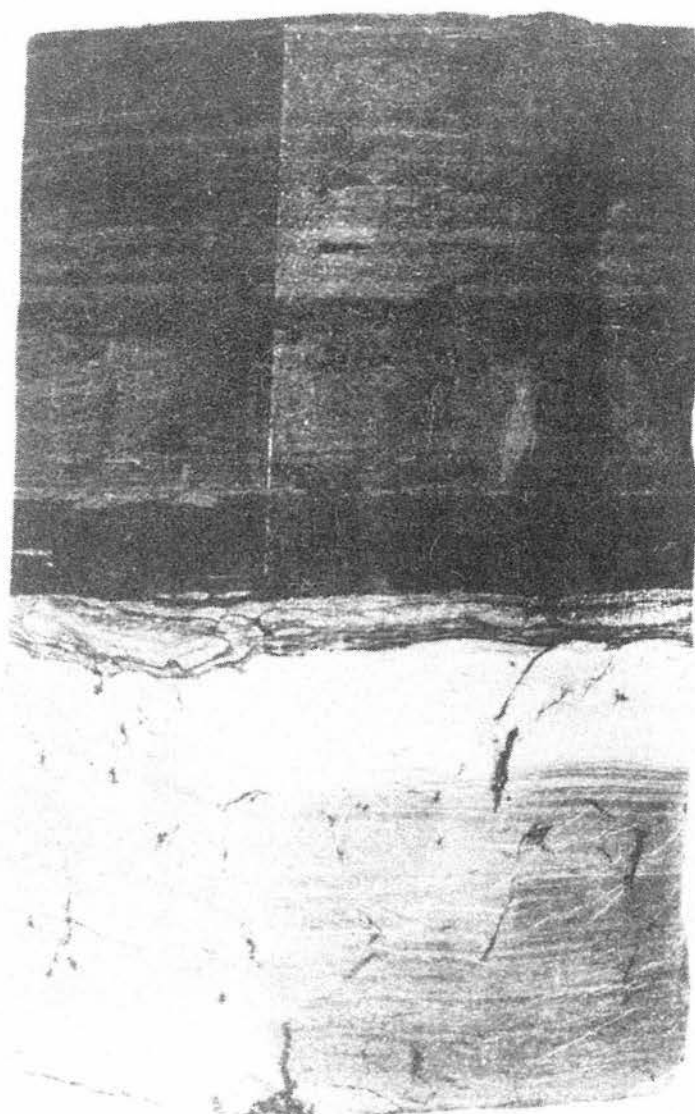


Фиг. 17. Переслаивание глин темно-серых и алевролитов светло-серых мелкозернистых. В нижней части образца алевролит крупнозернистый. Слоистость тонкая горизонтальная неравномерно-ритмическая. В алевролите крупнозернистом косая перекрестная слоистость, отражающая слабые меняющиеся направления течения. Фации озер.

Скв. 5673, интервал 2693—2704, м. Вынос керна 8,2 м. Место взятия 5,15 м от верха.

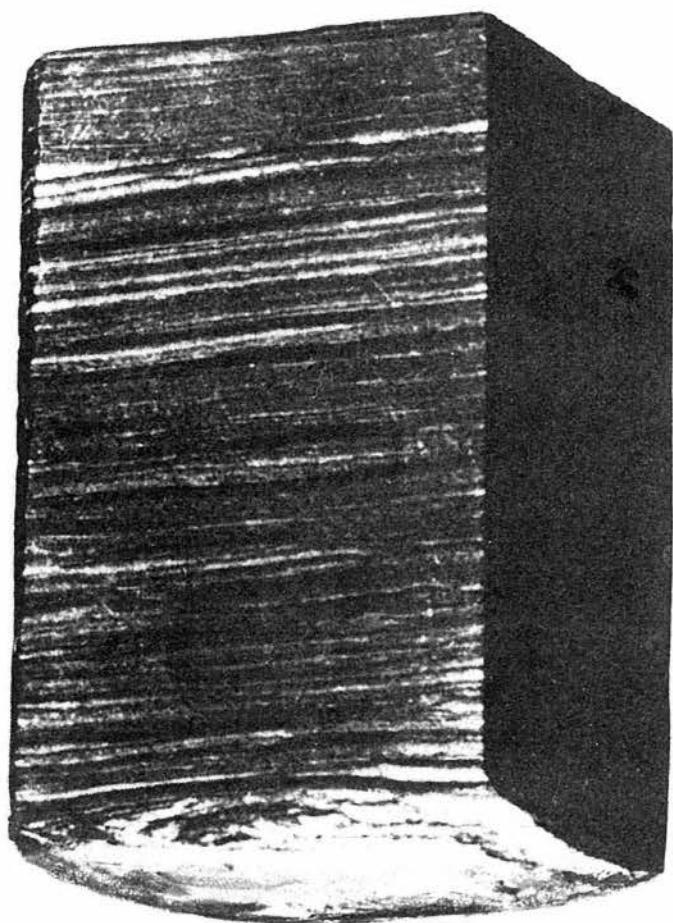


Фиг. 18. Алевролит светло-серый мелкозернистый с прослоями глин темно-серых алевролитистых. По слоистости намывы слюд и углефицированного растительного детрита. Слоистость пологоволнистая, в нижней части образца — пятнистая «облачная». В отдельных интервалах слабо выраженная косая перекрестная слоистость. Отмечаются включения корневидных остатков. Фации прибрежно-озерные.
Скв. 5673, интервал 2693—2704 м. Вынос керна 8,2 м. М сто взятия 3,5 м от верха.



Фиг. 19. Глины углистые, угли подстилаются глиной светло-серой с буроватым оттенком тонкоотмученной. Слоистость горизонтальная и наклонная. Последняя, возможно, связана с оползанием первичногоризонтальнослоистого осадка. Отмечаются корневидные растительные остатки. Фации болот.

Скв. 5673, интервал 2693—2704 м. Вынос керна 8,2 м. Место взятия 2,65 м от верха.



Фиг. 20. Глины темно-серые до черных слабоалевритистые слабослюдистые с тонкими, иногда прерывистыми прослойками алевролита светло-серого мелкозернистого. Слоистость тонкая горизонтальная ритмическая. Фации центральных частей пойменных озер.

Скв. 5278, интервал 2700,5—2704,7. Вынос керна 4,2 м. Место взятия 2,5 м от верха.

Регрессивная часть иркутского РГЦ представлена тонким переслаиванием доломитов, в различной степени глинистых, доломито-ангидритов, редко — ангидритов и аргиллитов. Преобладающий цвет пород — серый, коричневатый и темно-серый. Характерно увеличение количества глинистых разностей пород вверх по разрезу. Мощность речастей 60—65 м.

В отличие от нижних, хужирского и шаманского, регоциклитов, иркутский РГЦ распространен повсеместно на площади месторождения и имеет довольно выдержанную мощность — 79—84 м.

Урикский РГЦ залегает с предполагаемым размывом на толще глинистых доломитов регрессивной половины иркутского циклита. Он выделяется в объеме собинской свиты, его строение в принципе схоже со строением нижележащего РГЦ. Он начинается с пачки массивных доломитов (8—11 м) с маломощным (1—2 м) пластом аргиллитов или глинистых доломитов в основании, который нами принимается (в соответствии с принципом базальности) за базальный слой этого РГЦ. Эта прогрессивная часть циклита известна в практике геолого-разведочных работ как региональный репер M_3 .

Верхняя регрессивная часть РГЦ, подобно нижнему циклиту, представлена переслаивающимися массивными доломитами с прослоями и включениями ангидритов, доломито-ангидритов, иногда алевритистых доломитов. Увеличение вверх по разрезу прослоев глинистых разностей пород отображается на геоакустических моделях увеличением числа низкоскоростных пропластов на кривой $V_{пл}$. Мощность регрессивной части РГЦ 62—68 м.

Урикский регоциклит вскрыт всеми скважинами, пробуренными на территории Верхнечонского месторождения. Его про- и речастей не прерывают каких-либо изменений и хорошо коррелируются по всей площади. Общая мощность урикского РГЦ составляет 72—79 м.

Шанхарскому РГЦ соответствует тэтэрская свита и подосинская пачка усольской свиты. Нижняя граница регоциклита проводится по подошве базального пласта глинистых доломитов мощностью 2—2,5 м. Прогрессивная часть РГЦ представлена пачкой залегающих выше массивных, микрофитолитовых, участками перекристаллизованных доломитов, неравномерно сульфатизированных, битуминозных, интенсивно засоленных, пористо-кавернозных с горизонтальными стилолитовыми швами и трещинами, заполненными глинисто-битуминозным веществом, каменной солью, реже сульфатами [Потлова, 1984]. Эта пачка массивных доломитов, известная в практике геолого-поисковых работ как литолого-геофизический репер M_4 , является еще и нижним усть-кутским продуктивным горизонтом $УК_2$. Продуктивность горизонта на Верхнечонском месторождении однозначно установлена в скв. 53, в которой при опробовании получен приток конденсатного газа.

Регрессивная часть регоциклита начинается пачкой глинистых доломитов мощностью 8—10 м, выше которой залегают породы верхнего усть-кутского продуктивного горизонта $УК_1$, представленные доломитами органогенными, органогенно-обломочными, слабоглинистыми с прослоями глинисто-сульфатных пород, как правило, трещиноватыми и засоленными. Из этого горизонта на площади месторождения получены притоки конденсатного газа.

Горизонт $УК_1$ перекрывается пластом глинистых доломитов, по кровле которого проводится граница мотской серии и тэтэрской свиты, являющейся сейсмическим отражающим горизонтом Б. Она хорошо коррелируется на каротажных диаграммах (см. рис. 3) по характерному резкому перепаду значений кривой ГК, отражающему смену литологических разностей от глинистых доломитов к доломитам засоленным, ангидритизированным. По нашим представлениям, это скользящая литолого-фациальная граница внутри регрессивной части шанхарского РГЦ и лежащие выше породы предосинской пачки усольской свиты формировались в его финально-регрессивную фазу. Для разреза этой части рего-

циклита характерны общая засоленность пород и наличие прослоев каменной соли. Заканчивается разрез пластом каменной соли мощностью до 10 м, который хорошо отражается как на диаграммах радиокаротажа, так и на сейсмограммах (см. рис. 4).

Мощность прогрессивной части РГЦ составляет 19—24 м, регрессивной — 57—67, общая мощность регоциклита 75—91 м.

Описанные $4\frac{1}{2}$ региональных циклита составляют нижнюю, прогрессивную (трансгрессивную), серию (половину) венд-кембрийского неосоциклита. Верхняя, регрессивная, серия, по нашим представлениям, состоит также из $4\frac{1}{2}$ кембрийских (усольская, бельская, булайская, ангарская и другие свиты) региональных циклитов.

Прогрессивная часть вышележащего осинско-усольского РГЦ соответствует по объему осинскому продуктивному горизонту. Нижняя граница прогрессивной части проводится по подошве пласта глинистых доломитов мощностью 2—4 м, надежно выделяющегося на радиокаротажных диаграммах всех пробуренных на месторождении скважин, в виде резко повышенных (по сравнению с нижележащими) значений на кривой ГК и пониженных на кривой НГК. Верхней границе, проводимой по подошве пласта каменных солей, соответствует уменьшение значений кривой ГК до минимальных (см. рис. 3, 4).

На сейсмолитмологическом разрезе про-часть регоциклита однозначно выделяется по мощной высокоскоростной толще, заключенной между низко скоростными пачками, соответствующими пластам каменной соли (см. рис. 2, 4). К кровле прогрессивной части циклита приурочен отражающий горизонт А.

Прогрессивная часть регоциклита сложена доломитами и известняками, редко «чистыми» разностями, в основном же самыми различными их сочетаниями. Преобладающий цвет пород — серый, темно-серый, коричневато-серый. Породы органогенные, водорослевые, неясноволнисто-слоистые, от тонко- до среднезернистых, плотные, прослоями мелко-кавернозные, участками трещиноватые. Трещины и каверны нередко заполнены ангидритом, каменной солью либо глинисто-органогенным веществом. В верхней части разреза отмечаются прослои серого и голубовато-серого ангидрита. В целом для пород характерно наличие точечных «выпотов» нефти и ее запах при раскалывании. С этой частью разреза на площади месторождения связаны запасы газоконденсата. Мощность прогрессивной части осинско-усольского регоциклита изменяется от 41 м на северо-западе до 60 м на юго-востоке.

Как следует из вышеизложенного, достаточно отчетливо проявляются следующие закономерные связи коллекторов и залежей со структурой и типом циклитов.

В хужирском региональном проциклите, состоящем из двух зональных проциклитов, горизонты гранулярных коллекторов связаны с базальными надперерывными слоями. Это горизонты ВЧ₁ и ВЧ₂, имеющие довольно сложное строение из-за выклинивания к присводовой части поднятия, частичного (или полного) размыва ЗЦ, литологического замещения, засоления коллекторов, осложненное разрывными нарушениями и блоковой структурой залежей.

Базальные слои вышележащих РГЦ (шаманского, иркутского, урикского) в пределах месторождения представлены аргиллитами и глинистыми доломитами и не могут рассматриваться в качестве коллекторов. Хотя в обнаженной части и на ряде площадей НГО это песчаники и даже гравелиты, конгломерато-галечники. В качестве проницаемых, продуктивных толщ в данном разрезе могут рассматриваться пачки «чистых» доломитов прогрессивных частей всех трех (и четвертого — осинского — тоже) РГЦ. Тип коллекторов — поровый, каверно- и трещинно-поровый.

Размещение коллекторов и залежей по разрезу венд-нижнекембрийских отложений Верхнечонского месторождения, их связь со структурой циклитов вписываются в общую закономерность размещения резервуаров и залежей Лено-Тунгусской НГП.

- Воробьев В. Н. Закономерности размещения залежей нефти и газа в отложениях венд-кембрийского терригенного комплекса Сибирской платформы // Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. — С. 48—55.
- Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность. — М.: Недра, 1980. — 242 с.
- Карогодин Ю. Н. Региональная стратиграфия (системный аспект). — М.: Недра, 1985. — 180 с.
- Карогодин Ю. Н., Вике Э. Г. Качественно-количественные подходы к выделению региональных циклитов в связи с решением проблемы закономерностей размещения резервуаров // Прикладные вопросы сейсмолитмологии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — С. 68—82.
- Карогодин Ю. Н., Владимиров А. В., Хабаров А. Н. Литмологические предпосылки формирования коллекторов и залежей в карбонатных толщах Сибирской платформы // Геология и геофизика. — 1988. — № 5. — С. 18—25.
- Потлова М. М. Коллекторы нефти и газа продуктивных горизонтов Верхнечонского месторождения // Породы-коллекторы нефтегазоносных отложений Сибири: Сб. науч. тр. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 1984. — С. 40—51.
- Потлова М. М., Чернова Т. С. Условия формирования природных резервуаров нефти и газа в терригенных отложениях некоторых локальных поднятий Сибирской платформы (на примере Верхнечонского и Среднеботуобинского месторождений) // Методы прогнозирования и изучения залежей нефти и газа. — Минск: БелНИГРИ, 1986. — С. 139—150.
- Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Проблемы расчленения и корреляции докембрийских нефтегазоносных толщ Сибирской платформы // Системные исследования в геологии каустобиолитов. — М.: Наука, 1984. — С. 144—161.

А. А. Растегин

О ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНОЙ ПРИРОДЕ ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХУЖИРСКОГО ЦИКЛИТА И ВОЗМОЖНОМ ВЛИЯНИИ ТРАППОВ НА СТРОЕНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ ВЕРХНЕЧОНСКОГО ГАЗОНЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ*

Проблема локального прогноза нефтегазоносности осадочного чехла недавно открытого в Восточной Сибири крупного по запасам нефти и газа Верхнечонского месторождения кардинальным образом связана с решением такого сложного, дискуссионного вопроса, как генезис терригенных отложений верхнечонского горизонта хужирского циклита непской свиты венда. На основании сейсмолитмологического анализа, выполненного по материалам глубоких скважин, пробуренных на расположенном рядом нефтегазовом Среднеботуобинском месторождении, он отнесен Ю. Н. Карогодиным к прогрессивной части хужирского регоциклита. В нем сосредоточены основные запасы нефти и газа месторождения.

Существует несколько диаметрально противоположных взглядов на условия формирования терригенных отложений хужирского регоциклита. Одни исследователи относят их к морским или прибрежно-морским отложениям, накопление которых происходило в бассейне с крайне нестабильным тектоническим режимом; другие — к отложениям, сформировавшимся в переходную от авлакогенной к платформенной стадии развития территории и представляющим разновидность молассоидной формации — песчаниковую, сложенную плохосортированными «мусоровидными» породами; третьи связывают их образование с действием временных водотоков, сформировавших аллювиально-пролювиальные фации и конусы выноса. На наш взгляд, наиболее обоснованной является последняя точка зрения [Литология..., 1988]. Авторы этой концепции разде-

* В порядке постановки вопроса к дискуссии

ляют терригенные отложения верхнечонского горизонта на два подтипа. К первому отнесены терригенные отложения нижней части горизонта (пласт ВЧ₂), которые имеют различный гранулометрический состав. Нередко это породы «мусорного» типа. «Постоянно в породах присутствует „плавающая“ галька кварца, полевых шпатов размером до 1—1,5 см, редко до 4 см. Некоторые разновидности пород мусорного типа приближаются к конгломератам. В ряде случаев в породах отмечается отчетливая градационная слоистость, напоминающая строение пород в мутьевых суспензионных потоках, где крупность обломков уменьшается снизу вверх по разрезу» [Литология..., 1988, с. 15]. Глинистого и алевроитового материала в породах обычно не более 5—15 %. Источник сноса располагался вблизи области седиментации.

Ко второму подтипу аллювиально-пролювиальных фаций и их конусов выноса относятся верхние части (пласт ВЧ₁) верхнечонского горизонта, в котором преобладают разнозернистые песчаники и прослои гравелитов. «Мусорного» типа породы встречаются реже, чем в пласте ВЧ₂, и песчаники имеют лучшую окатанность и сортированность. Формирование этих отложений происходило в сравнительном удалении от источника сноса. Авторы последней концепции связывают образование многочисленных водотоков с ливневыми дождями.

Противоречивость в определении природы терригенных отложений венда свидетельствует о том, что они недостаточно изучены. Отсюда возникают трудности прогноза геологических закономерностей их распространения и, как следствие этого, размещения углеводородных скоплений в осадочном чехле этой территории.

В связи с этим предлагается новая концепция формирования терригенных отложений, оставшаяся незамеченной исследователями, несмотря на ее очевидность и подтверждаемость всем имеющимся фактическим материалом. А именно: характер литологического состава горных пород, сложное взаимоотношение их слоев, неотсортированность и слабая окатанность обломочного материала, иногда на отдельных участках наличие градационной слоистости являются прямыми характерными признаками флювиогляциальных отложений. Вот как, например, описывает ледниковые отложения — диамиктиты — американский литолог Р. К. Селли. «Это плохо сортированные осадки, состоящие из частиц, размеры которых варьируют от валунов до глинистых фракций. Значительная часть глинистой фракции сложена различными минералами, но в основном — кварцем, частицы которых образуются при дроблении льдом. Глинистые минералы присутствуют в небольшом количестве». В диамиктитах «гальки редко контактируют одна с другой и рассеяны в мелкозернистом матриксе, подобно изюму в булке» [Селли, 1981, с. 99].

В пользу флювиогляциальной гипотезы происхождения терригенных отложений верхнечонского горизонта свидетельствует и отрисовываемая по временным сейсмическим разрезам на западном склоне Верхнечонского месторождения в отложениях коры выветривания кристаллического фундамента четкая троговая долина. Обычно поперечная форма долины достаточно точно указывает на тот или иной источник переноса терригенного материала. Так, например, характерной формой речной долины являются V-образная, ледниковой — корытообразная (тропогая). Отметим, что ледник, транспортируя обломочный материал, откладывает его в виде определенных скоплений — морен: боковых, донных, срединных и конечных. Спускаясь в море, ледники формируют ледниково-морские образования — акваморены. Все указанные формы ледниковых отложений, вероятно, могут быть встречены на территории Верхнечонского месторождения, которая в вендское время, по-видимому, представляла прибрежно-аккумулятивную долину, окаймляющуюся с запада-северо-запада горным массивом — Тунгусским островом, а с востока-юго-востока — Предпатомским морем. В настоящее время эти предполагаемые формы палеорельефа, сложенного терригенными отло-

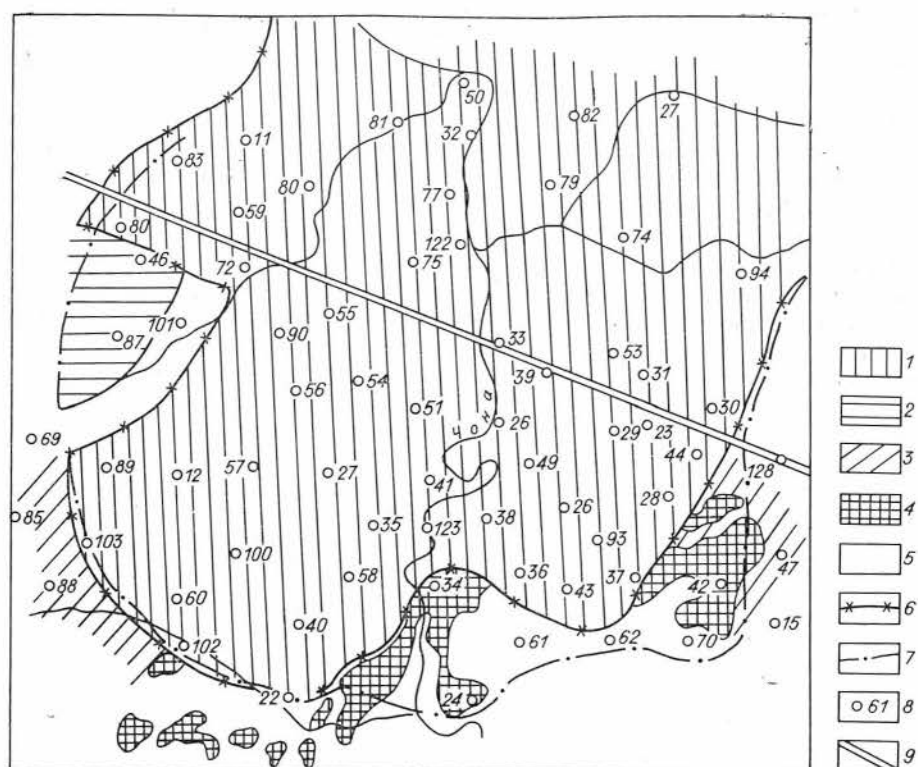


Схема размещения силла долеритов в осадочном чехле Верхнечонского месторождения нефти и газа.

1—4 — участки распространения в осадочном чехле силла долеритов в ангарской (1), литвинцевской (2), верхоленьской (3) свитах и на земной поверхности (4); 5 — участки отсутствия силла долеритов; 6 — контур распространения силла долеритов в ангарской свите; 7 — контур месторождения; 8 — скважины глубокого бурения; 9 — Могинско-Ленский разлом.

жениями, представляют собой ловушки нефти и газа литологического и отчасти литолого-стратиграфического типов. В связи с выдвинутой концепцией происхождения терригенных отложений значительно упрощается стратегия поиска скоплений углеводородов на Верхнечонском месторождении, связанная прежде всего с поисками площадными сейсморазведочными работами троговых долин, на плечах которых будут расположены боковые, в ложе — срединные и донные, а на конце таяния ледника — конечные морены. Кроме того, отметим, что по материалам глубокого бурения троговые долины выполнены корой выветривания кристаллического фундамента вскрыты скв. 27 и 35, что, на наш взгляд, неверно. Исходя из выдвинутой концепции, отложения, идентифицирующиеся как кора выветривания, являются переотложенными ледниковыми, измененными, по-видимому, позднебайкальской фазой тектогенеза, когда внедрившиеся интрузии гранитов значительно метаморфизовали терригенные осадки, превратив их в кристаллические сланцы, вскрытые скважинами 22 и 61 (см. рисунок). Следует также напомнить, что ледниковые отложения типа тиллитов или диамиктитов позднедокембрийского возраста встречаются на всех континентах. Очевидно, что в это время кроме покровных ледников на континентах могли формироваться и глетчерные льды.

В свою очередь позднедокембрийская эра планетарного оледенения разделяется на две фазы: позднерифейскую, продолжительностью 50 млн лет (происходившую 750—800 млн лет назад) и вендскую — 80 млн лет (600—680 млн лет назад). В позднерифейскую фазу оледенения были сформированы тиллиты патамского комплекса, встреченные среди гранитных массивов в Байкальской складчатой области. Вероятно, в это же время происходило формирование и отложений пласта ВЧ₂ (ниж-

него зонального циклита). В промежутке между позднерифейской и вендской (680—750 млн лет назад) фазами оледенения произошло опускание суши, захватившее восточную часть Верхнечонского месторождения, что вызвало наступление мелкого моря и накопление в нем алевроитово-глинистых отложений и образование алевроитово-аргиллитовой «перемычки» между пластами ВЧ₂ и ВЧ₁. В начале вендского времени в позднебайкальский тектономагматический этап произошло общее поднятие территории и отступление моря. С этим временем связаны вторая фаза похолодания климата и возникновение покровного оледенения, сформировавшего отложения пласта ВЧ₁ (верхнего зонального циклита).

Таким образом, при потеплении климата в процессе таяния ледников возникали временные речные потоки, имеющие разные скорости течения воды. Лед и вода переносили обломочный материал, откладывая его в виде морен и аллювиальных конусов выноса. На краю тающего ледника и под его ложем образовывались временные озера, в которые в летнее время выносились относительно крупные, а в зимнее время мелкие взвешенные частицы, в процессе осадконакопления формирующие песчано-глинистые отложения с градиционной слоистостью.

Исключительный интерес представляет вопрос, связанный с установлением характера протекавших процессов генерации и аккумуляции углеводородов в залежах Верхнечонского месторождения.

Терригенно-карбонатные отложения венда и нижнего кембрия вошли в главную зону нефтеобразования в ордовике — силуре. Терригенные отложения, практически не содержащие органическое вещество, были не способны генерировать жидкие углеводороды. Морское органическое вещество, содержащееся в карбонатных и глинистых отложениях, генерировало жидкие углеводороды, которые были рассеяны, по-видимому, в капельно-жидком состоянии по всему объему горных пород и не могли сформировать единую крупную нефтяную залежь.

Отметим также, что мощные нефтематеринские толщи венда и нижнего кембрия, накопившиеся в Восточно-Европейской платформе (в частности, в Московской синеклизе), обладающие лучшими геохимическими показателями по сравнению с нефтегазоматеринской толщей исследуемой территории, пока в отложениях венда не дали промышленных скоплений нефти и газа. Этот факт, наряду с фактом открытия Верхнечонского газонефтяного месторождения на территории со значительно худшими геохимическими характеристиками, трудно объяснить с позиций осадочно-миграционной гипотезы происхождения скоплений углеводородов.

Это противоречие легко разрешить, если в качестве положительного фактора учесть влияние на процессы нефтегазообразования интенсивного проявления в пермо-триасовое время на территории Сибирской платформы траппового магматизма и полное его отсутствие на Восточно-Европейской платформе.

О связи траппового магматизма с нефтегазоносностью свидетельствуют факт практически полного совпадения контура Верхнечонского месторождения по верхнечонскому горизонту с границей распространения силла долеритов в ангарской свите и отсутствие притоков углеводородов, несмотря на сильную «зараженность» ими разреза осадочного чехла, на участках отсутствия интрузивных трапповых тел (см. рисунок).

Анализ размещения трапповых тел в осадочном чехле юга Сибирской платформы указывает на то, что с силлом долеритов в ангарской свите на этой территории пространственно связаны практически все нефтяные залежи. Так, например, Среднеботуобинское нефтегазовое месторождение разрывным нарушением разделено на два блока: западный и восточный. В западном блоке преимущественно газовая залежь пространственно связана с силлом долеритов в усольской свите, а восточный, с мощной нефтяной оторочкой, — с силлом долеритов в ангарской свите. Подобная закономерность наблюдается и на Юрубченском газонефтяном месторождении. Здесь из всех скважин, расположенных на территории,

в осадочном чехле которой вскрыт силл долеритов в ангарской свите, получены притоки нефти, и наоборот, в случае расположения силла долеритов в нижележащих свитах или на земной поверхности получены притоки газа, или они оказались непродуктивными. Например, в скв. Ю-5 мощность ангарского силла долеритов равна 110 м, дебит нефти на 8-миллиметровом штуцере — 446,4 т/сут; в скв. Ю-8 — соответственно 168 м и 170 т/сут, а скв. Ю-9, в которой силлы долеритов встречены в верхнебельской (мощность 135 м), собинской (65 м) и катангской (16 м) свитах, несмотря на присутствие терригенного коллектора оказалась «сухой».

Очевидно, что наличие силла долеритов в ангарской свите нижнего кембрия может служить одним из критериев поиска нефтяных залежей на юге Сибирской платформы. Подобная закономерность, вероятно, связана с тем, что мощность толщи пород, заключенной между двумя жесткими пластинами, кристаллическим фундаментом, с одной стороны, и с подошвой силла — с другой, была оптимальной и достаточной для отжатия из нее в период проникновения вязкой магмы в осадочную толщу рассеянных по всему объему пород жидких углеводородов и формирования нефтяной залежи.

Пространственное размещение ангарского силла в осадочном чехле достаточно точно можно закартировать методами сейсморазведки, а его мощность — гравиразведочными работами.

Внедрение основной магмы происходит с глубины 60 км с высокой скоростью, и ее температура к поверхности Земли снижается с 1430 до 1100—1200 °С [Шейман, 1976]. Значительную роль при охлаждении магмы, кроме отдачи тепла стенкам вмещающих горных пород, играет уходящий из магмы во фронтальной части потока водяной пар. В осадочных породах водяной пар в первую очередь растворяет пласты каменной соли, и потоки магмы занимают освободившееся пустотное пространство. Образовавшиеся перед фронтом потока магмы горячие рассолы устремляются по трещинам в разные стороны и, охлаждаясь, оседают в них в виде прожилков галита, сульфатов и карбонатных образований. В связи с этим в районах присутствия траппов зоны древних разломов могут быть неблагоприятны для скопления углеводородов. Магма, ассимилируя вмещающие породы, становится вязкой, и ее дальнейшее продвижение в осадочной толще происходит за счет импульсной энергии поступающих новых порций магм. В этот момент скорость перемещения потока магмы зависит и прямо пропорциональна толщине пород, залегающих между подошвой потока магмы и жесткой основы пород — поверхности кристаллического фундамента, а также толщине пород над кровлей потока. Если мощность горных пород над кровлей потока магмы невелика, то она будет поднимать и деформировать их, сминая в мелкие складки. В случае большой мощности пород нагрузки от внедрения потока магмы будут распределены равномерно и рассеянные в осадочной толще капельно-жидкие углеводороды будут отжиматься как перед фронтом магмы, так и к подошве и кровле потока равномерно.

Очевидно, что вблизи потока магмы емкостно-фильтрационные свойства карбонатных порово-трещинных коллекторов за счет уплотнения и замещения пор и трещин вторичным сульфатно-галогенно-карбонатным материалом будут существенно изменены и порода-коллектор превращается в региональную крышку высокого качества.

Исследования, проведенные В. И. Вожовым [1987], показали, что, например, на Сухотунгусской площади под интрузией траппов доломиты имеют пористость 2,0—2,5 %; те же доломиты, но без интрузии, — 15 %.

В соответствии с законами гравитации после завершения магматической деятельности установилось равновесие флюидов. Внизу в терригенных отложениях стали накапливаться рассолы и подземные воды, выше по восстановлению пластов — сначала нефть, затем газ. Подобное распределение флюидов в настоящее время существует на Верхнечонском газонефтяном месторождении.

Согласно палеоструктурному методу определения возраста залежей углеводородов по совпадению контуров месторождения и структурного плана в тот или иной тектонический этап, возраст залежи углеводородов в терригенных отложениях является пермо-триасовым. Столь длительная и хорошая сохранность этой залежи была обеспечена также и сжимающими тектоническими напряжениями, возникшими в новейший тектонический этап при формировании Байкальского рифта [Золотарев, Белоусов, 1985]. Эти напряжения закрыли существующие системы трещин, что значительно улучшило качество региональной покрывки и способствовало сохранению залежи углеводородов от переформирования. Однако сжимающие напряжения могли на отдельных участках в карбонатных отложениях создать зоны сколовых трещин, являющиеся высококачественными трещинными коллекторами нефти и газа.

Таким образом, залежь углеводородов в терригенных отложениях верхнечонского горизонта является единой сложно построенной залежью, на формирование которой оказали влияние как конседиментационные (палеогеографические), так и постседиментационные (заполнение пустотного пространства сульфатно-галогенно-карбонатными образованиями) факторы. Их случайное наложение одного на другой значительно усложнило строение залежи, разделило ее на более мелкие, гидродинамически не связанные между собой залежи. То есть верхнечонский горизонт представляет собой преимущественно литологическую залежь, связанную с терригенными флювиогляциальными отложениями, без явного структурного контроля, ограниченную по латерали и разрезу стратиграфическими и литологическими экранами. Ее региональной покрывкой является сульфатно-галогенно-карбонатная толща, залегающая под силлом долеритов в ангарской свите, а зональной — пачка аргиллитов верхнепечской подсвиты.

Применение этой модели строения месторождения позволит существенно изменить в сторону повышения эффективности подходы в планировании и проведении поисково-разведочных работ на нефть и газ на данной территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вожов В. И. Гидрогеологические условия месторождений нефти и газа Сибирской платформы. — М.: Недра, 1987. — 204 с.
- Золотарев А. Г., Белоусов В. М. Особенности новейшей тектоники юга Сибирской платформы и ее влияние на нефтегазоносность // Новейшая тектоника Сибирской платформы и ее влияние на нефтегазоносность. — М.: Наука, 1985. — С. 64—71.
- Литология и условия формирования резервуаров нефти и газа Сибирской платформы / Гурова Т. И., Чернова Л. С., Потлова М. М. и др. — М.: Недра, 1988. — 254 с.
- Селли Р. К. Введение в седиментологию. — М.: Недра, 1981. — 370 с.
- Шейман Ю. М. Тектоника и магматизм. — М.: Наука, 1976. — 370 с.

Л. И. Малеева

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ МАРКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Марковское месторождение — первое месторождение Печско-Ботуобинской антеклизы, давшее промышленные притоки газа, нефти и конденсата [Ващенко, Мельник, 1969; Тыщенко и др., 1969; Карасев, 1969; Карасев, Иванов, 1969].

Первая детальная съемка Марковской антиклинали была проведена еще в 1952—1953 гг., когда геолого-съемочной партией треста «Востсибнефтегеология» (В. Г. Васильев, В. С. Волхонин, И. Г. Карасев, М. М. Мандельбаум, Ю. П. Мирончев, В. В. Самсонов) была закартирована центральная часть вала, осложненная пятью брахиантиклиналями с амплитудой до 400 м.

Опорная скважина была заложена в 1959 г. в сводовой части антиклинали. Проходка скважины начата в 1961 г., и в 1962 г. при забое 2164 из известняков осинского пласта усольской свиты получен мощный газонефтяной фонтан. После открытия в 1962 г. Марковского месторождения структурно-поисковыми, геолого-съемочными, буровыми и геофизическими работами детально изучается Марковская структура и прилегающие к ней территории. В результате в пределах Марковского месторождения были зафиксированы нефтегазопоявления в широком стратиграфическом диапазоне. Здесь промышленные и непромышленные притоки нефти и газоконденсата выявлены в отложениях непской (марковский горизонт), тирской (парфеновский горизонт), усольской (осинский горизонт) свит, нефтепроявления обнаружены в бельской и ангарской свитах.

Разведочные работы на Марковском месторождении были завершены в 1969 г. [Васильев и др., 1968].

Задача данной работы — литмологическое расчленение разреза Марковского месторождения и корреляция разрезов скважин.

Впервые литмологическое расчленение мотской серии венд-нижнего кембрия проведено в 1979—1981 гг. Ю. Н. Карогодиным [Трофимук, Карогодин, 1984]. На Марковском месторождении были произведены разбивки почти по всем пробуренным скважинам, составлена таблица литмологического расчленения.

В разрезе мотской серии (бывшей свиты) венд-нижнего кембрия выделяется $4\frac{1}{2}$ региональных циклита *. Ниже будут охарактеризованы регоциклиты Марковской площади (снизу вверх).

Хужирский РГЦ. Отложения данного РГЦ, выделенные в объеме непской свиты, распространены на всей площади Марковского месторождения. Так же, как и на других площадях Непско-Ботуобинской антеклизы, здесь отчетливо прослеживается изменение гранулометрического состава снизу вверх по разрезу. В основании РГЦ грубые, плохо отсортированные разнозернистые песчаники (от мелкозернистых до гравелистых). Выше по разрезу идет переслаивание песчаников с аргиллитами, глинистыми алевролитами, что позволяет считать данный РГЦ прогрессивным, и, как на Верхнечонской и других площадях НБА, выделить в его составе два зонциклита — нижний и верхний.

Нижнехужирский зонциклит прослеживается почти на всей Марковской площади. Мощность его меняется от 30 до 50 м в юго-западном направлении. В данном проциклите отчетливо выделяются две части. В основании выделяется базальный пласт песчаников, названный безымянным. Пласт сложен кварцево-полевошпатовыми песчаниками, серыми с зеленоватым оттенком, слабосцементированными, разнозернистыми (от мелкозернистых до гравелистых), залегающими со стратиграфическим несогласием на породах фундамента. В более сцементированных разностях отмечена слоистость, обусловленная прослоями аргиллитов [Васильев и др., 1968]. По данным ГИС отчетливо видна прогрессивная направленность циклита, характеризующаяся на каротажных диаграммах пониженным значением ГК и повышенным НГК, которые соответствуют песчаникам (рис. 1, 2, см. вкладку). По каротажу видно, что повышается значение ГК и понижается НГК. Это свидетельствует о появлении глинистых разностей; по данным керн и ГИС выше базального пласта идет переслаивание песчаников с аргиллитами. На корреляционных схемах

* См. статьи Ю. Н. Карогодина, Л. П. Изаровой и др. и А. В. Владимирова, А. С. Медведского.

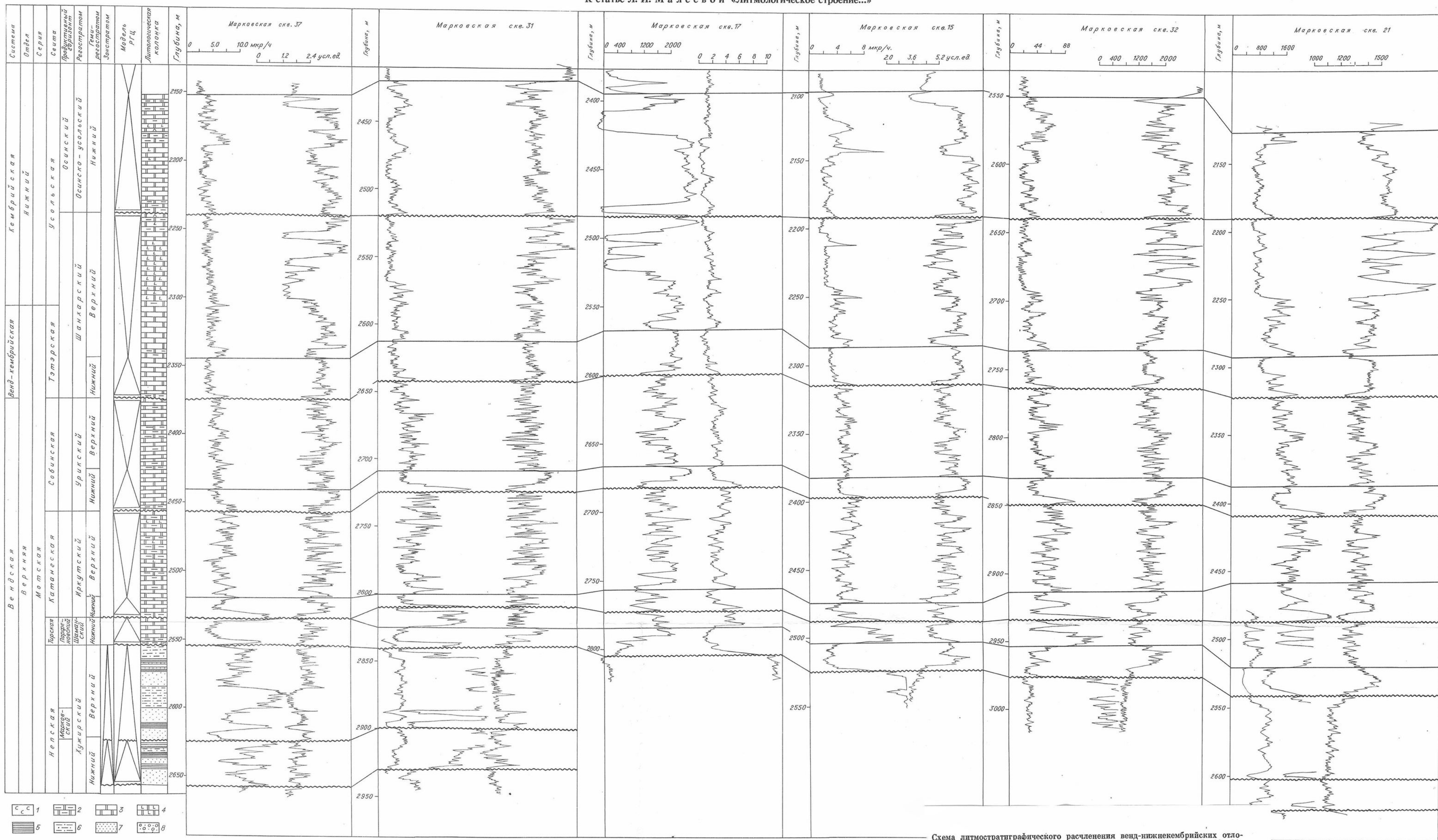


Рис. 1. Схема литостратиграфического расчленения венд-нижнекембрийских отложений Марковского месторождения по линии скважин 37—31—17—15—32—21.

Схема литостратиграфического расчленения венд-нижнекембрийских отложений Марковского месторождения по линии скважин 37—31—17—15—32—21.
— глинистые доломиты; 3 — доломиты; 4 — доломито-ангидриты; 5 — глины; 6 — песчаники; 8 — гравелиты.

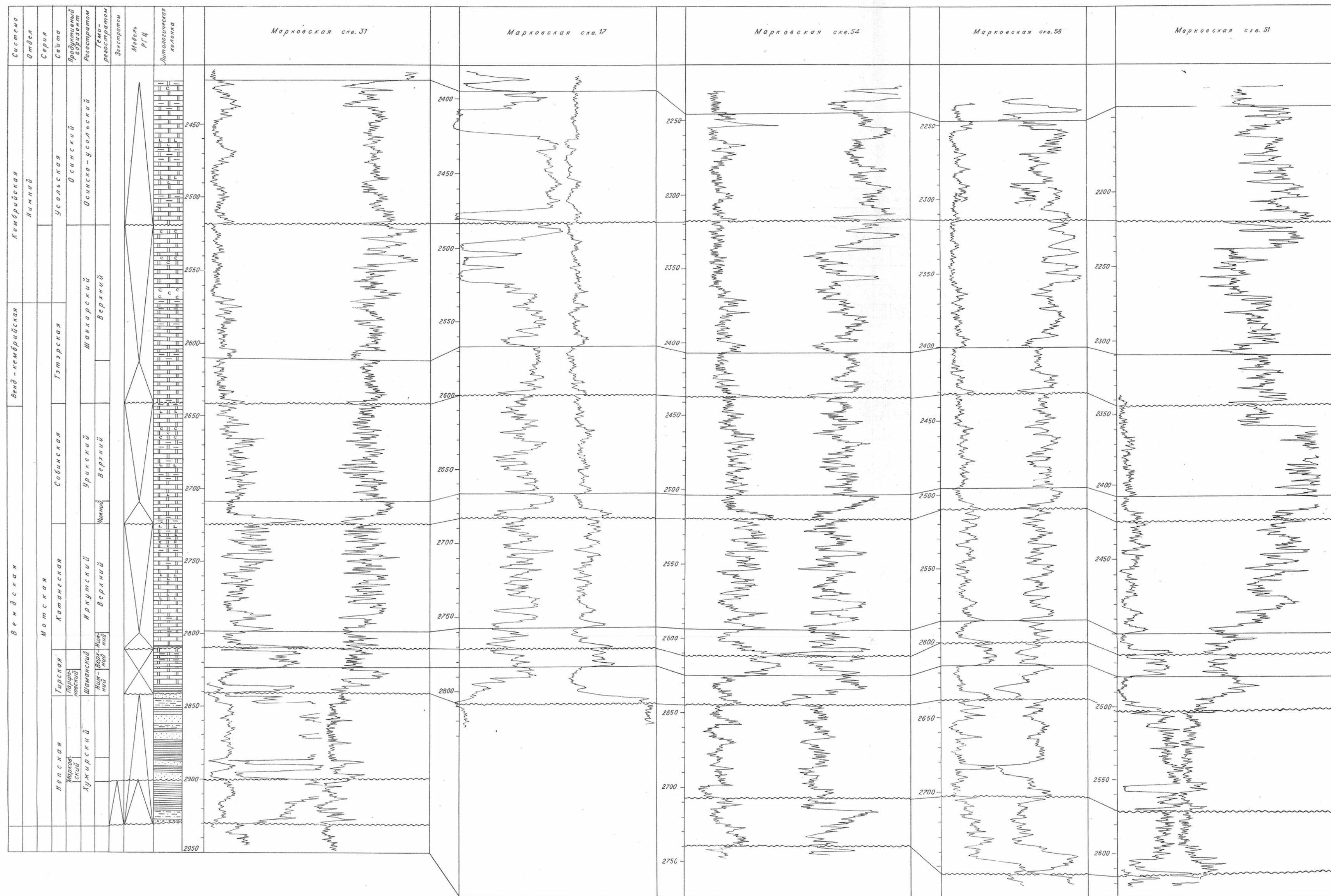


Рис. 2. Схема литостратиграфического расчленения венд-нижнекембрийских отложений Марковского месторождения по линии скважин 31—17—54—58—51.

Усл. обозн. см. на рис. 1

**Таблица литостратиграфического расчленения венд-нижнекембрийских отложений
Марковского месторождения**

Система			Кембрий		Венд									
Отдел			Нижний		Верхний									
Регостратом			Осинско-усольский		Шанхар-ский		Урик-ский		Иркутский		Шаман-ский		Хужирский	
Гемистратом			Верх-ний	Ниж-ний	Верх-ний	Ниж-ний	Верх-ний	Ниж-ний	Верх-ний	Ниж-ний	Верх-ний	Ниж-ний	Верх-ний	Ниж-ний
Свита			Усольская		Тетерская		Собин-ская		Катангская		Тирская		Непская	
Номер скважины	Альгитуда	Забой	Отметки кровли стратиграфических подразделений											
7	236,7	3053		2679	2797	2807	2857	2880	2945	2956	2992	3015		3053
9	271,22	2626	2120	2192	2286	2313	2378	2399	2471	2479	2502	2516	2585	2618
10	274,52	2649	2108	2196	2293	2322	2388	2405	2476	2492	2513	2538	2588	2619
11	273,45	2626	2122	2196	2300	2315	2389	2407	2471	2486	2511	2529	2599	2620
13	347,3	2695	2200	2268	2365	2393	2463	2473	2542	2561	2582	2600	2653	2695
14	409,2	2750	2234	2325	2420	2449	2514	2527	2604	2622	2635	2654	2710	2736
15	2751	2605,5	2107	2193	2286	2320	2385	2402	2476	2486	2505	2525	2580	2601,5
16	379,14	2728	2227	2301,5	2398	2424	2494	2510	2590	2603	2614	2638	2685	2714
17	550,6	2824	2393	2475	2566	2600	2668	2682	2757	2769	2770	2802		2824
18	537,76	2876	2373	2450	2542	2574	2639	2650	2734	2745	2760	2775		2862
19	271,5	2660	2126	2215	2307	2336	2403	2413	2473	2504	2528	2554	2610	2652
20	275,7	2650	2137	2213	2312	2332	2410	2430	2504	2513	2534	2558	2614	2642
21	2755	2633,8	2125	2191	2295	2322	2395	2408	2473	2496	2522	2541	2605	2630
22	271,22	2620	2080	2172	2290	2308	2375	2390	2465	2480,5	2495	2521	2602	2620
23	288,3	2653	2156	2225	2312	2342	2411	2422	2462	2514	2533	2554	2618	2653
24	379,36	2718	2214	2300	2393	2423	2490	2507	2582	2596	2610	2631	2689	2715
25	271,9	2776	2262	2347	2439	2464	2535	2552	2624	2641	2654	2673	2747	2770
26	569,9	2885,5	2431,5	2506	2600	2630	2697	2714	2788	2806	2818	2836	2870	2885,5
28	271,14	2623	2119	2203	2267	2300	2394	2411	2500	2515	2534	2551	2595	2623
30	558,6	2825	2397	2484	2572	2602	2671	2683	2741	2761	2783	2803		2825
31	695,5	2940	2420	2518	2611	2640	2710	2725	2800	2809	2825	2841	2890	2928
32	714,2	3022	2552	2639	2735	2752	2829	2850	2915	2933	2955	2976	3014	3022
33	294,3	2638	2124,5	2210	2300	2322	2397	2409	2490	2503	2517	2535	2593	2635
36	343,8	2655	2170	2247	2339	2364	2435	2455	2530	2545	2563	2571	2638	2653
37	327,6	2675	2164	2257	2346	2376	2444	2460	2540	2557	2574	2590	2624	2665
38	303,0	2649	2130	2215	2320	2352	2419	2433	2510	2526	2537	2554	2625	2642
39	523,0	2810	2364	2442	2597	2620	2695	2708	2724	2739	2753	2774		2810
40	583,75	2855	2420	2501	2598	2618	2696	2709	2786	2795	2815	2840		2855
42	268,8	2682	2164	2229	2319	2352	2416	2433	2507	2518	2539	2567	2647	2671
43	267,7	2719	2172,5	2250	2345	2373	2440	2454	2534	2545	2568	2595	2655	2709
44	268,46	2794	2385	2457	2543	2560	2623	2641	2715	2730	2742	2763		2794
45		2689	2145	2229	2324	2353	2420	2437	2516	2530	2543	2572		2671
46	600,2	2993	2468,5	2543	2635	2655	2733	2747	2825	2838	2862	2890		2976
47	499,8	2850	2345	2421	2517	2539	2613	2629	2708	2720	2735	2757	2800	2837
50	358,1	2675	2179	2267	2360	2390	2460	2473	2551	2564	2578	2597	2648	2673
51	265,3	2666	2112	2220	2338	2359	2410	2422	2500	2517	2529	2553	2648	2664
52	542,3	2923	2388	2466	2573	2603	2670	2686	2762	2771	2800	2816	2885	2905
53	456,1	2767	2271,5	2352	2442	2474	2540	2556	2634	2655	2668	2690	2735	2755
54	389,4	2750	2262	2317	2407	2439	2503	2520	2595	2612	2625	2643	2700	2747
56	351,7	2683	2180	2263	2355	2384	2455	2468	2546	2562	2573	2593	2650	2671
57	319,95	2614	2153	2227	2311	2323	2410	2425	2484	2493	2505	2518	2594	2605
58	379,3	2754	2249	2315	2401	2432	2495	2510	2584	2602	2615	2638	2700	2743
59	291,1	2636	2130	2210	2304	2318	2400	2418	2493	2503	2523	2543	2596	2626
60	511,6	2870		2492	2527	2560	2626	2648	2695	2713	2744	2763	2863	2866
62	334,2	2635,5	2140	2232,5	2324	2356	2424	2438	2507	2521	2553	2570	2623	2635,5
64	328,5	2621	2125	2213	2303	2316	2399	2418	2496	2510	2528	2551	2586	2621
67	272,05	2616	2104	2188	2283	2310	2377	2396	2474	2484	2500	2523	2581	2612
80	405,85	2757	2250	2327	2412	2444	2507	2522	2603	2614	2629	2647	2717	2753

Примечание. Таблица составлена Л. И. Малеевой.

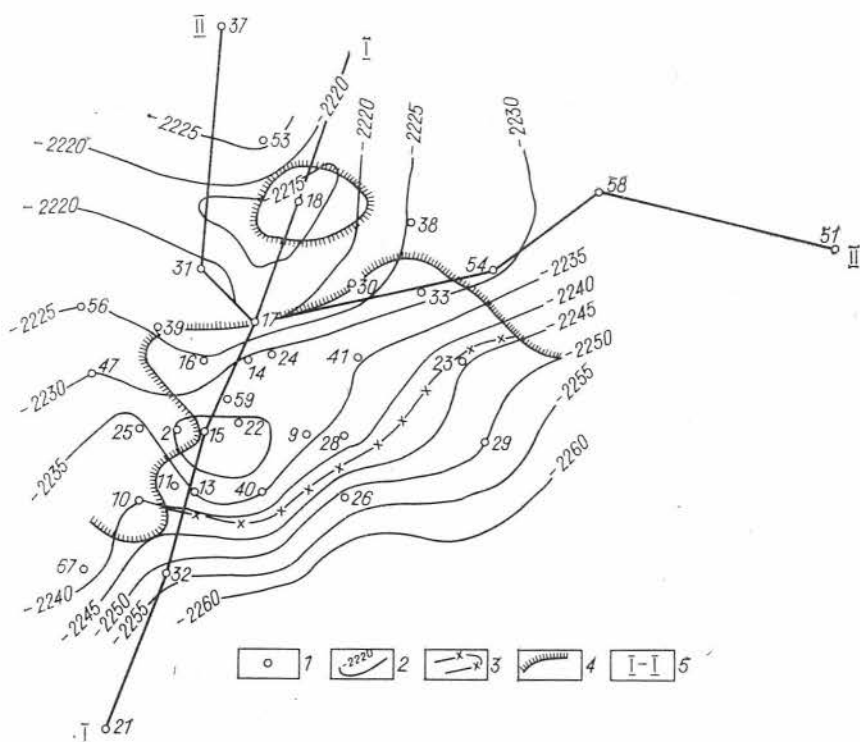


Рис. 3. Структурная карта по кровле песчаников парфеновского горизонта Марковского месторождения.

1 — изотипсы по кровле песчаников парфеновского горизонта; 2 — газовой контакт; 3 — литологическая граница контура залежи; 4 — газовой контакт; 5 — линии профиля.

видно, что мощности нижнего зонциклита изменяются в небольших пределах: на юге в скв. 21 мощность нижней части зонциклита 20 м, а на севере в скв. 37 — 35 м.

Песчаники верхнехужирского зонциклита с явным несогласием залегают на аргиллитах нижнего зонциклита. Эти песчаники на Марковском месторождении выделяются в марковский горизонт. Они хорошо прослеживаются на корреляционных схемах (см. рис. 1, 2), им соответствуют низкое значение ГК и высокое НГК. Марковский горизонт прослеживается во всех скважинах Марковского месторождения, пробуренных до фундамента; местами он залегают над корой выветривания, от которой отделен глинистой перемычкой мощностью от 4 до 16 м. Горизонт имеет сложное строение. Общая мощность пласта изменяется от 19 до 29 м.

На рис. 3 показаны профили, по которым составлялись корреляционные схемы, а на рис. 4 сделано литологическое расчленение непской свиты.

В составе марковского горизонта выделяются два прослоя песчаников, которые хорошо прослеживаются по данным ГИС на корреляционных схемах. Мощность нижнего прослоя, более распространенного, 14—18 м. Сложен он в основном кварцево-полевошпатовыми песчаниками светлого цвета, массивными, грубо- и крупнозернистыми. Встречается галька кварца и кварцитов, образующая тонкие прослои конгломератов. Цемент представлен в основном глинистым веществом, изредка карбонатом. Многие поры заполнены битумом.

Верхний прослой отделен от нижнего непроницаемой перемычкой аргиллитов и глинистых алевролитов мощностью от 2 до 5 м, которая тоже хорошо прослеживается почти на всех каротажных диаграммах. Мощность этого слоя колеблется от 5 до 10 м. Песчаники верхнего слоя также имеют кварцево-полевошпатовый состав, отличаются повышенным

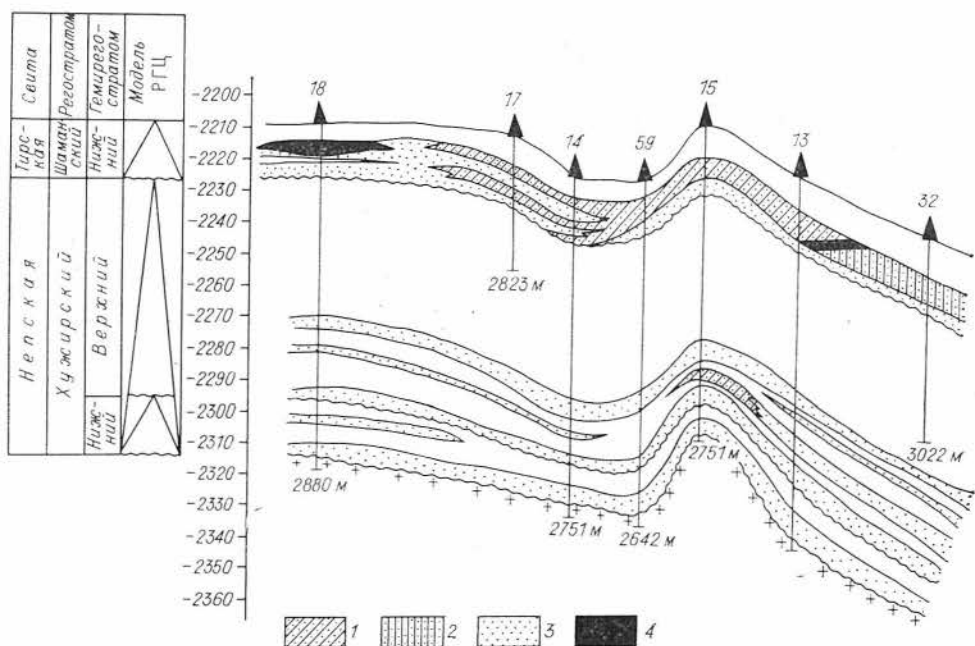


Рис. 4. Литмологическое расчленение литофациального профиля по линии I—I. 1—4 — песчанники: 1 — газонасыщенные, 2 — водонасыщенные, 3 — с низкими коллекторскими свойствами, 4 — нефтенасыщенные.

содержанием карбонатного цемента. Песчанники серые с буrowатым оттенком, массивные или толстоплитчатые, хорошо сцементированные, средние и крупнозернистые, слюдястые. Терригенный материал плохо окатан и плохо отсортирован.

Вверх по разрезу идет переслаивание песчанников с аргиллитами, глинистыми алевролитами; отмечена явная прогрессивная направленность верхнехужирского зонциклита.

Базальные песчаные пласты зональных циклитов хужирского РГЦ являются продуктивными горизонтами Марковского месторождения.

Безыманный пласт был испытан во многих скважинах; небольшой приток газа получен только при испытании скв. 9 (2615—2603 м). Марковский пласт испытывался в скв. 15 в интервале 2605—2574 м, в результате был получен открытый фонтан газа [Васильев и др., 1968]. В скважинах 9, 16 и 21 отмечались небольшие газопроявления.

Шаманский РГЦ. Отложения данного регоциклита, залегающие с размывом, распространены по всей территории данного месторождения в объеме турской свиты. В литературе данный размыв известен как предтурский [Воробьев, 1981]. Он прослеживается по корреляционной схеме почти на всех площадях Лено-Тунгусской НГП.

На корреляционной схеме (см. рис. 1) видно явное уменьшение мощности данного регоциклита с юга на север, с полным выклиниванием его верхней регрессивной части в скв. 37. Если мощность шаманского РГЦ на юге месторождения составляет 55 м, то на севере в скв. 37 и на западе в скв. 54 — 20—25 м. В центральной части месторождения мощность РГЦ около 40—45 м.

На Верхнечонском месторождении мощность данного регоциклита незначительна (1—8 м), это мощность нижней прогрессивной части, где отложения шаманского РГЦ были почти полностью размыты; на Марковской площади они подверглись размыву в основном на севере и западе месторождения.

В данном регоциклите выделяются две части: нижняя — прогрессивная и верхняя — регрессивная.

Нижняя прогрессивная часть — это базальные слои, представленные песчаниками парфеновского горизонта, которые вскрываются всеми скважинами, пробуренными на данном месторождении. На кривых радиокаротажа этот горизонт выделяется низкими значениями ГК и высокими НГК и хорошо прослеживается на корреляционных схемах (см. рис. 1, 2). На всей площади он выделяется как репер M_1 .

Парфеновский горизонт сложен в основном песчаниками кварцевыми, глинисто-кварцевыми и глинисто-доломито-кварцевыми серыми и светло-серыми, местами темно-серыми, среднезернистыми, сильно-, средне- и слабосцементированными. В песчаниках присутствуют полевые шпаты, доломит, слюда. В западном и южном направлениях песчаники замещены алевролитами и глинистыми доломитами, что видно на корреляционных схемах (см. рис. 1, 2). Общая мощность горизонта изменяется от 16,5 до 37 м, песчаной части — от 2,5 до 17,4 м.

Сложные литолого-фациальные особенности пород при отсутствии положительной локальной структуры обусловили локализацию углеводородов в парфеновском горизонте [Васильев и др., 1968].

Базальные песчаные отложения нижней прогрессивной части шаманского РГЦ являются основными продуктивными горизонтами газоконденсата Марковского месторождения.

Анализ материалов, проведенный Л. Ф. Тыщенко [Тыщенко и др., 1969], показывает, что в этом горизонте имеются две самостоятельные залежи. Основная территория занята газоконденсатной залежью, которая относится к типу литологических, близких к «шнурковым».

Верхняя регрессивная часть регоциклита хорошо прослеживается на корреляционных схемах (см. рис. 1, 2). По данным радиокаротажа резко изменяются значения ГК и НГК: ГК имеют здесь максимальное значение, НГК — минимальное. В статье Ю. Н. Карогодина и А. В. Владимирова «Литмологические закономерности...» описано проведение внутренней границы шаманского РГЦ. В принципе, такое проведение границ распространяется на все площади НБА, в том числе и на Марковскую.

Верхняя часть РГЦ сложена глинистыми доломитами, серыми, темно-серыми с коричневатым оттенком, мелко- и тонкозернистыми с включениями ангидрита и кремнистых образований. В кровле верхней части залегают переслаивающиеся пакки песчаников и алевролитов. Мощность верхней части регоциклита изменяется от 35 м на юге до полного выклинивания на севере и 15—20 м в центральной и западной частях Марковского месторождения.

Так же, как на Верхнечонской и других площадях Непско-Ботубинской антеклизы, выше по разрезу залегает мощная доломитовая толща, в которой выделяются снизу вверх иркутский, урикский и шанхарский регоциклиты. Так как выделение границ между региональными циклитами и внутренними границ в каждом РГЦ подробно описано в статье А. В. Владимирова и А. С. Медведского «Обоснование выделения...», а структуры РГЦ — в статье Ю. Н. Карогодина и др. «Литмологическое строение...», что, в принципе, соответствует структуре РГЦ на Марковском месторождении, кратко остановимся лишь на их различиях.

Иркутский РГЦ в отличие от Верхнечонской площади не имеет продуктивного горизонта, а его структура аналогична существующей на Верхнечонском месторождении. Мощность данного РГЦ 77—90 м.

Урикский РГЦ соответствует структуре РГЦ, описанного в статье Ю. Н. Карогодина, Л. П. Изаровой и др. Мощность 75—80 м.

Шанхарский РГЦ соответствует структуре того же РГЦ, только на Марковской площади усть-кутский горизонт не является продуктивным. Мощность 60—70 м.

Выше по разрезу залегает толща соленосно-карбонатных отложений усольской свиты, нижняя часть которой до подошвы осинского горизонта входит в регрессивную часть шанхарского регоциклита.

Нижняя прогрессивная часть осинско-усольского РГЦ выделяется в объеме осинского горизонта. Граница между шанхарским и осинско-усольским РГЦ проводится по пачке базальных глинистых доломитов до 3—5 м, которые хорошо выделяются на всей площади Марковского месторождения по радиокаротажу — повышенным значениям ГК и пониженным НГК.

Продуктивный горизонт сложен известняками, доломитами, доломитистыми известняками, богат водорослевой органикой, коллекторские свойства резко переменны как по площади, так и по разрезу. Открытая пористость от 3 до 13 %. Трещинная проницаемость от 5—10 до 50 мД. Промышленные притоки нефти из скважин приурочены к зоне тектонических нарушений, отсутствие их по мере удаления от нее свидетельствует о том, что одним из основных факторов, определяющих коллекторские свойства пород, является трещиноватость [Мещерская, Рукавишников, 1969].

В составе осинского горизонта обособляются две залежи. Одна из них протягивается в субмеридиональном направлении и вскрывается скважинами 1, 4, 8, 12—15, 32, 49, 61. Другая — небольшая изолированная залежь — вскрыта скважинами 25 и 35 и расположена несколько западнее. Отсутствие гидродинамической связи между ними подтверждается различными пластовыми давлениями [Васильев и др., 1968].

Нижняя прогрессивная часть осинско-усольского регоциклита присутствует в разрезах всех пробуренных скважин на Марковской площади, мощность ее 71—75 м. Верхняя граница проводится по подошве пласта каменной соли.

Из всего сказанного выше прослеживается закономерная связь коллекторов и залежей со структурой и типом циклитов.

В хужирском региональном проциклите продуктивные горизонты связаны с базальными надперерывными слоями. Это безымянный горизонт в нижней части РГЦ и марковский горизонт, приуроченный к надперерывной толще верхней части.

Нижняя прогрессивная часть шаманского регоциклита, залегающая непосредственно на различных слоях хужирского регоциклита, представлена продуктивным горизонтом парфеновских песчаников.

Базальные слои иркутского, урикского, шанхарского РГЦ, представленные аргиллитами, глинистыми алевролитами и глинистыми доломитами, не являются коллекторами.

В нижней прогрессивной части осинско-усольского регоциклита выделяется продуктивный горизонт, сложенный известняками, доломитами, доломитистыми известняками. Состав коллекторов песчаниковый, карбонатный, тип коллекторов поровый, трещинный, экраны — аргиллиты, соли (см. вкладку, рис. 5).

Закономерность пространственного размещения продуктивных горизонтов венд-нижнекембрийских отложений Марковского месторождения, их взаимосвязь со структурой циклитов и перерывами являются общими для всех месторождений Лено-Тунгусской НГП.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильев В. Г., Волхонин В. С., Карасев И. П. и др. Характеристика газовых и нефтяных месторождений // Перспективы нефтегазоносности Восточно-Сибирской платформы. — М.: Недра, 1968. — С. 215—224.
- Ващенко В. А., Мельник М. И. Оценка продуктивности парфеновского горизонта Марковского месторождения по данным промыслово-геофизических исследований // Геология и нефтегазоносность юга Восточной Сибири. — М.: Недра, 1969. — С. 344—346.
- Воробьев В. П. Закономерности размещения залежей нефти и газа в отложениях венд-кембрийского терригенного комплекса Сибирской платформы // Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. — С. 50—53.

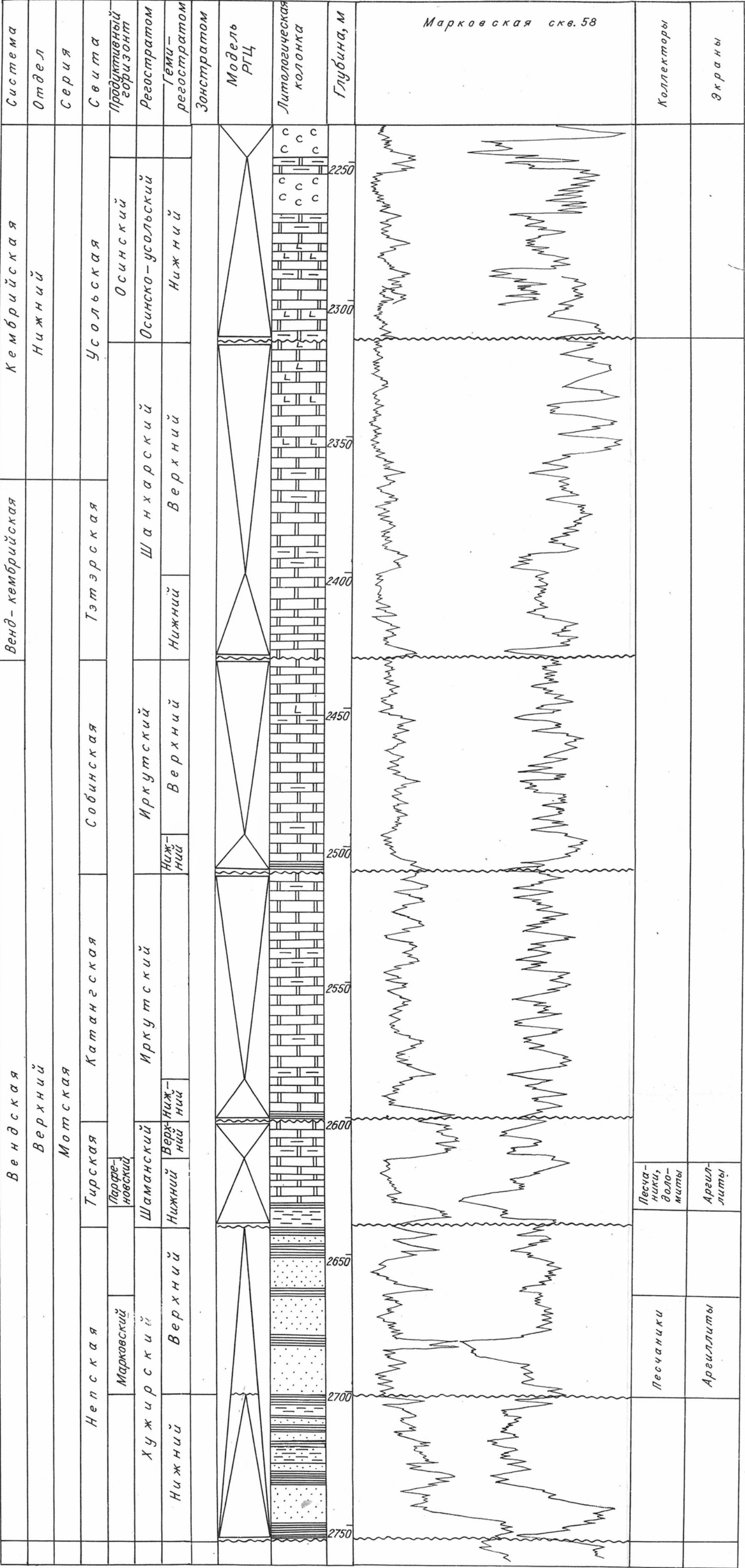


Рис. 5. Схема литмологического расчленения по скв. 58 с приуроченностью продуктивных горизонтов к прогрессивной части РГЦ.

1 — соли; 2 — доломиты; 3 — доломито-ангидриты; 4 — глинистые доломиты; 5 — глины; 6 — алевролиты; 7 — песчаники.

- Карасев О. И.** О формировании структур типа Марковской // Геология и нефтегазоносность юга Восточной Сибири.— М.: Недра, 1969.— С. 175—178.
- Карасева В. И.** Литология и стратиграфия пород фундамента и осадочного покрова Приленского нефтегазоносного района // Геология и нефтегазоносность юга Восточной Сибири.— М.: Недра, 1969.— С. 33—37.
- Карогодин Ю. П.** Седиментационная цикличность.— М.: Недра, 1980.— 242 с.
- Мещерская Е. Н., Рукавишникова И. Ю.** Результаты изучения коллекторских свойств осинского горизонта усольской свиты Марковской структуры // Геология и нефтегазоносность юга Восточной Сибири.— М.: Недра, 1969.— С. 235—243.
- Непско-Ботуобинская антеклиз** — новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР/Анцiferов А. С., Бакин В. Е., Воробьев В. Н. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— С. 94—95.
- Непско-Ботуобинская нефтегазоносная область** // Геология нефти и газа Сибирской платформы.— М.: Недра, 1981.— С. 385—386.
- Трофимук А. А., Карогодин Ю. П.** Проблемы расчленения и коррекции докембрийских нефтегазоносных толщ Сибирской платформы // Системные исследования в геологии каустобиолитов.— М.: Наука, 1984.— С. 150—158.
- Тыщенко Л. Ф., Золотарев Е. Г., Кувькин Ю. С.** Физико-литологическая и промышленная характеристика продуктивных горизонтов нижнемеловой подсвиты Марковского месторождения // Геология и нефтегазоносность юга Восточной Сибири.— М.: Недра, 1969.— С. 266—268.
- Характеристика газовых и нефтяных месторождений** // Перспективы нефтегазоносности Восточно-Сибирской платформы.— М.: Недра, 1968.— С. 215—221.

СОДЕРЖАНИЕ

I. Общие вопросы седиментационной цикличности и литологии

Карогодин Ю. Н. Значение литологических исследований в выявлении пространственно-временных закономерностей размещения резервуаров и залежей углеводородов	3
Карогодин Ю. Н. Модель иерархической организации литосферы	7
Апарин В. П., Карогодин Ю. Н. Сопряженность седиментационной цикличности и геодинамических событий в фанерозое	18
Тамразян Г. П. Изменение потенциальной энергии Земли как фундаментальная основа возникновения и планетарного размещения крупных концентраций литмитов (глобальные особенности пространственно-временной дислокации массовых скоплений циклитов)	22
Карогодин Ю. Н. О соотношении понятий «циклит» и «формация»	34
Карогодин Ю. Н. Дополнения и уточнения к проекту нового Стратиграфического кодекса СССР (с позиций системно-литмологического подхода)	50

II. Вопросы литмологического строения, закономерностей размещения коллекторов и залежей в Западной и Восточной Сибири

ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ

Нежданов А. А. Некоторые теоретические вопросы циклической седиментации	60
Нежданов А. А., Огибенин В. В., Куренко М. И., Сапожникова С. В., Топычканова Е. Б. Региональная литмостратиграфическая схема мезозоя и кайнозоя Западной Сибири и основные закономерности размещения неантиклинальных ловушек углеводородов	80
Прежнецов А. А. Прогноз ловушек нефти нетрадиционного типа в клиноформном комплексе зоны сочленения Сургутского и Салымского сводов с Мансийской синеклизой (сейсмолитмологический аспект)	108
Прежнецов А. А., Сергеев В. Л., Коновалова Л. А. Полистадийность формирования песчаных пластов в шельфовой части клиноформ Сургутского свода	118
Таратын Э. А., Мушин И. А., Ермакова Л. И., Храпова Е. И. Выделение и ранжирование циклитов при структурно-формационной интерпретации ГИС	123
Фролова Л. А., Гошко Е. Ю., Грачева Т. В., Сашенкова В. А. Использование прогнозных скоростных моделей при сейсмолитмологическом анализе данных МОВ	130
Абдуллин Р. А. Литолого-петрографическое обоснование циклического строения шеркалинского горизонта Талинского месторождения нефти	140
Архипов С. В. Генезис отложений пласта ЮК ₁₀ шеркалинского зонального циклита Талинского месторождения (по данным текстурного анализа) . .	152
Карогодин Ю. Н., Левчук М. А., Маслов Ю. Е. Узбекское месторождение — новый объект поиска залежей нефти в тюменской свите (системно-литмологический анализ)	154

ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ

Владимиров А. В., Медведский А. С. Обоснование выделения региональных литмостратиграфических подразделений венд-нижнего кембрия . . .	162
Владимиров А. В., Медведский А. С. Корреляция региональных литмостратиграфических подразделений Непско-Ботуобинской антеклизы	179
Карогодин Ю. Н. Литмостратиграфическая схема вендских отложений мотской серии внутренних районов Сибирской платформы	190
Карогодин Ю. Н., Владимиров А. В. Литмологические закономерности размещения коллекторов и залежей в разрезе венд-нижнекембрийских отложений Сибирской платформы	195
Карогодин Ю. Н., Изарова Л. П., Ардашев Л. А., Растегин А. А., Коновалов Е. И. Литмологическое строение венд-кембрийских продуктивных отложений Верхнечонского месторождения	201
Растегин А. А. О флювиогляциальной природе продуктивных отложений хужирского циклита и возможном влиянии траппов на строение залежей Верхнечонского газонефтяного месторождения	211
Малеева Л. И. Литмологическое строение продуктивных горизонтов Марковского месторождения	216