

532

ГЕОЛОГИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

МЕЗОЗОЙСКИХ
СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ
БАССЕЙНОВ
СИБИРИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 532

ГЕОЛОГИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ МЕЗОЗОЙСКИХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ СИБИРИ

Ответственные редакторы
акад. А. А. Трофимук,
д-р геол.-минералог. наук Ю. Н. Кародин



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск-1983

П-59/3

П101832

Ин-т геологии и геофизи-
ки. Тр. Вып. 532.
Новосибирск, 1983 2-70

П101832

Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматриваются новые данные по стратиграфии, тектонике и нефтегазоносности трех основных мезозойских седиментационных бассейнов Сибири: Западно-Сибирского, Енисей-Ленского и Лено-Вилуйского, где выявлены и эксплуатируются нефтяные и газовые месторождения. Однако поисково-разведочные работы с целью наращивания запасов углеводородов продолжаются, чем и обусловлен интерес к особенностям геологического строения данных бассейнов. Главное внимание сконцентрировано на наиболее актуальных вопросах геологии и нефтегазоносности этих регионов.

Книга представляет интерес для исследователей, интересующихся проблемами геологии нефти и газа.

Ю. И. Карогодин

ПРИНЦИП ЛИТМИЧНОСТИ И ЕГО РЕАЛИЗАЦИЯ В СХЕМЕ ЛИТМОСТРАТИГРАФИИ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕНИСЕЙ-ЛЕНСКОГО МЕГАПРОГИБА

Наличие обобщенных регулятивных принципов и правил, направляющих научное исследование, локализуя район поиска и направляющих на решение, невозможно оспаривать.

А. В. Славин, 1976, с. 22

ЛИТМОСТРАТИГРАФИЯ, ЕЕ ЦЕЛЬ И ЗАДАЧИ

Как известно, с запада, севера и востока древнюю Сибирскую платформу опоясывают мезозойские депрессии и прогибы. Выполняющие их толщи, мощность которых составляет несколько тысяч метров, представляют большой интерес при поиске залежей углеводородов и дальнейшем наращивании их запасов. В связи с высокой оценкой перспектив нефтегазоносности этих образований в последние годы ведутся усиленные комплексные стратиграфические исследования, существенно уточняющие представления об их строении.

Немаловажным является и то обстоятельство, что мезозойские разрезы Сибири наиболее полные в стратиграфическом (и палеонтологическом) отношении северной части Евразии. Однако в стратиграфии мезозойских отложений еще немало нерешенных вопросов. Достаточно сравнить последнюю официальную стратиграфическую схему, принятую в 1978 г. в г. Новосибирске, с предыдущей, чтобы убедиться в весьма значительных отличиях. Но и эти схемы как триасовых, так и юрско-меловых отложений нуждаются в дальнейшем совершенствовании.

В качестве такого теоретического «инструмента» совершенствования нами предложен принцип литмичности, или ритмичности [8], цикличности.

Принцип литмичности — важнейший в литмостратиграфии, одной из наук литмологии. Литмологией названа одна из основных интегрирующих наук геологии, объектом исследования которой являются породно-слоевые ассоциации (ПА), литмиты [6]. Предмет исследования литмостратиграфии — пространственно-временные соотношения литмитов (ЛТ) различного ранга и типа, их стратиграфическая классификация, номенклатура и таксономия [7].

Литмостратиграфия базируется на данных, полученных стереолитмологией, на ее принципах и законах. Предмет исследования стереолитмологии — внутренняя структура породно-слоевых ассоциаций (ПА), поиски законов структурной композиции элементов в породно-слоевых (главным образом, целостных) системах.

Сейсмолитмология выступает как наука (наука — метод), изучающая структуру (внутреннюю, внешнюю, пространственно-временные соотношения элементов в системе самих систем) ПА на основе данных сейсморазведки.

Наличие «ростков», зародышей всех этих наук, стало очевидным в самое последнее время. Одни из них возникли на базе развития и совершенствования методов сейсморазведки (сейсмолитмологии *), другие поя-

* Впервые термин «сейсмолитмология» появился на совещании по цикличности осадконакопления и закономерностям размещения горючих полезных ископаемых [6],



вились в седиментационной цикличности и системно-структурном анализе ПА (стереолитмология, литмостратиграфия).

Немало «ростков» возникло и в самой стратиграфии, особенно в связи с обсуждением и принятием Стратиграфического кодекса СССР.

Каждая наука преследует определенные цели, решая тот или иной круг главных и второстепенных задач. В достижении ее она базируется на принципах, выработанных ею самой или заимствованных у других наук. Нередко принципы не формулируются, а подразумеваются, интуитивно используются, так как давать дефиниции принципам и использовать их в явном виде — рискованно. Но на определенном этапе развития науки это становится необходимым. Главный мотив — внутренняя неудовлетворенность существующим положением и осознание необходимости активного обсуждения теоретического основания.

В решении задач так или иначе используются правила «игры», без которых она невозможна. Чем строже и четче сформулированы правила «игры», тем она эффективней и интересней.

Каковы же цель и задачи литмостратиграфии, чем она отличается от стратиграфии, литостратиграфии и прочих стратиграфий?

Главная цель литмостратиграфии — выявление пространственно-временных отношений породно-слоевых ассоциаций, систем. Основные задачи — расчленение разрезов на породно-слоевые системы (стратолитмиты), их классификация (литмостратиграфическая), номенклатура, терминология и корреляция на основе выделения стратолитмитов.

Литмостратиграфия отличается от стратиграфии тем, что последняя изучает не только ПА, породно-слоевые системы, но и просто любые сигналы в геологической истории, различного масштаба и ранга, запечатленные в породном веществе, и занимается разработкой системы временных «сеток» по этим сигналам, хронологией геологических событий. В качестве таких сигналов, как известно, используются инверсии палеомагнитного поля, резкие климатические изменения, данные абсолютного возраста, уровни повышенной естественной радиоактивности пород, резкая смена органического мира и т. д. и т. п. Есть даже предложения по каждому такому подходу, методу выделять самостоятельные стратиграфии, и они выделяются, например климатостратиграфия, магнитостратиграфия и т. д.

Отношение геологов, стратиграфов к этим стратиграфиям различное. Крайней точкой зрения является представление О. Шендевольфа, признающего одну стратиграфию — биостратиграфию. Все остальные — вспомогательные, дополнительные или, как он называет, простратиграфии.

Во многих из простратиграфий в качестве объектов исследования выступают на первый план не тела, а границы, сигналы, их поиски, прослеживание и сопоставление [1]. Идея, задача выделения типов границ и сопоставления временных сеток по различным методам и свойствам пород очень важная, но подменять ею другие задачи стратиграфии не менее (а пожалуй, более) значимые нельзя.

Шкалы — сетки различных сигналов, событий, границ важны не только и не столько сами по себе, сколько для наложения на схемы литмостратиграфии с целью решения или уточнения корреляции и пространственно-временных отношений литмостратиграфических тел. Следовательно, понятие общая «стратиграфия» шире понятия «литмостратиграфия». Соответственно, понятия «стратиграфические» и «литмостратиграфические подразделения» будут отличаться объемом.

где была создана в рамках секции группы «сейсмолитмологии» под председательством д-ра геол.-минералог. наук Н. Я. Кушнина и канд. геол.-минералог. наук Ф. И. Хатянова [4].

ПРИНЦИП ЛИТМИЧНОСТИ И ЕГО ПРАВИЛА

Принципу литмичности и правилам, сформулированным на его основе, посвящена специальная статья А. А. Трофимука, Ю. Н. Карогодина «Теоретические и методологические вопросы региональной стратиграфии». Однако в связи с тем, что она еще в печати, целесообразно кратко их рассмотреть. Это необходимо сделать и для связности изложения.

Принцип литмичности можно сформулировать следующим образом: любой разрез осадочных, осадочно-вулканогенных и осадочно-метаморфических толщ * представляет собой систему систем породно-слоевых образований, которые и являются литмостратиграфическими подразделениями. Правила их выделения, классификация, иерархия и т. д. разрабатываются стереолитмологией и используются литмостратиграфией в готовом виде **.

Как известно, ПА, литмиты, могут быть выделены по самым различным признакам. В зависимости от этих признаков соответственно и будут выделяться группы (типы) литмостратиграфических подразделений.

Прежде чем рассмотреть ряд правил принципа литмичности, разделим стратолитмиты на две принципиально разные группы, так как рассматриваемые ниже правила относятся к одной из них ***.

Для первой группы стратолитмитов важнейшим свойством является связь слоев и слоевых ассоциаций во времени. Это тела — системы, стратиграфические эквиваленты циклитов, поэтому и названы стратоциклитами. В нашем понимании именно они целостные природные системы.

Для второй группы связь во времени не будет главной, существенной. Породно-слоевые ассоциации здесь выделяются по любым другим признакам (литологическому, фациальному, составу, битуминозности, углистости и т. д.). Это стратиграфические эквиваленты номиналитов, получившие название стратонминалитов [5, 6.]

На конкретных примерах исследованных разрезов траса проиллюстрируем примеры стратоциклитов и стратонминалитов. Рассматриваемые ниже правила относятся к первой группе — стратоциклитам, хотя не менее важной задачей остается формулирование правил и для второй группы — стратонминалитов.

1. Правило двойной соподчиненности литмостратиграфических подразделений [8]. Выведено на основании принципа субординации (внутренней и внешней) циклитов, т. е. циклиты как целостные системы ПА имеют иерархическую структуру (целое, половинки, части, половинок, элементы). В то же время они образуют иерархическую цепочку: элементарные циклиты — мезоциклиты — макроциклиты и т. д. Следовательно, стратиграфические эквиваленты циклитов также имеют двойную соподчиненность.

2. Правило дискретности стратоциклитов вытекает из принципа литмологии — «квантовости осадконакопления». Знание его позволяет сосредоточить внимание исследователя на определенных интервалах разреза и находить (даже в литологически однородных толщах) начало (низ) и конец (верх) стратоциклитов, в том числе базальные слои циклитов. Поэтому ранее оно было названо правилом базальности [8].

3. Правило неполноты стратиграфической летописи, известное в стратиграфии как закон Дарвина. В принципе литмичности оно реализуется

* Вероятно, подобный принцип может быть сформулирован и использован в стратиграфии эндогенных породных образований — систем с учетом их специфики.

** Вот почему стрелка на рис. 1 от стереолитмологии к литмостратиграфии показана более жирной (важной связью), чем в противоположном направлении.

*** Когда речь идет о природных системах, то они могут быть подразделены, как известно, на естественные, целостные и номинальные системы, точнее, номинальные объекты исследования, выделяемые по интересующим нас признакам.

и формулируется следующим образом: чем крупнее циклит (и его стратиграфический эквивалент), тем крупнее по рангу перерывы [8].

4. Правило, определяющее место и тип перерыва в стратоциклите. Изучение динамики осадконакопления в мезо- и макроциклитах (стратоммах и нексистратоммах), сравнение их строения в разрезах гумидного и аридного типов литогенеза дает возможность установить положение перерывов, связанных с некомпенсированным (интерперерывы) и избыточным (экстраперерывы) характером седиментогенеза.

Место интерперерывов в мезо- и макроциклитах приходится на минимально-регрессивную часть (фазу). В разрезах бассейнов аридного типа литогенеза это место занимают соли, гипсы, ангидриты, а в разрезах гумидного типа — скрытые перерывы. Примером может служить мало-мощная толща битуминозных аргиллитов баженовской свиты Западной Сибири. Экстраперерыв венчает цикл и разделяет циклиты.

5. Правило изохронности нижней границы стратоциклита. Выведено на основании сопоставления границ литостратиграфических подразделений (главным образом, стратомов) с биостратиграфическими данными.

6. Правило диахронности внутренних границ стратоциклитов. Как и предыдущее правило, оно выведено чисто эмпирически и дополняется еще одним правилом — величиной диахронности: чем выше ранг стратоциклита, тем больше диапазон возрастного скольжения его внутренних границ.

Из двух последних правил вытекает следствие: границы породно-слоевых тел (или того, что традиционно принято называть литостратиграфическими подразделениями) обладают различными свойствами — одни относительно изохронны, другие — диахронны. Отсюда видна вся беспредметность спора о диахронности или синхронности границ литостратиграфических подразделений, посягающего чрезвычайно острый характер.

7. Правило асимметрии строения стратоциклитов. Циклиты и их стратиграфические эквиваленты (в «нормальном разрезе»), как правило, асимметричны, и знание величины асимметрии помогает определить масштаб размыва (и время перерыва) и другие важные элементы взаимоотношения стратоциклитов.

Вышеперечисленные правила принципа литмичности были использованы при составлении региональной стратиграфической схемы триасовых отложений, краткому рассмотрению которой и посвящена настоящая статья.

ЛИТМОСТРАТИГРАФИЯ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В течение ряда лет автор участвовал в комплексных коллективных (совместно с литологами, биостратиграфами) исследованиях разрезов триаса Енисей-Ленского седиментационного прогиба. С позиций системно-структурного анализа (СА) были изучены породно-слоевые ассоциации таких полных и опорных разрезов, как мыс Цветкова (восточное побережье Таймыра), левый берег Анабарской губы, все основные разрезы по р. Оленек, полный и мощный разрез на севере Оленекской протоки (пос. Бстапах-Хочо) и некоторые другие.

К настоящему времени закончено литолого-геохимическое изучение разрезов (А. М. Казаков), палеонтологическая и палеоэкологическая обработка собранных фаунистических остатков (А. С. Дагис, А. А. Дагис, Н. И. Курушин, Н. Г. Могучева и др.). На основании полученных данных составлена (с участием автора) традиционная региональная схема (см. рис. 3), большинство свит и подсвит в которой новые. На стратиграфическом совещании 1978 г. (г. Новосибирск) она принята в качестве официаль-

ной. И схема, и ее подразделения [2], а также мезоциклиты триасовых отложений [3, 4] описаны ранее, поэтому не будем останавливаться на характеристике свит и циклитов. Покажем, как эта схема может быть изменена с использованием принципа литмичности и его правил.

КЛАССИФИКАЦИЯ, ИЕРАРХИЯ, НОМЕНКЛАТУРА И ТЕРМИНОЛОГИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

В триасовых отложениях (как и в любых других) можно выделить две основные группы стратиграфических подразделений — биостратиграфические и литостратиграфические. Первые рассматриваются в качестве

Первые принято делить на общие — системы, отделы, ярусы, подъярусы, зоны и на провинциальные с провинциальными зонами, подзонами и слоями с фауной.

В составе литостратиграфических подразделений, как уже отмечалось, выделяется две принципиально различные подгруппы: стратоциклиты и стратоминералиты.

Стратоциклиты имеют иерархическую организацию (рис. 1). В самом начале иерархической «лестницы», на самой «нижней ее ступени» показаны простые системы, отвечающие элементарным циклитам. Они названы нами «стратами» [5].

Страты состоят из двух основных частей — нижней и верхней, каждая из которых включает от одного (как минимум) до нескольких элементов (слоев). В принципе, элементов (слоев) в его составе может быть много, но в реальных разрезах, как правило, их число

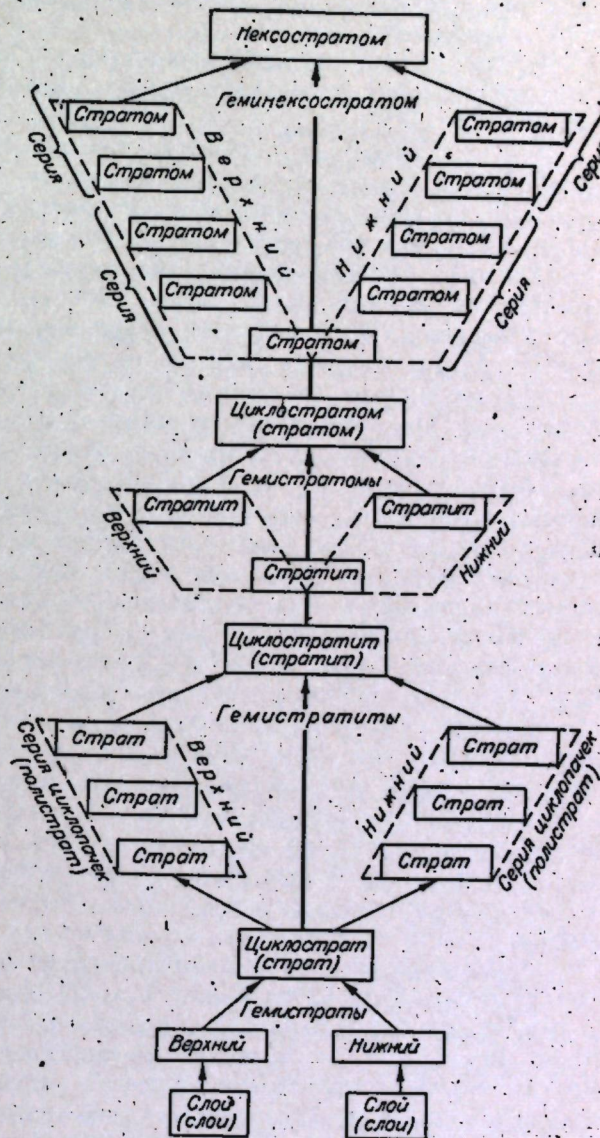


Рис. 1. Иерархия, номенклатура и термины стратоциклитов.

* Возможно, термин „стратом“ следовало использовать в качестве общего для всей подгруппы стратоциклитов, а ранг обозначить приставками локо- (локальный), рего- (региональный) и т.д. Те же терминологические элементы целесообразно использовать для циклитов соответствующего ранга.

редко превышает семь — десять. Очень часто встречаются страты, состоящие всего из двух — четырех элементов (страты моласс, флиша и т. д.).

Ассоциация страт в определенной композиционной последовательности образует следующее подразделение, рангом выше, отвечающее мезоциклиту (регоциклиту). Однако между этими двумя подразделениями есть и некоторое промежуточное звено, соответствующее субмезоциклиту (субрегоциклиту). Таких подразделений в разрезах различных бассейнов нами наблюдается по два в нижней и по два (реже по три) в верхней части мезоциклитов. Для этого ранга стратиграфических подразделений нет названия. В качестве предварительного наименования такого стратиграфического подразделения предложен термин «циклостратит» или сокращенно «стратит» [5].

Стратит состоит из двух основных частей (гемистратитов) — нижней и верхней, каждая из которых представлена серией страт (более двух — трех).

Ряд стратитов (два — три или больше) образуют подразделение следующего, более высокого ранга. По нашему мнению, ряд этих стратитов является важнейшим, основным региональным стратиграфическим подразделением, которое можно сравнить с главными «блоками архитектурного ансамбля» любого седиментационного бассейна. Для тел этого ранга, отвечающих мезоциклитам, также необходимо ранговое стратиграфическое наименование. В качестве предварительного термина предлагается «циклостратом» или сокращенно «стратом» [5].

Стратом состоит из гемистратомов, представленных, в свою очередь, стратитами, но граница между этими стратитами не совпадает с внешней границей стратитов, а соответствует одной из внутренних границ стратита. Именно поэтому на рис. 1 показано, что границы гемистратомов секут один из стратитов. Следовательно, стратомы (регостратомы) — это главные объекты исследования для стратиграфов и вообще геологов.

Можно сделать более или менее обоснованное предположение, что девять регостратомов образуют стратиграфическое подразделение следующего, более высокого ранга. Для него можно предложить термин «нексостратом». Нексо (nexos) — в латинском языке означает крепкую связь, сплетение, сцепление. В данном случае — связь стратомов, объединение в целостную систему, союз стратомов. Он состоит из двух основных частей, каждая из которых представлена, видимо, четвертью с половиной стратомами. Для такого ряда четырех-пяти стратомов, образующих половину нексостратома, может быть, следовало бы использовать давно вошедшие в обиход термины суперсерия, а для ассоциации из двух-трех стратомов, близких по целому ряду признаков, — серия. В таком случае нексостратом состоял бы из двух суперсерий и, видимо, четырех серий (в типичном, идеальном случае).

Рассмотренная соподчиненность (субординация) литмостратиграфических подразделений изображена в виде схемы (см. рис. 1). В осадочной и осадочно-метаморфической оболочках Земли, очевидно, существует и может быть выделено по такому же принципу еще несколько стратиграфических подразделений более крупного ранга, но в данной работе, посвященной триасовым образованиям, на этом вопросе останавливаться не будем. В мезозойско-кайнозойских бассейнах Азии намечается еще одно более крупное подразделение, состоящее из нескольких (видимо, двух) нексостратомов (галостратом).

Таким образом, «лесенка», «цепочка» основных литмостратиграфических подразделений от простых к сложным и крупным будет выглядеть следующим образом: страт — стратит — стратом — нексостратом — ? Это внешняя ранговая соподчиненность циклостратиграфических подразде-

лений. Внутренняя соподчиненность связана с их внутренней структурой и состоит, как правило, из двух основных частей (нижней и верхней) в стратиграфических подразделениях любого ранга и элементов внутри этих частей. Элементами в этом случае являются подразделения предыдущего, низшего уровня, ранга (правило двойной соподчиненности). Следовательно, подразделения внутренней соподчиненности образуют как бы свою «иерархическую» лестницу: слои — гемистраты — гемистратиты — гемистратомы (свиты) — серии — суперсерии (геминексостратомы) — ? «Цепочкой» это можно назвать лишь условно, в том смысле, что в составе подразделения «низшего» ранга (например, гемистрата), не может быть подразделения более «высшего» ранга (например, гемистрата или гемистратома). Однако, как видно из вышеизложенного, «низшее» подразделение данной группы не переходит в «высшее» непосредственно, а только через подразделения „внешней“ группы (см. рис. 1).

Такой однотипный подход может быть использован в качестве общего, унифицированного для литмостратиграфического расчленения осадочных покровов любого бассейна. Открывается перспектива унификации литологических подразделений на литмостратиграфической основе. Из этого следует, что подразделения данного типа должны занять (среди стратиграфических подразделений) не менее важное место, чем биостратиграфические, найти отражение в Стратиграфическом кодексе СССР (в предполагаемом дополнении к нему).

Литмостратиграфические подразделения состоят из стратоминералитов (рис. 2), т. е. из литологических тел, для выделения которых признак связи во времени не является главным. Они могут быть определены по любому признаку, в том числе (или особенно) легко обнаруживаемому в поле при макроскопическом изучении разрезов и картировании территории. К числу таких признаков отнесем литологический состав слоистых ассоциаций, фациальный облик, цвет, наличие или отсутствие фауны и т. д. и т. п. Типичными стратоминералитами, по нашим представлениям, являются серии, свиты, подсвиты, горизонты, пачки, слои (например, бухарские, сузакские, алайские слои и др.) в современном их понимании. Данная категория стратиграфических подразделений не образует более или менее строгой иерархии. Свиты даже в одном регионе часто не сопоставимы между собой ни по стратиграфическому объему, ни по мощности, ни по площади, ни по многим другим признакам. Это видно из схемы триаса (рис. 3). Можно встретить свиты и равные сериям, и больше серий, и меньше их. Свиты и серии разного возраста совершенно не сопоставимы по временному объему. Так, серии (не говоря уже о свитах мезозойских толщ Сибирской платформы) во много раз меньше свит венд-рифейских толщ. Попытка создать какую-то иерархическую систему из подобного рода стратиграфических подразделений, на наш взгляд, лишена реальной основы.

Стратоминералиты — очень важное звено в системе стратиграфических подразделений, но они имеют свои особенности, отличные от стратоминералитов. В настоящее время стратиграфия созрела для перехода от изучения и выделения простых тел к телам — системам по определенным принципам и правилам.

Некоторые стратоминералиты (свиты, серии) могут перейти в группу стратоминералитов, если они будут выделены как их элементы. Так, суперсерия, серии и свиты в составе триасовых отложений на схеме литмостратиграфии (см. рис. 3) мы выделяем как элементы стратоминералитов, изменив их первоначальные объемы и границы. Тем не менее пока мы их оставляем в категории стратоминералитов, подчеркивая этим важность подразделений данной категории. Видимо, необходимость в стратоминералитах всегда была, есть и будет в связи с затруднениями выделения в некоторых случаях стратоминералитов, во-первых, и решением практических

Биостратиграфические подразделения				Литмостратиграфические подразделения		Восточно-Таймырская фацциальная зона	
Общие		Провинциальные		Стратоциклиты	Стратономиналиты		
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Зона	Подзоны и слои	Стратом	Пад-свита
Т р и а с с о в а я	Верхний	Палеоарктический	Палеоарктический	<i>Tosopecten ellipticus</i>		Тумул-ский	Тумул-ская свита
				<i>Monotis scutiformis</i>			
				<i>Utopiria ussuriensis</i>			
		Корельский	Верхний	<i>Sirenites yakutensis</i>		Осиго-немицкий	Верхняя подсвита
				<i>Neosirenites pentastichus</i>			
				<i>Prototrachyceras semkarense</i>			
				<i>Prototrachyceras omkutchanicum</i>			
	Ладинский	Верхний	Верхний	<i>Nathorstites tenuis</i>		Кульдими-ский	Верхняя подсвита
				<i>Nathorstites lenticularis</i>	<i>Nathorstites mcconnelli</i> <i>Indigites krugi</i>		
				<i>Arctoptychites omol-jensis</i>			
				<i>Longobardites oleskoi</i>			
	Средний	Верхний	Верхний	<i>Frechites humboldtensis</i>		Кульдими-ский	Верхняя подсвита
				<i>Gymnotoceras rotelliforme</i>			
				<i>Malloptychites kotschet-kovi</i>			
				<i>Lenotripites tardus</i>			
				<i>Grambergia taimyrensis</i>	<i>Stenoparapoceras miralite</i> <i>Korogotites evolutus</i>		
	Нижний	Верхний	Верхний	<i>Olenekites spinipicatus</i>		Кульдими-ский	Верхняя подсвита
				<i>Dieneroceras demokidovi</i>			
				<i>Hedenstroemia hedenstroemi</i>			
Т р и а с с о в а я	Средний	Верхний	Верхний			Кульдими-ский	Верхняя подсвита
	Нижний	Верхний	Верхний			Кульдими-ский	Верхняя подсвита
Т р и а с с о в а я	Средний	Верхний	Верхний			Кульдими-ский	Верхняя подсвита
	Нижний	Верхний	Верхний			Кульдими-ский	Верхняя подсвита

Рис. 2. Литмостратиграфическая схема триассовых

задач геологии, во-вторых. Стратономиналиты, возможно, правильнее было бы именовать толщами, пачками, слоями (группа слоев, выделенных по номинальному признаку) и другими, но не свитами, сериями.

Безусловно, процедура выделения стратоциклитов, т. е. тел — систем, связанных во времени, более сложная, чем процедура выделения номинативов (свит, серий, «слоев» и т. д.), но это естественный и неизбежный путь развития (от простого к сложному) любой науки. Простые тела, сви-

Лено-хатангская область			
Усть-Анабарская фацциальная зона		Лено-оленинская фацциальная зона	
Усть-Анабарская фацциальная зона	Анабарский залив	Усть-Оленевский район (р. Стан-Хайа-Юрага, мыс Тумул, нижнее течение р. Оленек)	
		Дельта р. Лены и побережье Оленевского залива (поселки Улахан-Крест, Вистанак-Хачо, р. Таас-Крест)	
		Нижнее течение р. Лены (о-в Таас-Ары, мыс Чекурского)	
	Чайдахская свита	Тумул-ская свита 7м	
		Верхняя подсвита 20м	
		Верхняя подсвита 40м	
		Средняя подсвита 20м	
		Нижняя подсвита 15-25м	
		Осилайская свита 3-30м	
		Осилайская свита 3м	
Усть-Анабарская фацциальная зона	Гуримисская свита	Тумул-ская свита 20м	
		Верхняя подсвита 20м	
		Средняя подсвита 10м	
		Нижняя подсвита 15м	
		Осилайская свита 10м	
		Осилайская свита 15-20м	

отложений севера Средней Сибири.

ты, серии и т. д. и их выделение — вчерашний день стратиграфии. Уже сегодня и тем более завтра необходимо „превратить“ осадочные бассейны в иерархическую систему тел — систем, паракристаллов (стратоциклитов). Эта более сложная процедура делает стратиграфию более простой, а главное, открывает путь к унификации и закрывает дверь все возрастающему (как снежный ком) потоку новых и новых свит с собственными названиями. Возрастающее число новых свит не что иное, как возрастающий информационный «шум», и системный подход является естественной защитной реакцией против него.

Система	Отдел	Ярус	Поярус	Корреляция местных		
				Лена		
				Восточно-Таймырская процессуальная зона	Усть-Анабарская процессуальная зона	Лена -
Трассовые	Верхний	Парисский	Нижний	1-Мыс Цветикова	2-Анабарский залив	3-Усть-Оленякский район
				Тумулская свита 10м		Тумулская свита 20м
				Верхняя подсвита 130м		Верхняя подсвита 35м
				Средняя подсвита 60м	Чайдахская свита	Средняя подсвита 20м
				Нижняя подсвита 60м	90м	Нижняя подсвита 25м
	Средний	Лодовский	Нижний	Осинойская свита 60м	Осинойская свита 80-90м	Осинойская свита 3м
				Верхняя подсвита 90м		
				Средняя подсвита 70м		
				Нижняя подсвита	Гурмакская свита	
				125м	80м	Степной-Хайлакская свита 15м
	Нижний	Амурской	Верхний	Верхняя подсвита 90м		
				Нижняя подсвита	Песчано-глинистая толща	
				145м	90-140м	210м
				Прибрежная свита 25м	Постолская свита 30-50м	Постолская свита 21-40м
				Восточно-таймырская свита 80м	Восточно-таймырская свита	Восточно-таймырская свита
Нижний	Оленякский	Нижний	Верхний	165м	до 30м	2160м
				Центральная свита 115м		Чекановская свита 55-65м
				Нижняя свита 150м		Улахан-Курьская свита

Рис. 3. Стратиграфическая схема триасовых

СХЕМА ЛИТМОСТРАТИГРАФИИ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

По ряду причин, в том числе и потому, что подобная схема предлагается впервые, на ней будет показан только один ранг стратотактион-стратомы и их части, половины (гемистратомы). В дальнейшем она может

стратиграфических подразделений

- Хатангская область

Оленокская процессуальная зона		Буур-Оленокская процессуальная зона	
4-Дельта р. Лены, Оленокский залив	5-Нижнее течение р. Лены	6-Нижнее течение р. Буура, р. Ньингобыт	7-Среднее течение р. Буура
Тумулская свита 7м	Тумулская свита 4м		
Верхняя подсвита 20м	Верхняя подсвита 20м		
Средняя подсвита 10м	Средняя подсвита 10м		
Нижняя подсвита 15м	Нижняя подсвита 15м		
Осинойская свита 10м	Осинойская свита 15-20м		
Турс-Ольжонская свита 35м	Турс-Ольжонская свита 8м		
Улахан-Курьская свита	Улахан-Курьская свита		
Постолская свита 150м	Постолская свита 150м		
Восточно-таймырская свита 170м	Восточно-таймырская свита 170м		
Чекановская свита 30м	Чекановская свита 30м		
Улахан-Курьская свита >40м	Улахан-Курьская свита >40м		
		Верхняя подсвита 12м	Верхняя подсвита 4м
		Нижняя подсвита 5м	Нижняя подсвита 4м



отложений севера Средней Сибири.

быть детализирована в отображенном стратитов, а в случае необходимости — и страт. Весь разрез триаса является частью (видимо, верхней половиной) пермо-триасового нексостратома. Однако этот вопрос нами детально не прорабатывался, и данное высказывание можно считать предположительным, исходя из подмеченных общих закономерностей строе-

ния крупных циклитов и макроскопического исследования пермских толщ в районе мыса Цветкова.

Из стратоминералитов можно выделить следующий «соподчиненный» ряд подразделений (от более масштабных к менее масштабным): серии (суперсерии, серии, подсерии), свиты, подсвиты. Нередко в свитах и подсвитах выделяются пачки (например, станхайская в составе улахан-крестовской свиты триаса Усть-Оленекского разреза), толщи. Так, при исследовании юрских разрезов данного региона палеонтологам и палеоэкологам удобно было весь разрез расчленить на литологические пачки и к ним «привязывать» свои наблюдения. Свиты до последнего времени здесь не были в большом почете у стратиграфов, и вся работа велась на уровне пачек.

Описываемую ниже схему (см. рис. 2), составленную с использованием принципа литмичности, будем сравнивать с упоминавшейся схемой 1978 г. (см. рис. 3), принятой в качестве официальной схемы стратиграфии триасовых отложений рассматриваемого региона. Этот прием позволит показать отличие традиционного и нетрадиционного планов. Чтобы новую схему было легче воспринимать, целесообразно сохранить принятые ранее (см. рис. 2) названия литостратиграфических подразделений (по не объема и границы).

Основными литмостратиграфическими подразделениями в подгруппе стратоциклитов будут стратомы и гемистратомы. Вопрос об их названиях, собственных именах пока не разработан. В данной статье, как и ранее [5], стратомам даются двойные названия — возраста и основных принятых литостратиграфических подразделений. Если стратом включает несколько свит, то название дается по двум: нижней и верхней. Нередко по простиранию одна свита переходит в другую и т. д. В таком случае выбирается одна из них по принципу наибольшей распространенности и благозвучности. Эти правила и использованы при образовании названий стратомов.

В наиболее полных разрезах триасовых образований исследуемого региона выделяется четыре с половиной мезоциклита [3]. Следовательно, пользуясь изложенными выше правилами, необходимо выделить столько же стратомов в следующих объемах (снизу вверх): 1) инд-оленекский, или чекановско-пастахский; 2) анизийско-ладинский (?), или улахан-крестовский; 3) ладинский, или кульдиминский; 4) карийско-норийский; или осипайско-немцовский; 5) норийско-рэтский (?), или тумульский (см. рис. 2).

Каждый из них делится на два гемистратома — нижний и верхний, соответствующие частям мезоциклита. Вопрос о целесообразности присвоения гемистратомам собственных имен следует обсудить. Пока мы оставили за ними названия «нижний» и «верхний».

По стратиграфическому объему стратомы «закаты» между ярусом (или несколькими меньше) и двумя ярусами. Если общая продолжительность триаса оценивается в 50 млн. лет, то средняя продолжительность формирования одного стратомы составляет порядка 11 млн. лет.

При определении стратиграфического объема и границ стратомов мы полностью полагаемся на результаты биостратиграфических исследований, выполненных под руководством А. С. Дагиса.

Кешинско-пастахский стратом на схеме (см. рис. 2) показан в полном объеме индского и оленекского ярусов. Внешние границы стратомы совмещены с внешними границами названных ярусов. Однако это совмещение не доказано и его скорее можно считать предположением, удобным для практики (именно этот мотив практического удобства является главным при совмещении био- и литмостратиграфических границ). Нижняя граница стратомы совмещена с нижней границей кешинской (на западе) и улахан-юряхской (в центральных и восточных районах) свит. Иногда

эта граница выражена чрезвычайно резко, например в разрезе мыса Цветкова, где она проводится по подошве туфокогломератов.

Отнесение к индскому ярусу кешинской и улахан-юряхской свит условное. Породы этих свит не содержат остатков фауны (кроме редких фораминифер), позволяющей датировать их возраст. Поэтому графы провинциальных биостратиграфических подразделений (провинциальных зон, подзон и слоев с фауной) пусты. Насколько нам известно, нет фауны и в подстилающих отложениях, относимых к пермскому возрасту. Граница между пермскими и триасовыми образованиями проводится не по биостратиграфическим данным, а по структурным, литологическим, поэтому нуждается в дальнейшем обосновании. Не исключено, что к нижнему стратому относится лишь часть образований индского яруса. Этот вопрос может быть решен при исследовании непрерывных разрезов пермо-триасовых отложений, содержащих фауну.

Верхняя граница рассматриваемого стратомы совмещена с кровлей прибрежной (мыс Цветкова) и пастахской (Усть-Оленекский и другие районы) свит, переходящих одна в другую по простиранию.

На схеме (см. рис. 4) она показана в качестве границы между оленекским и анизийским ярусами. Это ее стратиграфическое положение более обоснованно, чем положение нижней границы, но тем не менее условно.

В ряде разрезов (Восточно-Таймырский, в низовьях Лены и др.) на этом уровне наблюдаются перерыв и размыв. Мощность пастахской свиты измеряется от 0—30 до 140—150 м. Биостратиграфические подразделения здесь выделены условно на уровне подъярусов и зон. Подзоны и слои с фауной не выделяются. Точность проведения этой границы стратомы на уровне точности выделения зон.

Анализ стратиграфической схемы (см. рис. 2, 3) свидетельствует о том, что структурная (с размывом и перерывом) литологическая граница на данном стратиграфическом уровне прослеживается на огромной территории бассейна (можно сказать, повсеместно). В то же время внутри стратомы происходят довольно существенные изменения, нашедшие отражение в количестве (от двух до пяти) свит по вертикали и смене одной свиты другой по латерали. Это позволяет сделать вывод о возрастном скоплении (диахронности) внутренних границ стратомы. С некоторой долей условности к нижнему гемистратому отнесены кешинская свита и нижняя подсвита улахан-юряхской свиты.

К верхнему гемистратому, следовательно, относятся цветковская, восточнотаймырская, йстанахская, чекановская, преображенская и пастахская свиты. Оправдано ли такое обилие свит в одном гемистратоме? Думается, что нет. Номинальные тела, названные в данном случае свитами, можно было бы выделить в качестве толщ и пачек в составе одной свиты, одного гемистратомы.

Считая в данной схеме (см. рис. 3) свиты стратоминералитами, мы их оставили, но в дальнейшем, при переводе в разряд стратоциклитов, их необходимо заменить подсвитами, толщами, пачками без собственных имен.

С позиций принципа литмичности совершенно не правомерен размыв в объеме всего индского и части оленекского ярусов, показанный на схеме (см. рис. 3) в разрезе Анабарского залива, Чекуровки и Тас-Ары. Здесь необходимы дальнейшие исследования. Вызывает также сомнение показанный перерыв под битуминозными известняками и аргиллитами чекановской свиты.

По нашим представлениям, данная толща — финально-прогрессивная часть субмезоциклита. Ее базальными слоями являются песчаники верхней части улахан-юряхской свиты. Следовательно, их правильнее считать нижней пачкой чекановской свиты. Возможно, они (а не битуминозные породы) ложатся с небольшим размывом на нижележащие.

Мощность кешинско-пастахского стратомы изменяется от 390—400 до 540 м (см. рис. 2).

Улахан-крестовский стратом выделяется в объеме большей части одноименной свиты в восточных районах региона, во всем объеме моржовской свиты и некоторой части кульдиминской в разрезе мыса Цветкова. Даже на этом примере легко убедиться, что свиты одного района и одного разреза не сопоставимы по стратиграфическому объему и объему, занимаемому в стратоме. В нижнем стратоме, как уже отмечалось, их до пяти, а в данном — одна (моржовская), даже часть свиты (улахан-крестовская).

Нижняя граница, как отмечалось, структурно выражена довольно отчетливо практически во всех разрезах. Верхнюю мы совмещаем с подошвой стан-хайской существенно песчаной пачки, относимой условно к самым верхам анизийского яруса. Однако в разрезе мыса Цветкова стратиграфическим аналогом этой пачки мы считаем пачку переслаивания песчанников и алевролитов в средней части нижнекульдиминской подсвиты. По подошве этой пачки А. С. Дагис и А. М. Казаков проводят границу анизийского и ладинского ярусов. Но достаточных биостратиграфических данных для такого положения границы нет, поэтому эта пачка, как и стан-хайская, условно отнесена на схеме (см. рис. 3) к самым верхам анизийского яруса. В дальнейшем необходимо еще более детально исследовать положение данных отложений в структуре стратомы.

Граница между нижним и верхним гемистратомом отчетливая. В разрезе мыса Цветкова она совпадает с границей подсвит, в других — проходит внутри улахан-крестовской свиты. Говоря о внутреннем содержании данного стратомы, нельзя не заметить одного общего противоречия в выделении моржовской и улахан-крестовской свит. Та и другая включают в себя разнофациальные образования крупной нижнеанизийской трансгрессии и не менее значительной (равноценной) средне-верхнеанизийской регрессии. Противоречие еще больше возрастает в связи с тем, что улахан-крестовская свита (ее верхняя часть) соответствует объему еще одного, ладинского (кульдиминского) стратомы. Следовательно, в одном случае свита соответствует части (1/2—1/5) стратомы, в другом — целому, а в третьем — двум стратомам. Конечно, такие тела могут быть отнесены только к категориям стратомоминиалитов, правомерность выделения которых в показанных объемах вызывает сомнение.

Одно из основных требований, предъявляемых к выделению свит — литолого-фациальная однородность, общность. В случае с улахан-крестовской свитой этот принцип явно нарушен дважды, так как она включает образования двух крупных трансгрессий и такого же количества регрессий. Правило неполноты стратиграфической летописи позволяет предполагать наличие внутри этой толщи скрытого перерыва и, может быть, даже размыта. Мощность стратомы до 135 м.

Кульдиминский стратом охватывает образования ладинского яруса и, видимо, самые верхи анизийского (см. рис. 2), в разрезе мыса Цветкова — весь объем кульдиминской свиты, в более восточных районах — стан-хайскую пачку и верхнюю часть улахан-крестовской свиты. При выделении названных свит, так же как и в предыдущем случае, нарушено требование фациальной однородности. Так, кульдиминская свита включает трансгрессивные и регрессивные образования целого мезоциклита. Нижний и верхний гемциклиты довольно отчетливо выделяются в разрезах всех обнажений. В ряде разрезов (Ыстаннах-Хочо, Стан-Хайа, Туара-Хаята) наблюдается явный разрыв и совершенно очевидный «срез» верхнего (регрессивного) гемистратомы. В разрезе мыса Тумул верхний гемистратом (и, вероятно, частично нижний) полностью размыт. Мощность стратомы 100 м и более.

Осипайско-немцовский стратом. Его нижняя граница проводится по подошве повсеместно прослеживающейся и, как правило, маломощной

осипайской свиты. Нередко в основании образований этой свиты наблюдаются прослои гравелито-галечника и мелкообломочного конгломерата. Основной объем стратомы составляют породы немцовской (мыс Цветкова) и чайдахской (восточные районы) свит. Верхняя граница проводится по поверхности размыта в кровле данных свит. Этот разрыв картируется во всех исследованных разрезах.

Палеонтологические данные позволяют предполагать, что эта граница проходит внутри нижненорийского подъяруса. В стратоме очень ярко выделяются нижний и верхний гемистратомы, соответствующие осипайской (нижнему) и немцовской, а в восточных районах чайдахской свитам, которые соответствуют прогрессивной (трансгрессивной) и регрессивной части МЗЦКЛ. При выделении этих свит довольно строго соблюден принцип фациально-литологической однородности. Исходя из изложенных выше представлений о положении перерывов и размытов в структуре МЗЦКЛ, показ перерыва и размыта в основании осипайской свиты считаем не обоснованным. Это размыта ниже лежащих образований. Мощность стратомы от 55 до 310 м.

Тумулский стратом (норийско-геттангский) нигде не наблюдался в полном объеме. В основании слагающей его нижнюю часть тумулской свиты в изученных разрезах, как правило, наблюдаются прослои и слои гравелито-галечника и конгломерата (мысы Цветкова, Тумул, Туара-Хаята). В разрезе мыса Тумул в составе слагающих его образований обнаружена фауна норийского яруса. Рэтский возраст верхней части определяется нами на основании общих закономерностей строения стратомов. Тумулская свита — это нижний гемистратом, а верхний, как правило, по объему не меньше.

Таковы основные черты стратомов триасовых отложений данного региона.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Все триасовые образования представляют, видимо, половину неостратомы и могут быть выделены в самостоятельную серию (хатангскую). Возможно, ее следует разделить на две подсерии (нижнюю и верхнюю) с объемом примерно по два стратомы в каждой (см. рис. 2). В нижней подсерии намечается явно обособленная эффузивно-осадочная толща, характерной особенностью которой является наличие эффузивных образований (кешинская, цветковомысская и восточнотаймырская свиты). Нужны ли такие крупные подразделения стратоминиалитов? Вероятно, нужны для обобщений в крупном плане, для выявления закономерностей размещения полезных ископаемых, связанных с подобными образованиями, и т. д.

Представляется, что свита по своему объему и принципу выделения, как уже отмечалось, должна соответствовать гемистратому, т. е. половине мезоциклита. В данном случае она перейдет из категории стратоминиалитов в категорию стратоминиалитов, точнее, их элементов. Используя традиционный язык литостратиграфических подразделений, подсвитами можно было бы называть части гемистратомов, соответствующие гемимезоциклитам. Такой подход позволил бы унифицировать процедуру выделения свит и подсвит. Однако он сложнее общепринятого метода выделения тел данного типа по самым различным признакам, главным образом по принципу удобства, простоты (кажущейся) выделения и картирования.

Рассматривая проблему принципов выделения литостратиграфических подразделений, нельзя обойти молчанием давно поставленный геологами вопрос: что же можно и нужно картировать в поле при геологической съемке?



Картировать можно все, но наиболее целесообразно — стратоциклиты. Ранг картируемых циклитов определяется детальностью, масштабом съемки или поисково-разведочных работ. Чем детальней работы, тем ниже ранг стратоциклитов. При поисково-разведочных работах во многих угленосных бассейнах уже картируются страты и изучаются их элементы (слои угленосные, неугленосные), их морфология, вещественный состав, концентрация органического вещества и т. д. Для нефтяников пока в большинстве бассейнов главным объектом являются стратомы и их части. При этом возникает всегда бывший и оставшийся остродискуссионным вопрос о «скольжении» литостратиграфических подразделений, в том числе свит, стратомов и др. Представляется, что в недалеком будущем он может получить однозначное решение на основе системно-структурных исследований ПА. Некоторые соображения по этому вопросу могут быть высказаны уже и сейчас.

Скользят или не скользят во времени границы литостратиграфических подразделений? Однозначный ответ, да или нет, был бы неправильным, хотя именно так поступают нередко исследователи. На многих стратиграфических схемах (например, схема мезозойских отложений Западной Сибири) свиты не скользят, их границы изохронны. В последнее время все больше и больше исследователей (М. Л. Халфин, Ф. Г. Гурари, В. Е. Савицкий, А. В. Гольберт и многие другие) утверждают, что границы свит скользят. Кто же прав? И те и другие, но и ни те и ни другие.

На примере литостратиграфических подразделений триаса, рассмотренных выше, юрских и неокомских подразделений данного, Западно-Сибирского, а также палеогеновых — Ферганского бассейнов, можно сделать некоторые выводы.

У стратомов (равно как и у другого ранга стратоциклитов) одни границы изохронные (или, точнее, более изохронные), другие — диахронные, скользящие. Изохронными являются внешние границы стратомов (особенно нижние). По данным палеонтологов, если такие границы и скользят, то незначительно, в пределах местной подзоны или слоев с фауной, т. е. в пределах точности биостратиграфического метода.

Совершенно очевидно, что граница между гемистратомами скользящая, так как она отражает «скольжение» фацialsных комплексов отступающего моря. Если она совпадает с границей (по ней проводится граница) свиты, то у свиты граница будет скользящей. Подтверждением данного положения в рассмотренных выше разрезах будет скользящая граница между осипайской и немцевской, осипайской и чайдахской свитами. В то же время подошва осипайской свиты, совпадающая с подошвой осипайско-немцевского стратомы, будет изохронной так же, как подошва тумулской, моржовской и других свит.

Если свиты выделены так, что их границы не совпадают с границами стратомов (и другого ранга стратоциклитов), то обе они будут скользящими. В разрезе триаса к таким свитам можно отнести цветковскую, восточнотаймырскую, йстаннахскую и терютехскую свиты.

Поскольку в стратиграфии, как и вообще в геологии, более важными являются изохронные поверхности, то это еще один аргумент в пользу необходимости и важности картирования стратоциклитов, в частности стратомов. Из двух внешних поверхностей стратомов, как уже отмечалось, более изохронной будет нижняя, так как в периферийных районах бассейна и на крупных конседиментационных поднятиях верхняя часть стратомы может быть размита. Ярким примером в разрезе триаса можно считать кульдиминский стратом, у которого в ряде разрезов размиты средневерхнеладинские отложения.

Таким образом, у литостратиграфических подразделений есть относительно изохронные и неизохронные, скользящие границы. Внешние границы более изохронные, внутренние — скользящие. Из внешних гра-

ниц более изохронной будет нижняя. Ее-то и необходимо отыскивать и картировать при геологической съемке и различного рода поисково-разведочных работах. Именно такие границы являются основными при структурных и палеоструктурных построениях. Накопленные данные и некоторые теоретические соображения позволяют сделать следующий вывод: чем ниже ранг циклостратиграфического подразделения, тем меньше стратиграфический диапазон скольжения как внешних, так и внутренних границ. На уровне страт даже внутреннее скольжение существующими методами практически неуловимо.

Как следует из вышесказанного, с возрастным скольжением границ тесно связаны перерывы и размывы, поэтому на этом вопросе целесообразно, остановиться специально.

Перерывы и размывы в осадконакоплении установлены практически в бассейнах любого типа и возраста. Несмотря на это, они «представляют наименее изученную область стратиграфии» [9].

По представлениям ряда стратиграфов, в сохранившихся на сегодня осадочных толщах того или иного бассейна запечатлена лишь часть геологической истории. Так, Д. В. Наливкин в работе [9, с. 10] отмечает, что абсолютный возраст фанерозойских толщ 600 млн. лет. «Из них на осадконакопление достаточно 60 млн. лет. Куда же девались остальные 540 млн. лет? Ответ пока может быть только один — на перерывы в осадконакоплении».

В этой связи обращает на себя внимание тот факт, что на многих официальных стратиграфических схемах отсутствуют перерывы. Нет, например, их внутри мезозойских толщ на схемах Западной Сибири. Подобные представления находятся в явном противоречии. Отсутствие в разрезах «материальных» следов значительного геологического времени давно получило право принципа (закона) неполноты геологической (стратиграфической) летописи.

Перерывы можно разделить на две крупные группы: 1) перерывы, связанные с некомпенсированным осадконакоплением и прекращением осадконакопления в глубоких, а главное, удаленных от береговой линии и источника сноса, зонах бассейна и 2) перерывы, возникающие при избыточном осадконакоплении, при перекомпенсации, а также в результате поднятия территории и эрозионного среза ранее накопившегося осадка.

Безусловно, это деление грубое, и есть немало случаев, когда перерывы не укладываются в данные группы. Например, перерывы и размывы осадков в глубоководных частях морей и океанов в результате сильных подводных течений, оползневых процессов, различных катастрофических явлений типа тайфунов, смерчей и т. д., способных нарушать нормальный ход седиментационного процесса. Классификация перерывов до сих пор слабо разработана.

Системно-структурный подход к анализу породно-слоевых ассоциаций позволяет решить ряд вопросов, связанных с перерывами. Так, зная структуру циклитов, можно определить место и стратиграфическое положение перерывов обеих групп. Перерывы первой группы будут приурочены к верхней части прогрессивного гемициклита (гемистратомы), второй — венчать циклостратомы, т. е. это границы между циклитами (стратомами). Полученный в последние годы материал подтверждает ранее сформулированное правило — чем крупнее седиментационный цикл, тем крупнее перерыв (по крайней мере, по площади). Это дает возможность установить в разрезе как место основных перерывов и размывов, так и их ранг. Выделив в разрезе триаса мезоциклиты, мы тем самым определили и стратиграфическое положение пяти мезоперерывов: 1) в основании триаса (на границе с пермскими отложениями); 2) в самой верхней части оленекского яруса (между пастахской и улахан-крестовской свитами); 3) в верхней части анзийского яруса; 4) на границе ладинского и кар-

нийского яруса (кульдиминской и осипайской свит); 5) в низах карнийского яруса (на границе немцовской и тумулской свит).

Судя по всему, тумулским мезоциклитом заканчивается комплекс крупного цикла и его венчает макроперерыв, который принято считать перерывом между триасом и юрой. На самом деле этот перерыв мог наступить в начале юрского периода (возможно, в конце рэтского века). В результате этого крупного перерыва (макроперерыва) повсеместно размыты рэтские и средне-верхненорийские образования, а во многих районах — полностью порийские и отчасти карнийские (нижнее течение р. Лены), а также ладийские, анизийские и даже оленекские (среднее течение р. Бура, нижнее течение рек Ныыкаабат и Бура). По нашим представлениям, это перерыв такого же ранга, как и в конце неокома (в предапт-альбское время).

Поскольку перерывы этого типа связаны с регрессиями, то, зная общую тенденцию развития и положение стратомов в нексостратоме, можно наметить тенденцию в величине (интенсивности) перерывов и размывов по стратиграфическому разрезу. В рассматриваемом разрезе триаса стратиграфический диапазон размывов отложений будет возрастать от нижнего перерыва к верхнему, что мы и пытались отразить на стратиграфической схеме, изменив в некоторых местах положение границ перерывов и показав в ряде случаев, где их нет на принятой схеме (см. рис. 2).

Учитывая общий характер возрастания контрастности перерывов между стратомами (от пятого к девятому стратому), можно сформулировать еще одно правило контрастности перерывов: чем выше (от пятого к девятому) стратом в нексостратоме, тем контрастней (ярче) проявляется перерыв и размыв.

Вопрос о принципах и правилах выделения, диагностики перерывов, связанных с некомпенсированным осадконакоплением, разработан еще слабо. В условиях гумидного типа осадконакопления эти перерывы должны быть связаны глинистыми толщами небольшой мощности. В МЗЦКЛ такими образованиями являются прогрессивные (точнее, финально-прогрессивные) части гемциклита (нижние гемистратомы). Это финально-трансгрессивные образования, формировавшиеся в максимум тектонического покоя, выравнивания прилегающей к морю суши и при минимальном поступлении с нее обломочного материала. Об этом свидетельствуют мощности нижних гемистратомов, которые в 4—5 раз меньше мощности верхних гемистратомов, хотя продолжительность их формирования, вероятно, нередко была одинаковой. Именно в нижне-среднеанизийском, нижнеладийском, нижнекарнийском и нижне-средненорийском гемистратомах можно предполагать наличие скрытых перерывов первой группы, т. е. перерывов, связанных с некомпенсированным осадконакоплением. Одним из основных методов их выявления, видимо, должен быть детальный биостратиграфический анализ совместно с комплексом промыслово-геофизических данных.

В разрезе мезозойских толщ Западной Сибири примером толщ явно некомпенсированного характера образования со скрытыми перерывами являются баженовская, кошайская, викуловская и другие свиты. Некомпенсированность в этом бассейне усиливалась огромной его площадью.

Не исключено, что уникальное свойство баженовских аргиллитов быть коллектором (а не только экраном) в какой-то мере связано и с наличием не одного, а нескольких перерывов внутри свиты. Внутренняя неоднородность (при кажущейся внешней однородности), наличие резких геофизических границ свидетельствуют в пользу предположения. Пока никем, нигде и ни на одной схеме стратиграфии они не показаны. Это совсем не того типа перерывы, о которых пишут Г. М. Таруц, Е. А. Гайдебурова [11], связывая их с зоной мелководья и размывами.

Безусловно, рассмотренный подход к исследованию перерывов, установлению их иерархии и положения в разрезе лишь один из возможных в решении, по словам Д. В. Наливкина [9], одной «из основных задач современной стратиграфии». Нам он представляется довольно эффективным, достаточно объективным и, в определенной мере, универсальным, а следовательно, конструктивным.

Знание, обоснованный прогноз стратиграфического положения перерывов — весьма важное условие не только для правильного понимания геологического строения региона, но и для прогноза полезных ископаемых, связанных с над- и подперерывными толщами (бокситы, фосфориты, нефть, битумы и т. д.). В частности, мы склонны придавать перерывам и толщам (над- и подперерывным) важное значение в формировании крупных зон нефтегазоаккумуляции.

Таким образом, сравнивая две региональные схемы триасовых отложений, одна из которых составлена традиционно (см. рис. 2), а вторая (см. рис. 3) с использованием правил и принципов литмичности, нетрудно в последней увидеть существенные отличия, являющиеся немаловажными при расшифровке геологического строения региона и выявлении закономерностей размещения полезных ископаемых.

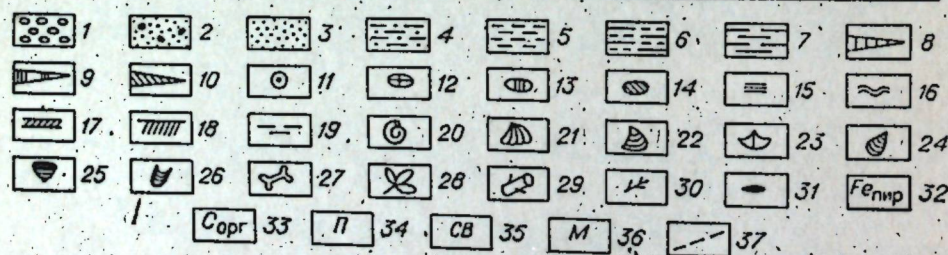
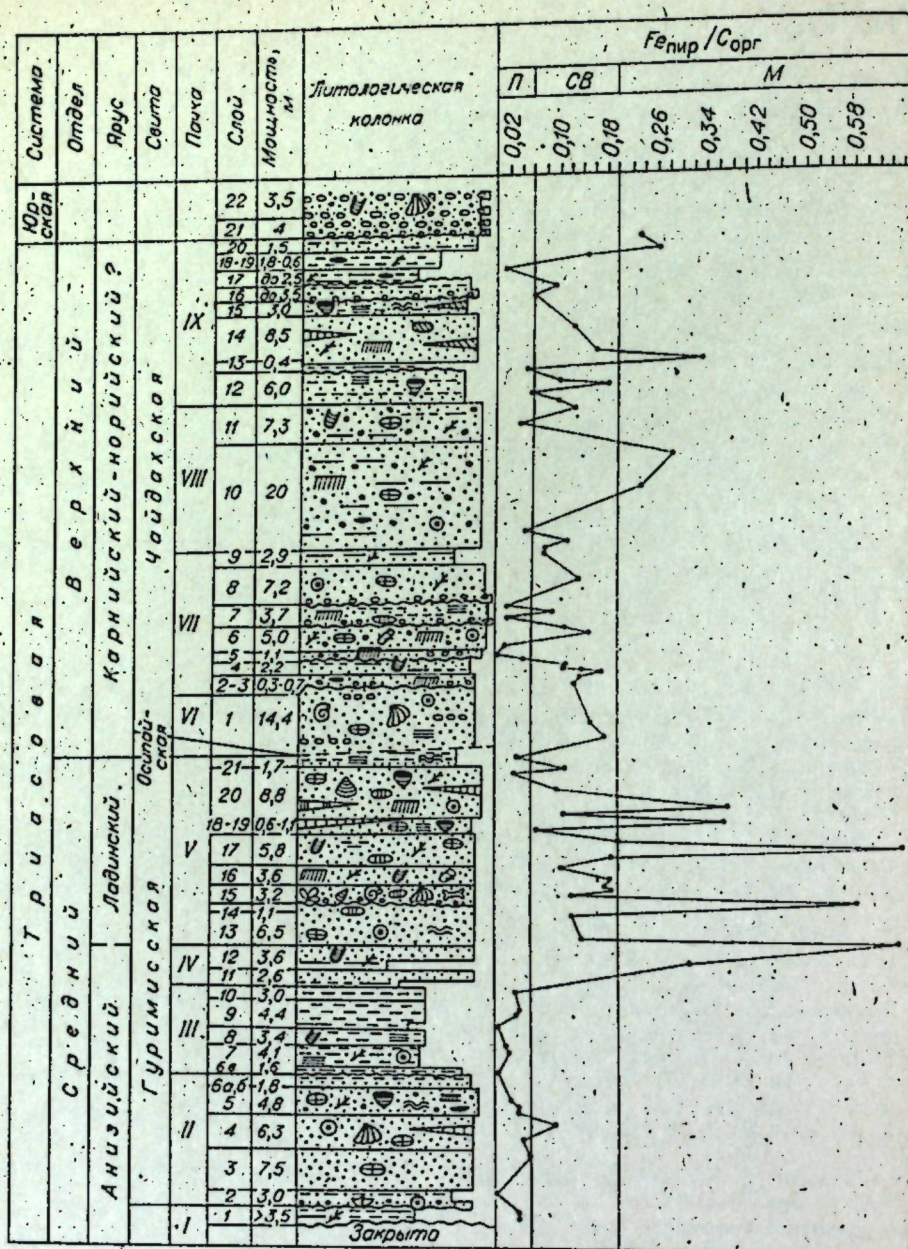
ЛИТЕРАТУРА

1. Зубаков В. А. Ритмостратиграфические подразделения. Проект дополнений к «Стратиграфическому кодексу СССР». Л., ВСЕГЕИ, 1978. 71 с.
2. Казаков А. М., Дагис А. С., Карогодин Ю. Н. Литостратиграфические подразделения триаса севера Средней Сибири. — В кн.: Био- и литостратиграфия триаса Сибири. М.: Наука, 1982.
3. Карогодин Ю. Н. Особенности структуры породно-слоевых ассоциаций (циклитов) триасовых толщ северных прогибов Центральной Сибири в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. — В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Енисей-Хатангского седиментационного бассейна. М.: Наука, 1982.
4. Карогодин Ю. Н. Итоги Всесоюзного совещания «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения залежей нефти и газа». — Геол. и геофиз., 1981, № 6, с. 152—154.
5. Карогодин Ю. Н., Малашенков Г. Н., Саидходжаев Ш. Г. Цикличность и нефтегазоносность палеогена Северного Таджикистана. Новосибирск: Наука, 1981, с. 218.
6. Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1980. 342 с.
7. Карогодин Ю. Н. Принципы цикличности (литмичности) в стратиграфии. — В кн.: Проблемные вопросы литостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 79—91.
8. Карогодин Ю. Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. М.: Наука, 1974. 176 с.
9. Наливкин Д. В. Проблемы перерывов. — В кн.: Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1976, с. 10—21.
10. Стратиграфический кодекс СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 79 с.
11. Таруц Г. М., Гайдебурова Е. А. Строение нефтегазоносных отложений баженовской свиты. — В кн.: Цикличность осадконакопления нефтегазоносных бассейнов и закономерности размещения залежей. Новосибирск: ИГГ, 1978, с. 80—97.

А. А. Дагис, А. С. Дагис, А. М. Казаков,
Н. И. Курушин, З. И. Булатова, Н. К. Мозучева

СТРАТИГРАФИЯ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОБЕРЕЖЬЯ АНАБАРСКОГО ЗАЛИВА

Триасовая система в Усть-Анабарском районе обнажается лишь в своей верхней части на побережье Анабарского залива (мыс Анкрат). Низы ее вскрыты буровыми скважинами при нефтепоисковых [5—7, 9] и геолого-съемочных (проводившихся Г. К. Видминым-Любзиным и др. в 1970—1971 гг.) работах.



Лито-геохимическая колонка средне-верхнетриасовых отложений мыса Анрат.
 1 — конгломераты; 2 — песчаники средне-мелкозернистые; 3 — песчаники мелкозернистые; 4 — алевролиты крупнозернистые; 5 — алевролиты разнозернистые; 6 — алевролиты мелкозернистые глинистые; 7 — аргиллиты алевролитовые; линзы: 8 — известковых песчаников; 9 — фосфоритовых песчаников; 10 — сидеритовых песчаников; 11 — бобовины лептохлоритов; конкреции; 12 — известняки; 13 — фосфоритовые; 14 — сидеритовые; слоистость: 15 — горизонтальная; 16 — волнистая; 17 — косая мелкая; 18 — косая крупная; 19 — неясная горизонтальная; органические остатки: 20 — аммоноидеи; 21 — двусторонние морские; 22 — двусторонние пресноводные; 23 — брахиоподы; 24 — конхостраки; 25 — фораминиферы; 26 — ходы илюдов; 27 — кости позвоночных; 28 — флоритное; 29 — обломки древесины; 30 — растительный детрит; 31 — углистые линзочки; 32 — железоморские; 33 — углерод органический; фашины: 34 — пресноводные; 35 — солоноватоводные; 36 — тектоническое нарушение.

Триас начинается, видимо, с верхнего оленёка. В низах его залегают до 30 м аргиллиты темно-серые и коричнево-серые массивные монтмориллонит-гидрослюдистые с остатками аммоноидей *Sibirites cf. eichwaldi* Mojs., *Olenekites* sp. (зона *Olenekites spiniplicatus*), в основании отмечается невыдержанный (0—10 м) базальный горизонт, представленный линзами конгломератов, песчаников зеленовато-серых неравномернозернистых косослоистых полевошпато-кварцево-граувакковых с глинистым, иногда цеолитовым и известковым цементом. Эта часть разреза отнесена к кыстанской свите [4].

Выше (30—50 м) прослеживаются аналогичные по составу нижележащим темно-серые волнистослоистые алевролиты, переслаивающиеся с зелеными мелкозернистыми песчаниками, выделяемыми в пастахскую свиту.

Перекрывающая их толща (до 140 м) представлена неравномерным чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников, точный характер которого по площади не установлен. Песчаники мелко- и среднезернистые полимиктовые, реже полевошпато-кварцевые; ортогудфиты, алевролиты полевошпато-кварцевые с хлоритовым, гидрослюдисто-хлоритовым, иногда с кальцитовым, сидеритовым, цеолитовым цементом. Аргиллиты хлорит-гидрослюдистые. По всему разрезу встречаются остатки двустворок *Bakevella* ex. gr. *arctica* Kirg. По положению в разрезе эта песчано-глинистая толща может быть отнесена к анзийскому ярусу и сопоставляется скорее всего с моржовской свитой Восточного Таймыра [4].

Более высокие горизонты триаса обнажаются в береговых обрывах Анабарского залива у мыса Анрат. Этот единственный разрез, являющийся стратотипом двух свит — гуримисской и чайдахской, до настоящего времени не был детально изучен, его трактовка включала ряд неясных вопросов. В 1978 г. разрез был ревизован А. С. Дагисом, А. А. Дагис и Н. И. Курупиным. Лито-петрографическое и геохимическое изучение пород проведено А. М. Казаковым (см. рисунок). Определения фауны выполнены: А. С. Дагисом — аммоноидей, Н. И. Курупиным — двустворок, З. И. Булатовой — фораминифер; Н. К. Могучевой — флоры.

АНИЗЬСКИЙ ЯРУС

Пачка I (сл. 1; 3,5 м). Обнажение начинается глинистыми алевролитами, венчающими песчано-глинистую толщу. Алевролиты темно-серые, коричневатые мелкозернистые с незначительным участием крупных зерен, глинистые мелкооскольчатые неслоистые с мелким растительным детритом. В составе много хлоритов и хлоритизированных обломков, кроме того кварц, полевые шпаты, обломки кремнистых пород, хлоритизированный биотит, зерна фосфоритов. Цемент (40—50%) хлорит-гидрослюдистый.

ГУРИМИССКАЯ СВИТА

Пачка II (сл. 2—66; 23,5 м). Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые, прослоями разнозернистые массивные, иногда горизонтально-волнисто- и косослоистые, в нижней и верхней частях с прослоями песчаных и глинистых алевролитов. В пачке заключены известковые конкреции — круглые, овальные, гроздевидные, веретено- и караваеобразные (от 7—10 см до 0,7 м в диаметре), линзы песчаных известняков, прослои ракушечников, остатки двустворок, брахиопод, мелкий растительный детрит. Контакт с подстилающими отложениями резкий волнистый.

Состав песчаников граувакковый, полевошпато-кварцево-граувакковый (кварц 10—30%, полевые шпаты 10—20, обломки кремнистых пород

и кислых эффузивов 15—25, основных эффузивов 10—20, осадочных пород 5—10, хлориты, хлоритизированные обломки 15—20, встречаются хлоритизированный биотит, мусковит, лейкоксен, рудные, фосфориты 1—3%) с гидрослюдисто-хлоритовым, хлоритовым, иногда кальцитовым и цеолитовым поровым, пленочным, в том числе крустификационным цементом. Прослоями отмечается большое количество (до 40—50%) лептохлоритов, часть из них явно аутигенные.

В интервале 12—16 м от подошвы пачки встречены многочисленные остатки двустворчатых моллюсков *Bakevella (Maizuria) arctica* Kipar., *B. (M.?) czezanowskii* Kur., *Mytilus (Mytilus) eduliformis* Schlotheim, *Myophoria cf. laevigata* Zieten, *Unionites* sp., *Panope* sp. nov., кроме того, наутилоидей *Trematoceras* sp. и обильный комплекс мелких угнетенных фораминифер, состоящий в основном из разнообразных агглютинирующих форм, относящихся к родам *Psammospaera*, *Saccamina*, *Hyperamina*, *Hyperaminoides*, *Reophax*, *Ammodiscus* (преобладает по количеству, насчитывает более 100 экз.), *Haplophragmoides*, *Ammobaculites Trochammina* и единичных подошаринд.

Пачка III (сл. 6в—10; 16,5 м). Неравномерное переслаивание алевролитов темно-серых мелкозернистых глинистых оскольчатых, тонкоплитчатых горизонтально-слоистых с мелким растительным детритом (0,6—4 м) и алевролитов зелено-серых, светло-зеленовато-серых разнозернистых, иногда с небольшим (3—5%) количеством рассеянных песчаных зерен, тонкогоризонтально- и волнисто-слоистых плитчатых с ходами пескожил, растительным детритом, остатками корневых систем (1,5—3,8 м). Наряду с грубым чередованием наблюдается мелкое (1—5 см) переслаивание алевролитов. Контакт с подстилающими отложениями резкий неровный с разрывом.

Алевролиты полевошпато-кварцево-граувакковые (кварц 25—30%, полевые шпаты 15—20, обломки кремнистых пород и фельзитов 15—20, основных эффузивов 5—10, осадочных пород 3—5, хлориты, хлоритизированные обломки 20—25, слюды, фосфориты, рудные 1—2%), иногда прослоями лептохлоритово-граувакковые с включением аутигенных лептохлоритов. Цемент хлоритовый, гидрослюдисто-хлоритовый пленочный, поровый, реже базальный, иногда кальцитовый, в том числе пойкилокластический.

Пачка IV (сл. 11—12; 6,2 м). Цикличное чередование аргиллитов алевроитовых и алевролитов глинистых темно-серых мелкооскольчатых и тонкоплитчатых (0,8—1,4 м) и песчаников зелено-серых мелкозернистых алевроитовых горизонтально-слоистых с мелким растительным детритом, с ходами илоедов (1,8—2,2 м). Контакт с нижележащими породами постепенный.

Песчаники полевошпато-кварцево-граувакковые (кварц 35—40%, полевые шпаты 20—25, обломки кремнистых пород и фельзитов 15—20, основных эффузивов 5—10, осадочных, осадочно-метаморфических пород 5—7, хлориты, хлоритизированные обломки 5—10, биотит, мусковит, рудные, лейкоксен 1—2%) с хлорит-гидрослюдистым, хлоритовым поровым и пленочным цементом. Аргиллиты хлорит-гидрослюдистые с обильным (5—10%) мелким растительным детритом мелкоалевроитистые с рассеянными (2—3%) средними и мелкими полуокатанными и неокатанными песчаными зернами кварца, полевых шпатов, кремнистых пород, основных и кислых эффузивов, хлоритов и др.

ЛАДИНСКИЙ ЯРУС

Пачка V (сл. 13—21; 31,4 м). Песчаники мелкозернистые алевроитовые, иногда переходящие в крупнозернистые песчаные алевролиты, горизонтально-, волнисто- и косослоистые с сериями до 0,3 м, массивные.

Окраска их зелено-серая, серая и светло-серая со слабым зеленоватым оттенком, темно-зелено-серая. Вверху пачки (1,7 м) алевролит глинистый темно-серый горизонтально-слоистый с мелкими прослойками мелко-среднезернистого песчаника. В пачке заключены известковые конкреции размером от 2—3 см до 0,6×1 м — овальные, уплощенные, округлые, шаровидные, иногда в виде конкреционных прослоев, мелкие (до 2—3 см) круглые и плоские фосфоритовые конкреции, линзы и пласты (мощность до 0,4 м) известковых песчаников, небольшие (до 5 см) прослои конгломератов из переотложенных мелких известковых конкреций. Часто встречаются мелкий растительный детрит, ходы илоедов, в нижней части остатки амmonoидей, двустворок, гастропод, конхострак, позвоночных, флоры.

Песчаники полевошпато-кварцево-граувакковые (кварц 25—30%, полевые шпаты 10—20, обломки кремнистых пород, кварцитов, кислых эффузивов 20—25, основных эффузивов 10—15, осадочных и осадочно-метаморфических пород 5—10, хлориты, хлоритизированные обломки, аутигенные лептохлориты 10—20, биотит, мусковит, лейкоксен, рудные, фосфориты 1—2%) с хлоритовым, цеолитовым, хлорит-гидрослюдистым пленочным и поровым цементом.

В 7,6 м от подошвы остатки амmonoидей *Longobardites (Intornites) oleshkoi* Arch., двустворок *Myalina (Myalina) kiparisovae* Kur. sp. nov., *Corbula* sp. nov., фораминифер *Haplophragmoides* sp., *Ammobaculites* sp., *Saccamina* sp., *Dentaculina* sp., флоры *Cladophlebis aff. chantajkensis* Mogutsh., *Cladophlebis* sp., *Sphaenopteris* sp., *Vittaeophyllum anabarense* Mogutsh., *Anomozamites parvifolius* Mogutsh., *Macrotaeniopteris* sp.; вблизи кровли *Myalina* sp.

КАРНИЙСКИЙ ЯРУС

В обнажениях мыса Аиркат основание карния (осипайская свита) [4] отсутствует в связи с тектоническим нарушением. Скважинами вскрываются (3—30 м) морские серые, темно-серые оскольчатые аргиллиты, серые глинистые и светло-серые крупнозернистые алевролиты с конгломератом в основании (до 1 м), с частыми остатками двустворок *Cardinia cf. subcircularis* Kipar., *C. cf. borealis* Kipar., *Halobia* sp., а также фораминифер [1], известных в аналогичных отложениях Восточного Таймыра.

ЧАЙДАХСКАЯ СВИТА

Пачка VI (сл. 1; 14,4 м). Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые; иногда среднелюзернистые алевроитовые массивные и неяснослоистые. Встречаются редкие линзовидные прослои (до 7 см) разногалечных конгломератов, состоящих из полуокатанных и хорошо окатанных галек кварца, кислых и основных эффузивов, песчаников, алевролитов, фосфоритов и др. Для пачки характерно наличие овальных и шаровидных известковых конкреций различных размеров от 5 см до 0,4×0,8 м, а также более крупных стяжений и линз — до 0,8—1,5×5 м. Содержатся остатки амmonoидей и двустворчатых моллюсков.

Песчаники полевошпато-кварцево-граувакковые (кварц 20—25%, полевые шпаты 15—20, обломки кремнистых пород, фельзитов 17—20, основных эффузивов 10—15, осадочных пород 7—10, хлориты, хлоритизированные обломки, аутигенные лептохлориты 15—20, слюды, рудные, лейкоксен 1%) с хлоритовым, цеолитовым, хлорит-гидрослюдистым пленочным и поровым цементом.

В нижней части пачки встречены остатки аммонойд *Discophyllites taimyrensis* Popow, двустворок *Halobia* sp., *Bakevella* (*Boreiobakevella*) aff. *bennetti* Boehm., *Cardinia* sp. ind., *Paleopharus* sp., *Myophoriopsis* sp., палеотаксоиды.

Пачка VII (сл. 2—9; 23,1 м). Песчаники зелено-серые мелкозернистые, прослоями средне-мелкозернистые с мелкими линзами и прослоями разногалечных конгломератов, состоящих из окатанных и полуокатанных галек, иногда мелких валунов кварца, кремнистых пород, кислых, реже основных эффузивов, роговиков, песчаников, алевролитов, переотложенных известковых и фосфоритовых конкреций, сцементированных песчанником. Слоистость косая, часто крупная (серии 0,2—0,8 м), а также горизонтальная, прослоями песчаники массивные. В нижней и верхней частях пачки отмечаются маломощные (до нескольких сантиметров) чередующиеся слойки темно-серых аргиллитов и глинистых алевролитов. Контакт с подстилающими породами резкий неровный с базальным конгломератом в основании пачки. Переотложенные известковые конкреции здесь иногда содержат *Cardinia* sp. В пачке заключены линзы известковых песчаников (до 0,4—0,5×2—4 м, встречаются линзы известковых песчаников (до 0,7×10 м), небольшие фосфоритовые конкреции, ходы пескожилов, мелкий растительный детрит, древесные обломки, углистые линзочки, иногда скопления фрагментов стеблей и листьев хвоей, обрывки листьев папоротников.

Песчаники полевошпато-кварцево-граувакковые (кварц 20—25%, полевые шпаты 15—20, обломки кремнистых пород, кислых эффузивов 25—30, основных эффузивов 5—15, осадочных, осадочно-метаморфических пород 7—10, хлориты, хлоритизированные обломки, часто изотропные 10—20; слюда, фосфориты, рудные, лейкоксен 1—2%) с хлоритовым, хлорит-гидрослюдистым, кальцитовым, цеолитовым пленочным и поровым цементом. В составе песчаников, особенно в конкрециях известковых песчаников, много (до 10—15%) округлых образований лептохлоритов, развитых, видимо, главным образом по основным эффузивам (изотропность, реликтовые витрофировые структуры, лейсты измененных плагиоклазов), а также выпавших из растворов (трещины синерезиса). Аргиллиты алевроитовые хлорит-гидрослюдистые.

Пачка VIII (сл. 10—11; 27,3 м). Песчаники зеленовато-серые средне-мелкозернистые неравномерно (через 0,3—2 м) переслоенные мелкими (3—30 см) линзами и невыдержанными, иногда расчлененными прослоями темно-серых алевроитовых аргиллитов и глинистых алевролитов. Для низов пачки характерна крупная (до 1,5 м) пологая косая слоистость, разделенная сериями неясной горизонтальной слоистости. В пачке, особенно в нижней ее части, содержатся каравасообразные известковые конкреции размерами от нескольких десятков сантиметров до 1,5×3 м, линзовидные прослои песчаных известняков, иногда мелкая глинистая галька, мелкий растительный детрит, линзочки углей, близ кровли — ходы илоедов.

Песчаники кварцево-полевошпато-граувакковые (кварц 10—15%, полевые шпаты 20—25, обломки кремнистых пород, фельзитов 20—25, основных эффузивов 15—17, осадочных, осадочно-метаморфических пород 10—15, хлориты, хлоритизированные обломки, в том числе аутигенные лептохлориты 15—18, слюда, рудные, лейкоксен 1—2%) с хлоритовым, гидрослюдисто-хлоритовым, иногда кальцитовым, цеолитовым, регенерационным кварцевым цементом. Аргиллиты хлорит-гидрослюдистые.

Пачка IX (сл. 12—20; 27,8 м). Неравномерное чередование (от нескольких сантиметров — 0,2—0,5 м до нескольких метров) песчаников мелкозернистых алевроитовых и алевролитов крупнозернистых песчаных зеленовато-серых, серых массивных горизонтально-волнисто- и косослоистых (серии до 1 м) с алевроитовыми аргиллитами и глинистыми алевроли-

тами темно-серыми оскольчатыми и листоватыми тонкогоризонтально-слоистыми. Встречаются маломощные (до нескольких сантиметров) невыдержанные прослои мелкогалечных конгломератов и рассеянная галька эффузивов, кремнистых и терригенных пород, сидеритовые конкреции, линзы сидеритовых и известковых песчаников, растительный детрит, обломки древесины, углистые линзочки, иногда ходы илоедов. В нижней и средней частях — единичные остатки фораминифер *Hyperamina* sp.

Песчаники и алевролиты полевошпато-кварцево-граувакковые (кварц 25—35%, полевые шпаты 20—25, обломки кремнистых пород, фельзитов 20—25, основных эффузивов 5—10, осадочных пород 5—15, хлориты, хлоритизированные обломки 7—10, слюда, рудные, лейкоксен, фосфориты 1—2%) с хлоритовым, гидрослюдисто-хлоритовым, а также кальцитовым, сидеритовым, цеолитовым пленочным и поровым цементом.

Выше со стратиграфическим несогласием залегают песчаники серые среднезернистые с прослоями (до 0,3 м), в том числе и в основании, разногалечных конгломератов, с остатками двустворок (*Pleuromya* sp., *Tancredia* sp.), относящихся к нижнему лейасу.

В разрезе мыса Айрат обнаружены только три уровня с определенной фауной, пригодной для стратиграфических выводов. В нижнем комплексе (пачка II, слой 4) доминирующим видом является *Bakevella* (*Mai-zuria*?) *czekanowskii* Kug., известным в Лено-Оленекском районе только в верхнеанзисийских отложениях [8]. В более высокой части разреза (пачка V, слой 15) был встречен *Longobardites* (*Intornites*) cf. *oleskoi* Arch. — вид, характерный для нижней зоны ладинского яруса [2]. Этой находкой впервые по палеонтологическим данным устанавливается ладинский ярус в Усть-Анабарском районе.

Характерной формой для третьего уровня (пачка VI, слой 1) является *Discophyllites taimyrensis* Popow, распространенный в Сибири только в нижнем карии, не выше зоны *Protrachyceras seimkanense*.

Для выяснения условий формирования средне-позднеэриасовых отложений кроме литолого-петрографических методов и анализа органических остатков использованы отношения железа пиритного ($Fe_{\text{пир}}$) к остаточному органическому углероду ($C_{\text{орг}}$) — методика Страхова — Залманзон [10]. Химические анализы по определению в породах форм железа и серы, органического углерода выполнены в лабораториях СНИИГГиМСа.

Гуримская свита Усть-Анабарского района формировалась в мелководных условиях регрессирующего морского бассейна. Это была, видимо, в основном верхняя сублитораль с неоднократными колебаниями береговой линии и часто менявшимся солевым балансом. О неустойчивом батиметрическом, солевом и гидродинамическом режимах свидетельствуют в основном песчаный состав пород, наличие в различных слоях мелкой горизонтальной, волнистой и крупной косой слоистости, находки морских (аммонойд, двустворки, фораминиферы, ходы илоедов) и наземных (листовая флора, остатки корневых систем) органических остатков, частый растительный детрит, фосфоритовые конкреции, аутигенный лептохлорит, углистые линзочки, колебания значений $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ в пределах 0—0,06; 0,06—0,2; 0,2—0,66, характерных соответственно для пресноводных, солоноватоводных и морских условий и т. д. В пользу преобладающего прибрежно-морского генезиса гуримской свиты говорят и находки в скважинах, вскрывших свиту, маломощных (0,2—1 м) пластов гидрогетито-шамозитовых песчаников [3]. Экологические особенности бентоса, собранного в нижней (слой 4) и верхней (слой 15) частях свиты, также свидетельствуют об образовании пород в пределах верхней сублиторали при хорошей аэрации и повышенной динамике среды.

В начале карии в Усть-Анабарском районе установился сравнительно глубоководный морской режим, обусловленный раннекаринийской

трансгрессией Бореального бассейна (время формирования глинистых пород осипайской свиты), сменившийся затем прибрежно-мелководными обстановками чайдахского времени, аналогичными позднеанзиско-ладинским.

В составе чайдахской свиты снова наблюдается преобладание песчанников, наличие линз и прослоев конгломератов. Находки аммонидей и двустворок приурочены лишь к основанию свиты, а в верхах обнаружены только единичные остатки фораминифер. Для свиты характерна грубая косая слоистость, частый растительный детрит, обломки древесины, остатки корневых систем и в то же время — аутигенные лептохлориты, фосфоритовые конкреции, ходы илоедов и т. п. Значения $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ (0,01—0,33) колеблются в пределах пресноводных, солоноватоводных и морских фаций. Бентос у основания свиты (слой 1) свидетельствует о повышенной активности среды и нормальной аэрации. Приведенные данные говорят о существенно верхнесублиторальных обстановках формирования чайдахской свиты — при колебаниях береговой линии, нарушениях солевого режима, активной гидродинамике и т. д., характерных для прибрежных условий регрессирующего бассейна.

Таким образом, средне-верхнетриасовые отложения мыса Аиркат представлены в основном грубокластическими верхними частями крупных регрессивных циклов, каждый из которых полностью отвечает примерно отделу системы. Эти образования представляют несомненный интерес для нефтяной геологии в качестве возможных коллекторов. Открытая пористость их колеблется от 14,5 до 26,7% (в среднем 22%) в гуримисской свите (19 анализов) и от 10,6 до 27,7% (20,5%) — в чайдахской свите (14 анализов), межгранулярная проницаемость (Mg) соответственно — от 0 до 5,74 (1,2) и от 0 до 13,3 (4). При значительной литификации пород и дислоцированности триасовых толщ коллекторские свойства должна заметно улучшать трещиноватость горных пород, изучением которой еще предстоит заняться специалистам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герке А. А. Фораминиферы пермских, триасовых и лейасовых отложений нефтеносных районов севера Центральной Сибири. Вып. 120. Л.: НИИГА, 1961. 518 с.
2. Дагис А. С., Архипов Ю. В., Бычков Ю. М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 241 с.
3. Запорожцева А. С., Крапцова А. И. Гидрогетит-лептохлоритово-каолининовые породы среднего триаса северной части Анабаро-Хатангского междуречья. — В кн.: Сборник статей по геологии Арктики. Т. 89, вып. 6. Л.: НИИГА, 1956, с. 178—188.
4. Казаков А. М., Дагис А. С., Карогодин Ю. П. Литостратиграфические подразделения триаса севера Средней Сибири. — В кн.: Био- и литостратиграфия триаса Сибири. М.: Наука, 1982, с. 5—37.
5. Калинин М. К. Геология и нефтеносность полуострова Нордвик (Юрjung-Тумус). Л.: НИИГА, 1953. 75 с.
6. Калинин М. К. Основные черты геологического строения и нефтеносность Нордвик-Понигайского района. Л.: НИИГА, 1954. 78 с.
7. Коринюк Ю. П., Кочетков Т. П., Емельянец Т. М. Нордвик-Хатангский нефтеносный район. Недра Арктики. Л.: НИИГА, 1946, № 1, с. 15—73.
8. Курушин Н. И. Триасовые бакевеллии (*Mollusca*; *Bivalvia*) Средней Сибири. — В кн.: Палеонтология и стратиграфия триаса Средней Сибири. М.: Наука, 1980, с. 51—80.
9. Саке В. И., Грамберг И. С., Ронкина З. З., Антонова Э. А. Мезозойские отложения Хатангской впадины. Вып. 99. Л.: НИИГА, 1959. 225 с.
10. Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1955, № 1, с. 34—51.

В. Г. Князев, В. П. Деватов, Э. Н. Кисельман,
Б. Н. Шурыгин, В. В. Граусман

ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ МОРСКОЙ ЮРЫ ВИЛЮЙСКОЙ ГЕМИСИНЕКЛИЗЫ

Проблема детального расчленения нижне-среднеюрских морских отложений Вилюйской гемисинеклизы до сих пор вызывает оживленные дискуссии. Особенно противоречивы мнения разных групп исследователей этого региона по поводу положения границы между нижней и средней юрой и возраста слоев с *Pseudolioceras alienum*.

В региональной стратиграфической схеме морской юры Вилюйской гемисинеклизы и Предверхоанского краевого прогиба, принятой Межведомственным совещанием по стратиграфии мезозоя Сибири (Новосибирск, 1978 г.), указывается перерыв в осадконакоплении, отвечающий верхнему тоару в западной части синеклизы и всему тоарскому ярусу — на остальной территории. Однако общегеологические представления, фациально-литологические особенности толщи вызывают у ряда геологов сомнения в достоверности подобных выводов. Не все ясно и с расчленением плинсбаха и тоара.

В полевые сезоны 1977—1979 гг. геологами СНИИГТпМСа изучались основные разрезы юры Вилюйской гемисинеклизы (бассейны рек Марха, Тюнг, Вилюй). Детальные послойные литологические, макро- и микрофаунистические исследования, сравнение комплексов окаменелостей аналогичных уровней соседних районов позволили детализировать и уточнить характеристику выделяемых здесь свит. Полученные результаты и послужили материалом для настоящей статьи.

Юрские отложения западной части Вилюйской гемисинеклизы залегают на карбонатном комплексе палеозоя, в западинах которого по р. Вилюй сохранились от размыва фрагменты триасовой коры выветривания — бойдамонская свита — белые и желтовато-белые каолиновые пески и глины мощностью до 15 м.

Выше повсеместно (западный и южный борта Вилюйской гемисинеклизы) распространены континентальные, отчасти морские образования укугутской свиты (геттанг — нижний плинсбах) [1]. Свита сложена преимущественно песками и известковыми полевошпато-кварцевыми песчаниками светло- и желтовато-серыми, крупно- и мелкозернистыми, с прослоями и пачками песчано-алевритовых и глинисто-алевритовых пород более темной окраски. В основании наиболее полного разреза свиты (р. Вилюй) — пачка конгломератов и галечников. Мегакласты представлены различно окатанными обломками метаморфических, кислых изверженных пород и пород трапповой формации. Для свиты характерно наличие большого количества углефицированного растительного детрита, прослоев и проявлений бурых углей, обломков минерализованной древесины, гальки, гравия, валунов и стяжений пирита. Текстура пород массивная, косослоистая. Мощность свиты возрастает от бассейна р. Тюнг (около 15 м) к бассейну р. Вилюй (до 100 м), в этом же направлении увеличивается полнота разреза. На р. Вилюй в средней части свиты отмечается мощная (28 м) пачка темно-серых тонкоотмученных глин, в верхах которой Т. И. Кириной [7] найдены корни деревьев в прижизненном положении. В верхней части свиты обнаружены двустворки *Oxytoma* (?) *cygnipes* (Y. et B.).

Вышележащая тюнгская свита (верхний плинсбах) [9] залегает на укугутской со следами перерыва в осадконакоплении и широко распространена в тех же районах, что и континентальная укугутская.

ватыми, с поверхности — коричневатыми и желтоватыми. Породы массивные или линзовидно-слоистые, однако наличие маломощных линзочек коричневатых глин с гравием в основании придает всей пачке грубогоризонтально-слоистый облик. В пачке заключены горизонты карбонатных конкреций размером до 0,3 м. В песках и алевроитах рассеяны галька и гравий, реже валуны, обломки минерализованной древесины. Часты неровные поверхности напластования, свидетельствующие о перемывах. К ним приурочены разрозненные створки раковин, ориентированные по напластованию.

Нижняя граница пачки совпадает с поверхностью размыва. Здесь обычны протяженные линзы гравия, иногда галечник. В бассейне р. Тюнг по простиранию пачки на юго-запад (вниз по реке) исчезают линзочки плотных коричневых глин, разрез приобретает монотонное строение, сложен преимущественно серыми алевроитами с прослоями мелкозернистого алевроитового песка. Мощность 1,6 м (р. Вилуй) до 7 м (р. Тюнг).

В пачке найдены аммониты *Amaltheus* sp. ind. [8, 10], в гравийных прослоях ее основания — целые раковины *Harpax spinosus* (Sow.), *H. laevigatus* Orb., *Eopecten* ex gr. *viligaensis* (Tuchk.), брахиопод и гастропод. По всей пачке равномерно рассеяны неориентированные раковины *Myophoria lingonensis* (Dum.), *Meleagrinnella* ex gr. *tiungensis* (Petr.).

В бассейне р. Тюнг в пачке обнаружены редкие толстостенные раковины секретионных фораминифер *Marginulinopsis* cf. *hatangensis* Schl. и *M. schleiferi* Gerke, в разрезах по р. Вилуй — комплекс из трех видов агглютинирующих фораминифер, среди которых изобилны среднезернистые раковины *Trochammina lapidosa* Gerke et Sossip., максимальных размеров для данного вида, редки мелкие и плоские *Tr.* ex gr. *inuitata* Schl. и многочисленные крупные грубозернистые раковины *Ammodiscus pseudoinfimus* Gerke et Sossip.

Пачка II алевроито-глинистая, сложена зеленовато-серыми глинистыми алевроитами, переходящими вверх по разрезу в песчаные алевроиты. Породы массивные, линзовидно- или горизонтально-слоистые, со слоями желтовато-серых мелкозернистых песков, с редкими небольшими известковистыми конкрециями, иногда образующими горизонты, стяжениями пирита, редкими обломками минерализованной древесины.

Нижняя граница этой пачки совпадает с поверхностью размыва. Здесь развиты маломощные линзы гравия (0,1—0,2 м) и прослойки косо-слоистого песка с галькой и валунами. Мощность пачки изменяется от 7—10 м на р. Вилуй до 25 м на р. Тюнг.

В низах пачки, в интервале 9—13 м, редко встречаются раковины *Modiolus* sp., *Radulonectites* sp., *Pseudomytiloides* sp. ind., *Pleuromya* плохой сохранности, порой захороненные в прижизненном положении. В верхней части описываемого интервала разреза редки целые раковины *Tancredia schiriaevi* Bодyl., *Meleagrinnella tiungensis* (Petr.), *Nuculoma* sp. nov. Нукулом, приуроченные к глинистым прослоям, захоронены лежащими на одной из створок, часто раздавлены, реже образуют гнездообразные скопления. В верхней части пачки многочисленные целые раковины *Meleagrinnella tiungensis* (Petr.), *Tancredia schiriaevi* Bодyl., *Taimyrodon* sp. nov., *Nuculoma* sp. nov. Раковины мелеагринелл обычно образуют ракушечниковые скопления гнездообразного типа. Раскрытые створки танкредий равномерно рассеяны в алевроитах, без преимущественной ориентировки. Целые раковины таймыродонов и нукулом большей частью сдавлены и образуют гнездообразные скопления.

На р. Тюнг обнаружен комплекс фораминифер с *Marginulinopsis hatangensis* и *Discorbis* (?) *buliminoides*, имеющий широкое распространение на севере Средней Сибири [17]. Однако вид — индекс *D. buliminoides* в пачке не обнаружен. Комплекс содержит более 50 видов, большая часть которых — представители семейства *Nodosariidae*. Каждый вид подза-

ринд представлен единичными экземплярами, за исключением трех (по 10—15 экз.): *Geinitzini toscalpata* Schl., *Astacolus* ex gr. *spiroolina* (Borneman), *Globulina* ex gr. *oolitica* (Terquem). Таксономические разнообразия агглютинирующих фораминифер в комплексе значительно меньше, но каждый вид представлен большим числом особей. Для нижней части пачки характерно обилие крупных грубозернистых белых раковин *Ammodiscus pseudoinfimus* Gerke et Sossip. Вместе с редкими раковинами *Trochammina* и *Glomospira* они составляют здесь 60% от общего количества фораминифер.

В верхней части пачки часто встречаются крупные и массивные с мелкозернистой стенкой раковины *Glomospira gerkei* Kisselman et Runeva, а также *Astacolus purensis* Schl. и *A.* ex gr. *spiroolina* (Borneman) светло-коричневого цвета.

На р. Вилуй в нижней части пачки известковистые фораминиферы отсутствуют. В комплексе значительно преобладают мелкие плоские раковины *Trochammina* ex gr. *inuitata*. Редко встречаются в отдельных разрезах, но всегда имеют крупную раковину *Ammodiscus pseudoinfimus* Gerke et Sossip., *A.* ex gr. *asper* (Terquem) и *Glomospira* ex gr. *gordialis* (Park. et Jones). В верхней части пачки комплекс фораминифер изменяется слабо — появляются немногочисленные *Glomospira gerkei* Kisselman et Runeva, уменьшается количество *Trochammina* ex gr. *inuitata* Schl.

Пачка III песчаная, представлена зеленовато- и желтовато-серыми песчаными и глинистыми алевроитами, редко песками. В верхах пачки преобладают конкреции сильно окисленных лептохлоритовых песчаников и алевролитов; в низах — конкреции разнообразнейшей формы и размеров (р. Тюнг) — так называемые бугристые и лапчатые конкреции известковистого алевролита. В основании пачки встречаются горизонтально-лежащие дипирамидальные образования (до 20—25 см по длинной оси) розоватого или коричневого кальцита. Породы неровноплитчатые до листоватых в выветрелой стенке обнажения, массивные или мелковолнисто-слоистые, часто плотные, иногда содержат мелкую редкую гальку кремней и глин, углефицированные обломки минерализованной древесины, растительный детрит, следы жизнедеятельности.

В юго-западном направлении, вниз по р. Тюнг, отмечается увеличение количества и разнообразия форм известковистых конкреций, а на р. Вилуй, в восточном, — растет грубозернистость пород. Мощность пачки 7 м (р. Вилуй) — 12 м (р. Тюнг).

Нижняя граница пачки проводится по появлению дипирамид кальцита и лапчатых (неправильной формы) конкреций, песчаных алевроитов.

Для третьей пачки характерны линзы ракушняка, состоящие из раковин *Meleagrinnella tiungensis* (Petr.) и *Tancredia schiriaevi* Bодyl. Те же целые хорошей сохранности раковины равномерно рассеяны в толще. Весьма многочисленны *Pleuromya substriata* Ag., захороненные в прижизненном положении. Раковины *Taimyrodon* sp. nov. редки и приурочены к наиболее глинистым прослоям. Для самых верхов пачки характерны многочисленные гнездообразные скопления гастропод.

Таксономическое разнообразие фораминифер в комплексе третьей пачки значительно сокращено, по сравнению с подстилающими породами. На р. Тюнг в комплексе фораминифер продолжают встречаться единичные раковины некоторых видов, известных из комплекса второй пачки. Впервые появляется *Lenticulina margarita* Schl. На р. Вилуй в рассматриваемой пачке обнаружены только агглютинирующие фораминиферы: *Ammodiscus* ex gr. *asper* (Terquem), *Glomospira gerkei* Kisselman et Runeva, *Trochammina* и многочисленные представители *Haplophragmoides* (прищипованные раковины средних размеров).

В центральной части Вилуйской гемисинеклизы возрастным аналогом укугутской и тюнгской свит является кызылсырская свита (геттанг —

плинсах) преимущественно морского генезиса [16]. На Ханчайском валу в основании ее отмечается пачка темно-серых глин и черных аргиллитов (5—15 м), хорошо различаемая на каротажных диаграммах. Средняя, большая часть свиты сложена серыми и светло-серыми песчаниками с прослоями серых алевролитов и аргиллитов, с включениями растительного детрита, желваками пирита. Для верхней части свиты характерно преобладание глин и аргиллитов — чередование темно-серых алевролитов и аргиллитов и серых мелкозернистых песчаников с тонким растительным детритом на плоскостях напластования. Мощность свиты колеблется от 180 до 220 м и резко сокращена на Быраканском поднятии. На западе, в Ботубинской фациальной зоне, тюнгской свите отвечает оруктахская свита прибрежно-морского генезиса (мощность до 40 м), а далее на запад — континентальные угленосные отложения.

Верхнеелдасовая морская толща глин и аргиллитов [15] в самостоятельное стратиграфическое подразделение выделена под названием сунтарской свиты со стратотипом на р. Вилуе в районе большой излучины [15]. Для нее характерна выдержанность литологического состава и мощности на всей площади Вилуекой гемисинеклизы. От естественных выходов (реки Тюнг, Вилуе, Марха) через разрезы Сунтарской, Кемпендйских и Усть-Мархинской скважин глинистая толща лейаса прослежена на всех разведочных площадях. Всюду породы имеют сходный литологический состав, палеонтологическую и промыслово-геофизическую характеристики.

В рассматриваемом районе сунтарская свита согласно залегает на песчано-алевритовой толще плинсаха (тюнгская свита) и сложена алевритовыми и алевритистыми глинами плитчатыми, редко оскольчатыми или листоватыми, голубовато- и зеленовато-серыми, реже темно-серыми. Породы массивные, горизонтально- и мелковолнистослоистые. Встречаются прослои алевролитов, реже песков. Они приурочены к верхней половине свиты и характеризуют ее регрессивную часть. В породах заключены горизонты каравеобразных и лепешковидных конкреций известковистых алевролитов, рассеянный растительный детрит, линзы рыхлых гравелитов, галька, обломки древесины. Для нижней части характерны стяжения пирита, желваки фосфорита. Обильны гнездо- и линзовидные скопления двустворок, реже белемнитов. В верхней части свиты довольно часто встречаются сидеритовые желваки и линзы плотных сидеритизированных глин светло-желтовато-серых, с поверхности коричневых. На р. Вилуе в основании свиты — пачка черных сланцеводобных глин (мощность до 2 м), ранее относимая Т. И. Кириной к тюнгской свите [11].

Нижняя граница сунтарской свиты четкая: песчано-алевритовые породы плинсаха сменяются массивными и тонкослоистыми глинами. Верхняя граница в естественных обнажениях проводится по появлению в разрезе галечников или лептохлоритовых песчано-алевритовых пород (лохайинские слои), характерных для якутской свиты (средняя юра). Мощность сунтарской свиты изменяется от 26 м (р. Марха) до 31 м (р. Тюнг), в стратотипе, на р. Вилуе — от 31 до 42 м.

Сунтарскую свиту западной части Вилуекой гемисинеклизы можно разделить на три части (пачки) с различными литологической и палеонтологической характеристиками.

Нижняя пачка — алевритистые глинны листоватые или плитчатые, внизу — голубоватые, сверху — зеленоватые, с поверхности — коричневые с линзочками и слоями желтых вязких глин. Породы массивные или горизонтально-слоистые, редко мелковолнистослоистые. В основании — пласт тонкогоризонтально-слоистых сланцеватых ярозитизированных глин с рассеянным микроскопическим пиритом. Конкреции известковистого алевролита, содержащие редкие окаменелости, образуют в этой пачке довольно выдержанные (реки Тюнг, Марха) горизонты.

В верхней части пачки выделяется слой (мощность 1—13 м) коричневых глин, содержащий многочисленные фосфоритовые желваки, насыщенные раковинами двустворок и редкими аммонитами. Эти желваки образуют выдержанные горизонты или рассеяны на разных уровнях. На р. Тюнг мощность фосфоритосодержащего слоя увеличивается на юго-запад от 1 до 4 м. На р. Марха фосфоритовые желваки рассеяны по всей пачке, их мощность 13 м.

Верхняя граница пачки неотчетливая, проводится по смене окраски пород, некоторому «опесчаниванию» разреза и появлению в перекрывающей толще гнездовидных и линзовидных скоплений раковин. Мощность нижней пачки — до 20 м.

В нижней части рассматриваемой пачки равномерно рассеяны сдавленные раковины *Dacryomya inflata* (Ziet.). Выше, наряду с дакриомиями, появляются *Tancredia bicarinata* Schuryg., образующие ракушечниковые скопления, или равномерно рассеяны в глинах. В верхней части встречаются *Eleganticeras elegantulum* (Y. et B.), *Harpoceras exaratum* (Y. et B.), *Nautilus* sp., *Phylloceras* sp. и плохо сохранившиеся ростры белемнитов.

Комплекс фораминифер состоит почти исключительно из агглютилирующих форм семейства Ammodiscidae. Доминируют в комплексе мелкие раковины *Glomospira* sp. 1 и *Gl.* sp. 2. Особенно многочисленны *Gl.* sp. 1 (до 100 экз.) на р. Вилуе. На р. Марха преобладают *Gl.* sp. 2 (до 50 экз.).

Средняя пачка II (см. рисунок) сунтарской свиты сложена преимущественно глинистыми алевролитами, иногда алевритистыми глинами. Вверх по разрезу наблюдается «погружение» терригенного материала. Породы плитчатые, листоватые, массивные или пологоволнистослоистые, темно-зеленовато-серые. По всей пачке встречаются маломощные прослойки алевролитов, редко песков зеленовато-серых, желтоватых (за счет глауконита), обломки минерализованной древесины, овальные желвачки пирита и многочисленные, особенно в низах пачки, лепешковидные и каравеобразные конкреции известковистого алевролита, местами песчаника (до 1,6 м в поперечнике).

Отличительной особенностью пачки II является наличие большого количества линз, прослоев и скоплений ракушечника, часто заключенного в известковых конкрециях. Раковины двустворок и ростры белемнитов неокатаны, в линзовидных прослоях ориентированы вдоль поверхности напластования, а в шаровидных скоплениях — разноориентированы. В последних аммониты встречаются значительно чаще и в большем количестве.

В бассейне р. Мархи мощность пачки II сокращается по простиранию и в западном направлении и параллельно возрастает крупнозернистость осадка, отмечается появление фосфоритовых желваков, косой слоистости. Аналогичная картина наблюдается в бассейне р. Вилуе в юго-восточном направлении. В бассейне р. Тюнг мощность пачки по простиранию возрастает к югу.

Верхняя граница пачки II на реках Тюнг и Вилуе четкая, совпадает с поверхностью размыва, подчеркнутая неровной поверхностью с гранитно-гальчным материалом, иногда валунами измененных магматических пород. На р. Марха граница менее четкая и проводится по смене пород. Мощность пачки изменяется от 2—8 м (р. Марха) до 8—18 м (реки Вилуе, Тюнг).

В пачке II встречаются аммониты: *Dactylloceras commune* Sow., *D. athleticum* Simps., *D. sultarensis* Krimhl., *D. kanense* McLearn., *D. crassifacium* Simps., *D. amplum* A. Dagis, *Omolonoceras proprium* A. Dagis, редкие раковины двустворок и брахиопод. Многочисленны раковины двустворок хорошей сохранности и реже ростры белемнитов, слагающие ракушечники.

Среди двустворок в ориктоценозе преобладают раковины *Dacryomya inflata* (Ziet.), *Tancredia bicarinata* Schuryg.

Раковины *Meleagrinnella sparsicosta* (Petr.) образуют гнездообразные скопления, чаще заключенные в конкреции, там же изредка встречаются *Oxytoma startense* Polub. и *Liostrea taimyrensis* (Zakh. et Schuryg.). Целые хорошей сохранности раковины *Pseudomytiloides* sp. (гладкие) равномерно рассеяны в алевролитах. В скоплениях двустворок чаще преобладают крупные раковины почти всех родов, за исключением мелеагринелл, представленных мелкими раковинами.

Комплекс фораминифер, приуроченных к основанию пачки II, не отличается от такого в подстилающих отложениях. В нем преобладают агглютинирующие фораминиферы семейства Ammodiscidae, составляющие более 90% комплекса.

В верхней части пачки II почти исчезают представители гломоспир и очень редки *Ammodiscus glutaceus* Gerke et Sossip. Лишь только в одном образце (р. Виллюй, обн. 18, слой 12) *A. glutaceus* достаточно изобильны (100 экз.). В одном образце обнаружены многочисленные ириитизированные раковины рода *Haplophragmoides* sp. и единичные *Trochammina* sp. (р. Марха, обн. 13, слой 3, верх). Несколько чаще встречаются секреторные известковистые фораминиферы: *A. praefoliaceus* Gerke, *A. ex gr. acria* Schl. Это крупные с непрозрачной стенкой раковины хорошей сохранности. В отличие от комплекса, характерного на севере Средней Сибири для зон *Harpoceras falcifer* и *Dactylioceras athleticum* [2], здесь отсутствуют виды — индексы *Ammobaculites lobus* Gerke et Sossip. и *A. strigosus* Gerke et Sossip. Комплекс с *Ammobaculites lobus* и *A. strigosus* был обнаружен в нижней части нижнеюрских отложений в Кемпедийских и Средне-Виллюйских скважинах. Следовательно, из отложений нижнего тоара (зоны *falcifer* и *athleticum*) можно различать два разновозрастных комплекса фораминифер, свойственных разным фациям. Первый с *Ammodiscus glutaceus* Gerke et Sossip., *Glomospira* sp. 1 и sp. 2 и единичными *Astacolus praefoliaceus* Gerke, второй с *Ammodiscus glutaceus* Gerke et Sossip., *Ammobaculites lobus* Gerke et Sossip., *A. strigosus* Gerke et Sossip. и также единичными *Astacolus praefoliaceus* Gerke.

Пачка III в западной части Виллюйской гемпсинеклизы представляет собой регрессивную часть сунтарской свиты и поэтому ей присуща значительная фациальная изменчивость по простиранию, хотя литологический состав отложений в пределах пачки остается относительно однообразным. Пачка сложена алевроитами зеленовато-желто-серыми, слабоглинистыми или песчанистыми, массивными или пологоволнистыми, редко косослоистыми, с редкими и маломощными слоями алевроитовых глин или алевроитовых песков. Породы послойно, линзовидно или пятнами яротизированы.

На р. Тюнг зеленовато-желто-серые слабоглинистые алевроиты вверх по разрезу переходят в крепкие темно-зеленые лептохлоритовые песчаные алевроиты. В них встречаются многочисленные стяжения и конкреции сидерита, рассеянный гравий, часты слойки, обогащенные гравийно-галечным материалом, обломками минерализованной древесины. Большинство двустворок приурочены к участкам грубозернистого материала. Алевролиты очень плотные, массивные, хорошо сортированные, местами отмечается неясно выраженная фунтиковая текстура. В некоторых обнажениях поверх лептохлоритовых алевролитов залегают глинистые серые алевроиты с плоскими стяжениями пирита и крайне редкими раковинами двустворок. Мощность пачки 6,6—9,6 м.

На р. Марха пачка III сложена глинистыми, редко песчанистыми коричневыми послойно яротизированными алевроитами. По всему разрезу встречаются стяжения пирита, обломки древесины. В наиболее за-

падных обнажениях (6 и 8) часты фосфоритовые желваки. Мощность пачки уменьшается с севера на юг от 15,4 до 6,8 м.

На р. Виллюй в алевролитах по простиранию в восточном направлении отмечается увеличение количества растительного детрита, погребление терригенного материка, появление углистых линзочек и уплотненных пород. Вверх по разрезу изменяется состав конкреций от известковистых до сидеритовых. Мощность пачки 6,4—11,2 м.

В пизах пачки встречены *Zugodactylites monestieri* A. Dagis, *Omolonoceras proprium* A. Dagis, в верхах — *Pseudolioceras alienum* A. Dagis, имеются белемниты, редкие гастроподы, брахиоподы.

В нижней половине пачки раковины *Pseudomytiloides* sp. (гладкие) образуют гнездообразные скопления, заключенные в конкреции. Для грубобористых *Ps. marchensis* (Petr.), появляющихся в верхней части, помимо указанного типа захоронения, характерны моновидовые скопления разноориентированных раковин. Раковины *Meleagrinnella sparsicosta* (Petr.) неравномерно рассеяны в толще, либо образуют гнездообразные скопления. Крупные раковины мелеагринелл редки и, как правило, приурочены к линзам ракушняка, сложенных *Dacryomya inflata* (Ziet.) и реже *Tancredia bicarinata* Schuryg. Гнездообразные скопления раковин *Oxytoma jacksoni* (Pomp.) приурочены к конкрециям. Часто на поверхности конкреций встречаются окситомы совместно с *Liostrea taimyrensis* (Zakh. et Schuryg.), либо только устрицы — на поверхности стволов деревьев. Все раковины хорошей сохранности, редко раздавлены. Сортировка по размеру не наблюдается.

Комплекс фораминифер состоит преимущественно из агглютинирующих (семейства Ammodiscidae и Saccamminidae). В ориктоценозе доминируют *Ammodiscus glutaceus* Gerke et Sossip. и толстостенные крупные *Saccammina ampullacea* Schl. В отличие от ориктоценоза пачек I и II представители *Glomospira* в комплексе редки. В двух разрезах (р. Виллюй, обн. 17, 18) обнаружены *Trochammina ex gr. inusitata* Schl. (до 20 экз.) и редкие, плохой сохранности *Verneuilina* sp., из секреторных известковистых фораминифер — *Astacolus praefoliaceus* Gerke. Наиболее изобильны (до 20 экз.) крупные раковины этого вида в разрезах на р. Марха.

Своеобразен комплекс фораминифер пачки III на р. Тюнг. Он состоит из двух видов: *Ammodiscus aff. glutaceus* Gerke et Sossip. и *Riyadhella?* sp. indet., представленных приблизительно равными количествами — от 10 до 50 экз. *A. aff. glutaceus* отличается от типичного еще более мелкими размерами и тонкой плоской раковиной. Раковины разделены плохой сохранности. Это в основном трехгранные грубозернистые обломки, напоминающие *R. syndascoensis* (Schar.) из слоев с *Pseudolioceras alienum* верхней части сунтарской свиты Хапчагайского свода.

За пределами Виллюйской гемпсинеклизы сходные комплексы фораминифер (реки Виллюй и Марха), согласно стратиграфической схеме (Новосибирск, 1978), отвечают зоне *Zugodactylites monestieri*, а в Нордвик-Хатангском районе — отложениям верхнего тоара. Комплекс фораминифер пачки III на р. Тюнг близок комплексу, широко распространенному на территории Средней Сибири в слоях с *Pseudolioceras alienum*. В целом для этих слоев характерны два комплекса фораминифер. Первый — с *Ammodiscus glutaceus*, *Saccammina ampullacea*, *Astacolus praefoliaceus* (реки Виллюй, Марха), второй — с *Ammodiscus aff. glutaceus*, *Riyadhella?* sp. ind.

В связи с неоднозначным толкованием возраста сунтарской свиты в мезозойских прогибах Сибирской платформы сопоставление ее с разновозрастными отложениями смежных районов затруднено. Согласно региональной стратиграфической схеме нижне-среднеюрских отложений (Новосибирск, 1978 г.), возрастным аналогом свиты в Ботубинской фациальной зоне является вакунайкинская морская и чонокская континенталь-

ные свиты, а в Приверхоляцком краевом прогибе возраст сунтарской свиты датирован ааленом [9].

Сунтарская свита с разрывом перекрывается преимущественно континентальными породами среднеюрской якутской свиты [13]. В нижней части свиты Т. И. Кириной с соавторами [10] выделены «морские и прибрежно-морские отложения» (с. 70), именуемые лохайнскими слоями. Эти породы в изученных разрезах рек Вилюй и Марха (стратотип) с волнистой границей, подчеркнутой обычно маломощным галечником, залегают на морских глинистых образованиях сунтарской свиты и перекрываются косослоистыми песками и галечниками с большим количеством углефицированного растительного детрита — собственно якутской свитой. Отличительная черта лохайнских слоев — большое количество лептохлоритовых пород, их интенсивное окисление и ржавая окраска, отчего они четко выделяются в естественных выходах.

На р. Вилюй лохайнские слои наиболее полно выражены в обнажении № 17 (6,5 км ниже дер. Тэнке). Они сложены песками и зеленовато-серыми в свежем пзлеме алевроитами с прослойками коричневых глин, конкреционными образованиями известняка и сидерита, с обугленным растительным детритом. На восток (вниз по течению) эти слои утончаются, наблюдается косая слоистость, погрубление материала, вплоть до галечников. Мощность 0,2—6,0 м.

Из двустворчатых моллюсков в лохайнских слоях на р. Вилюй немногочисленны раковины *Camptonectes* (*Boreonectes*) *kelimyarensis* (Zakh. et Schuryg.) хорошей сохранности. Комплекс фораминифер аналогичен встреченному в этом же обнажении из верхней части сунтарской свиты. Он состоит из многочисленных *Ammodiscus glumaceus* Gerke et Sossip. forma 1, единичных *Saccamina ampullacea* Schl. и *Verneuilina* ? sp. indet. Раковины аммодискусов средних и крупных размеров, тонкие, деформированные. Почти у всех экземпляров стенка включает окатанные песчинки.

В стратотипе лохайнских слоев на р. Марха они сложены песчаными и алевроито-глинистыми породами зеленовато-серого цвета с известковистыми и сидеритовыми конкрециями, с маломощным конгломератом. Мощность 20—24 м.

В комплексе двустворок многочисленны *Arctotis marchaensis* (Petr.), *Pseudomytiloides marchaensis* (Petr.), *Modiolus* ex gr. *numismalis* Opp., образующие ракушечниковые линзы и гнездовидные скопления целых раковин. Скопления сложены не сортированными по размеру раковинами, захороненными без какой-либо преимущественной ориентировки. Раковины *Tancredia bicarinata* Schuryg., *Pleuromya* sp. редки и приурочены к более глинистым прослоям. Это, как правило, крупные, хорошей сохранности экземпляры, захороненные лежащими на одной из створок. Плевромны иногда захоронены in situ.

Комплекс фораминифер состоит из *Ammodiscus glumaceus* Gerke et Sossip. forma 1, *A. sp.*, *Glomospira* sp. Среди тонких раковин аммодискусов часты крупные экземпляры. Почти у всех стенка с включениями окатанных песчинок, раковины деформированы, многие окрашены в желтый цвет.

Собственно якутская свита представлена континентальными фациями и сложена светло-серыми и светло-коричневыми, косослоистыми песками с прослоями рыхлых конгломератов, реже песчаных глин. Пески отличаются грубой сортировкой, содержат рассеянную гальку, обугленные растительные остатки, прослойки и линзы углей. К частым местным перемыкам приурочены валуны, иногда глыбы магматических и осадочных пород.

На р. Тюнг к якутской свите отнесена толща пород континентального (?) и морского генезиса [1]. Континентальная (?) пачка сложена флишид-

ным переслаиванием светло-зеленовато-серых мелкозернистых песков (и крупных алевроитов) с растительным детритом и темно-серых, с поверхности омарганцованных глинистых, очень плотных алевроитов. В основании слоев алевроитов — косая слоистость, нижняя граница их резкая, верхняя — постепенная. Выше породы постепенно сменяются светло-серыми косослоистыми полевошпато-кварцевыми, песчаными алевролитами с протяженными, часто расщепляющимися линзами растительного детрита. Последние по простиранию переходят в конкреции песчаника. Мощность пачки около 20 м.

В пизах якутской свиты встречены довольно многочисленные *Ammodiscus* aff. *glumaceus* Gerke et Sossip.

Еще выше с разрывом, подчеркнутым мегакластами, залегает пачка переслаивания зеленовато-серых алевроитов и алевроитовых песков. Породы очень массивные или косослоистые, с растительным детритом и многочисленными раковинами двустворок, комплекс которых состоит из *Camptonectes* (*Boreonectes*) *kelimyarensis* (Zakh. et Schuryg.), *Arctotis lenaensis* (Lah.), *Tancredia* ex gr. *anabarense* Vor. Фораминиферы представлены многочисленными крупными раковинами *Ammodiscus pseudoinfimus* Gerke et Sossip. forma *granulata*.

Анализ комплексов макро- и микрофауны показывает, что последовательность этих комплексов в изученных разрезах чрезвычайно сходна с таковой в юрских отложениях на севере Средней Сибири и Северо-Востоке СССР. Поэтому для расчленения юры Вилюйской гемисинеклизы за основу принята стратиграфическая схема, разработанная для одновозрастных отложений севера Средней Сибири [17]. Имеющийся фактический материал позволяет также уточнить объем и возраст отдельных частей разреза.

Как уже указывалось, в пределах рассматриваемого района в основании разреза морской юры залегает преимущественно континентальная укутутская свита, возраст которой по находкам фораминифер и единичных *Oxytoma* (?) *cygnipes* (Y. et B.) определяется как геттанг — нижний плинсбах. В перекрывающей ее тюнгской свите, рассматриваемой в объеме трех пачек, выделены комплексы двустворчатых моллюсков, состав и стратиграфическое положение которых аналогичны таковым на севере Средней Сибири и Северо-Востоке СССР. Слой с этими комплексами с определенной долей условности сопоставляются с тремя лонами верхнего плинсбаха [11].

Нижний из этих комплексов двустворок (пачка I) представлен многочисленными *Harpax* spp., *Eopecten* ex gr. *viligaensis* (Tuchk.) и на севере Сибири и Северо-Востоке СССР характерен для нижней лоны верхнего плинсбаха — *Amaltheus stokesi*. Отложения с этим комплексом рассматриваются как слой с *Eopecten viligaensis* [14]. В 1980 г. эти слои выделены Б. Н. Шурыгиним и на севере Средней Сибири (мыс Цветкова). Для комплекса также свойственно сочетание *Harpax laevigatus* Orb. и *H. spinosus* (Sow.) в сопровождении *Myophoria lingonensis* (Dum.) и др. Аналоги лоны *Amaltheus talrosei* определяются по присутствию *Radulonectites* sp., *Modiolus* sp., *Pseudomytiloides* sp. ind., *Homomya obliquata* (Phill.), *Aguilirella hedonensis* Polub., *Pleuromya sustriata* Ag. Очень редки в верхней части *Tancredia schiriaevi* Bodyl. и *Meleagrinnella tiungensis* (Petr.). Комплекс двустворок с *Modiolus* sp., *Pseudomytiloides* sp., *Radulonectites hayami* и другими формами в разрезах Средней Сибири и Северо-Востока СССР встречается именно в лоне *Amaltheus talrosei* [14, 17]. Учитывая сходство комплексов, можно предположить, что низы пачки II тюнгской свиты соответствуют лоне *Amaltheus talrosei*.

Верхняя часть верхнеплинсбахской толщи с многочисленными *Tancredia schiriaevi* Bodyl., *Meleagrinnella tiungensis* (Petr.) и др. условно сопоставляется с лоней *Amaltheus viligaensis* [11]. В комплексе фораминифер, наряду с видами, общими для нижележащей лоны, присутствует *Lenticulina margarita* Schl., характерный для верхов плинсбаха [2, 8].

Распределение макро- и микрофауны по разрезу сунтарской свиты весьма своеобразно. В нижней части свиты редко встречаются двустворки. Фораминиферы не обнаружены. Выше по аммонитам и сопутствующему комплексу двустворок и фораминифер выделяются нижний тоар (лоны *Harpoceras falcifer*, *Dactylioceras athleticum*, *Zugodactylites monestieri*) и слои с *Pseudolioceras alienum*. В качестве эталонов для составления зональной схемы тоарских отложений рассматриваемого района предлагается серия выходов по р. Тюнг (низы и средняя часть тоара) и р. Марха.

Нижняя граница тоара условно проводится в основании пачки голубовато-серых глин, из которой Т. И. Кирина [8, 9] указывает раннетоарский *Kolymoceras viluense* (Krimh.). Однако возраст этой пачки остается неясным, поскольку *Kolymoceras viluense* распространен от низов лоны *Harpoceras falcifer* (и даже более древних слоев) до низов лоны *Dactylioceras athleticum* [5, 8, 9]. Положение между плинсбахом и низами лоны *Harpoceras falcifer* (первые *Eleganticeras elegantulum*) позволяет думать, что слои с *Kolymoceras viluensis* могут соответствовать зоне *Dactylioceras tenuicostatum*, для которой имеется резерв мощности.

Лона *Harpoceras falcifer* выделяется по находкам *Eleganticeras elegantulum* (Y. et B.), *Harpoceras exaratum* (Y. et B.) и сопутствующим *Dacryomya inflata* (Ziet.), *Tancredia bicarinata* (Schuryg.) и др. Комплекс фораминифер объединен в таксономическом отношении. Здесь обнаружены многочисленные *Glomospira* sp. 1, sp. 2, кроме того, *Ammodiscus glutaceus* Gerke et Sossip. и единственный экземпляр *Astacolus praefoliaceus* Gerke. Таким образом, возраст этой части разреза в естественных выходах северо-запада Вилюйской гемпсинеклизы не вызывает сомнений.

Лона *Dactylioceras athleticum* устанавливается по присутствию многочисленных *Dactylioceras commune* Sow., *D. athleticum* Simps., *D. suntarense* Krimh., *D. canense* Mc Learn, *D. amplum* A. Dagis, *D. crassifactum* Simps., редких *Omolonoceras proprium* A. Dagis. В комплексе двустворчатых моллюсков доминируют *Dacryomya inflata* (Ziet.), *Tancredia bicarinata* (Schuryg.) и редкие *Modiolus* ex gr. *numismalis* Opp., гладкие *Pseudomytiloides* sp., *Oxytoma startense* Polub., *Meleagrinella sparsicosta* (Petr.), *Liostrea taimyrense* (Zakh. et Schuryg.).

Комплекс фораминифер тесно связан с таковым из нижележащей лоны. Сравнение этих комплексов позволяет выявить некоторые особенности. Так, в разрезах тоара по р. Марха появляются мелкие халлофрагмоидесы и единичные трохаммины. В этом интервале, в разрезах р. Тюнг, Н. П. Рунева [8] указывает на находки *Guttulina* sp. и *Discorbis* sp. Весьма характерны для этой лоны *Ammodiscus glutaceus* Gerke et Sossip., редкие *Astacolus praefoliaceus* Gerke.

Вопрос об объеме лоны *Dactylioceras athleticum* неоднократно дискутировался во многих работах [4, 20, 22]. Необходимо отметить ошибочность утверждения об отсутствии хотя бы одного общего вида семейства *Dactylioceratidae* в комплексах лон *Dactylioceras athleticum* и *Zugodactylites monestieri*. Полученные данные свидетельствуют о том, что *Omolonoceras proprium* A. Dagis встречен как с *Dactylioceras* spp., так и с *Zugodactylites* spp. в разрезах нижнего тоара рек Тюнг, Марха, Вилюй.

Лона *Zugodactylites monestieri* определяется по присутствию *Zugodactylites monestieri* A. Dagis и исчезновению большинства дактилиоцератид. Двустворки представлены многочисленными *Meleagrinella sparsicosta* (Petr.), гладкими *Pseudomytiloides* sp., *Dacryomya inflata* (Ziet.), *Tancredia bicarinata* (Schuryg.). Комплекс фораминифер состоит из *Saccamina ampullacea* Schl. и *Astacolus praefoliaceus* Gerke, среди которых встречаются довольно крупные особи с разорванной частью раковины. Иногда отмечаются единичные и плохой сохранности раковины гломоспир, трохаммины и много численных *Ammodiscus glutaceus* Gerke et Sossip., *Trochammina*

ex gr. *inuitata* Schl. и редких *Verneuilina* (?) sp. ind. Т. И. Кирина [9] в однообразных отложениях р. Тюнг приводит *Ammodiscus glutaceus* Gerke et Sossip., *Astacolus praefoliaceus* Gerke. Присутствие представителей рода *Zugodactylites*, вертикальное распространение которых в стратотипе тоара ограничено подзоной *Zugodactylites braunianus*, а также находки *Omolonoceras proprium* A. Dagis, встреченные совместно с *Zugodactylites monestieri* в тоаре Северо-Востока СССР, позволяют с уверенностью отнести эту часть разреза (низы пачки III сунтарской свиты) к лоне *Zugodactylites monestieri*.

Слои с *Pseudolioceras alienum* устанавливаются по находкам *Pseudolioceras alienum* A. Dagis, *Ps. spp.* и исчезновению представителей рода *Zugodactylites*. Весьма специфичен здесь комплекс двустворчатых моллюсков — многочисленные *Oxytoma jacksoni* (Pomp.), *Pseudomytiloides marchensis* (Petr.), *Meleagrinella faminiestriata* Polub., *Tancredia* ex gr. *securiformis* Dunk. Комплекс фораминифер, как указывалось выше, содержит повсеместно распространенные *Saccamina ampullacea* Schl., *Am. glutaceus* Gerke et Sossip., *Trochammina* sp., *Verneuilina* (?) sp. ind., *Astacolus praefoliaceus* Gerke. Комплексы фораминифер лоны *Zugodactylites monestieri* и слоев *Ps. alienum* р. Марха являются общими.

Возраст слоев с *Pseudolioceras alienum* вызывает оживленную дискуссию и является одним из наиболее сложных в стратиграфии пограничных отложений между нижней и средней юрой не только в изученном регионе, но и за его пределами. Аммониты этого вида, по мнению различных исследователей, имеют разный стратиграфический интервал распространения. Т. И. Кирина [9] относит эти слои к раннему аалену, тогда как А. А. Дагис [4] помещает их в тоар, ограничивая лонной *Zugodactylites monestieri*. Н. Г. Крымгольц [12] считает, что *P. alienum*, встреченные с *Zugodactylites* sp. в разрезах Северо-Востока СССР, отличаются от мархинских, которые датируют вмещающие их отложения ранним ааленом. Но так как *Ps. alienum* A. Dagis не встречен с раннеааленским *P. m'clintocki*, существенную роль в установлении возраста этих слоев играют двустворки.

Наиболее характерной формой для комплекса двустворок из слоев с *Pseudolioceras alienum* является *Oxytoma jacksoni* (Pomp.) и различные ее морфы, которые рядом исследователей рассматриваются как отдельные виды. Стратиграфический диапазон *Oxytoma jacksoni* хорошо зафиксирован аммонитами в ряде районов Арктического палеобассейна. Так, впервые представители этого вида описаны из верхнеааленских отложений Земли Франца Иосифа [23]. В Арктической Канаде они распространены в нижнеааленских отложениях с *Pseudolioceras m'clintocki* [21]. На Северо-Востоке СССР эта форма весьма характерна для верхней части нижнего аалена (зона *Pseudolioceras m'clintocki*). Таким образом, повсеместно *Oxytoma jacksoni* с учетом сопровождающего ее комплекса двустворок как будто бы датирует вмещающие отложения ааленом. Опираясь на эти данные, слои с *Oxytoma jacksoni* и *Pseudolioceras alienum* в Вилюйской гемпсинеклизе были отнесены к аалену. Соответственно предполагается выпадение из разреза всего верхнего тоара. В таком виде схема стратиграфии пограничных слоев нижней и средней юры принята Межведомственным совещанием (Новосибирск, 1978 г.). Однако, если учитывать гомотаксальность, присущую многим двустворкам, не исключена возможность позднетоарского возраста слоев с *Oxytoma jacksoni*. В этом случае полузамкнутое тоарское Вилюйское море было центром расселения *Oxytoma jacksoni*, что вполне вероятно, если исходить из общих представлений о тоарской палеогеографии Сибири, складывающихся в последнее время.

Комплекс двустворок из слоев с *Pseudolioceras alienum* весьма специфичен (см. выше). Очень интересны новые находки макроокаменелостей из пограничной части лоны *Zugodactylites monestieri* и слоев с *Pseudolioceras alienum*. В целом комплексы двустворок этого интервала хорошо раз-

личимы. В первом доминируют *Meleagrinnella sparsicosta*, *Pseudomytiloides* spp. (гладкие), *Dacryomya inflata*, *Tancredia bicarinata*, для второго характерны *Oxytoma jacksoni*, *Pseudomytiloides marchaensis*, *Meleagrinnella faminaestriata* и др. Однако в обнажении № 6, слой 3 (см. рисунок) представители *Zugodactylites* обнаружены в двойной конкреции вместе с первыми *Oxytoma jacksoni*, а позже, при препарировке доставленных образцов, найдена раковина *Zugodactylites* в конкреции, взятая в 20 см выше первых находок *Oxytoma jacksoni*. Эти находки, с одной стороны, хотя и могут быть обусловлены конденсацией пограничных слоев, настораживают и делают вероятной более тесную связь комплекса слоев *Pseudolioceras alienum* с подстилающими. С другой стороны, в лохайнских слоях комплекс двустворок насыщен *Pseudomytiloides marchaensis*, *Modiolus numismalis*, встречающихся и ниже. Новым элементом комплекса здесь являются *Arctotis marchaensis*, раннеааленский возраст которых в последнее время как будто бы не вызывает сомнений.

Таким образом, анализ распределения макрофауны в слоях с *Pseudolioceras alienum* и пограничных с ними отложениях не исключает верхне-тоарского возраста слоев. Ревизия прежних представлений возможна только на разрезах, где *Pseudolioceras alienum* встречаются совместно с другими аммонитами узкого стратиграфического диапазона.

Возраст описанного интервала якутской свиты устанавливается как ааленский (лона *Pseudolioceras m'clintocki*) по присутствию многочисленных *Arctotis marchaensis* (Petr.), *Pseudomytiloides marchaensis* (Petr.), крупных *Modiolus* ex gr. *numismalis* Opp. и *Tancredia* spp., а также многочисленных *Ammodiscus glumaceus* Gerke et Sossip. forma 1 и редких *Glo-mospira* spp.

Вышележащие слои (пачка II якутской свиты) с *Camptonectes keli-myarensis* и *Arctotis lenaensis* отнесены к верхнему аалену по присутствию многочисленных *Camptonectes* (*Boreionectes*) *keli-myarensis* (Zakh. et Schuryg.), *Arctotis lenaensis* (Lah.), *Arctica humiliculminata* Schuryg., *Nuculana* sp. ind. и др. и исчезновению *Arctotis marchaensis* (Petr.). Фораминиферы представлены: *Ammodiscus pseudoinfinus* Gerke et Sossip. forma *granulata*.

В большинстве изученных разрезов верхнеааленские отложения перекрываются континентальными песчаниками и конгломератами якутской свиты.

Таким образом, морская юра западной части Вилюйской гемисинеклизы представлена лонами верхнего плинсбаха, тоара и нижнего аалена, подстилается существенно континентальными породами укугутской свиты (геттанг — нижний плинсбах) и перекрывается континентальными же образованиями якутской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских отложений Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба. — В кн.: Региональная стратиграфия СССР. Т. 3. М.: АН СССР, 1958. 136 с.
2. Герке А. А. Фораминиферы пермских, триасовых и лийасовых отложений нефтеносных районов севера Центральной Сибири. Л.: ННИГА, 1961, т. 120, 579 с.
3. Дагис А. А., Дагис А. С. Стратиграфия тоарских отложений Вилюйской синеклизы. — В кн.: Проблемы палеонтологического обоснования детальной стратиграфии мезозоя Сибири и Дальнего Востока. М. — Л.: Наука, 1967, с. 41—60.
4. Дагис А. А. Тоарские аммониты (*Dactylioceratidae*) Севера Сибири. — Тр. ИГГ СО АН СССР, вып. 40. М.: Наука, 1968. 108 с.
5. Дагис А. А. Тоарские аммониты (*Hildoceratidae*) Севера Сибири. — Тр. ИГГ СО АН СССР, вып. 99. Новосибирск: Наука, 1974. 107 с.
6. Захаров В. А., Шурыгин Б. Н. Биогеография, фауны и стратиграфия средней юры Советской Арктики. Вып. 352. Новосибирск: Наука, 1978. 263 с.
7. Кирина Т. И. К стратиграфии юрских отложений Вилюйской синеклизы. — Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 1, с. 98—101.

8. Кирина Т. И. Стратиграфия нижнеюрских отложений западной части Вилюйской синеклизы. Л.: Недра, 1966, с. 18—71.
9. Кирина Т. И. О пограничных слоях нижней и средней юры в Вилюйской синеклизе и прилегающей части Приверхоянского прогиба. — В кн.: Биостратиграфия отложений мезозоя нефтегазоносных областей СССР, № 338. Л.: Недра, 1976, с. 42—71.
10. Кирина Т. И., Мессежников М. С., Решин Ю. С. О новых местных подразделениях в юре Западной Якутии. — В кн.: Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Сб. науч. трудов. Новосибирск, 1978, с. 70—85.
11. Князев В. Г., Кисельман Э. Н., Девятков В. П., Шурыгин Б. Н. К объему тунгской свиты (юра Вилюйской гемисинеклизы). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981, Вып. 287, с. 49—57.
12. Крымгольц Н. Г. Биостратиграфия и аммониты тоара и аалена Западной Якутии. Автореф. канд. дис. Л., 1975. 18 с.
13. Максимов В. А. О стратиграфии юрских отложений окрестностей Якутска. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1941, № 6, с. 16—26.
14. Решения Второго Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. 215 с.
15. Ржонинский А. Г. Краткий отчет о геологических исследованиях в бассейнах Вилюя и Лены. — Зап. Минералог. о-ва, 1918, вып. 1. Сер. 2, ч. 51, с. 102—110.
16. Сластенов Ю. Л., Трушкова Л. Я., Граусман В. В., Ростовцев В. Н. К стратиграфии юрских отложений Лено-Вилюйской нефтегазоносной области. — В кн.: Поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений в Якутской АССР. Якутск, 1976, с. 143—149.
17. Стратиграфия юрской системы Севера СССР. М.: Наука, 1976. 436 с.
18. Шаровская Н. В. Некоторые новые виды фораминифер из среднеюрских отложений Нордвикского района. — Сб. статей по палеонтологии и биостратиграфии. Л., ННИГА, вып. 11. 1958, с. 31—65.
19. Шурыгин Б. Н. Двустворчатые моллюски и биофауны в позднеплинсбахском море Анабарского района. — В кн.: Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. Новосибирск: Наука, 1979, с. 82—91.
20. Dean W., Donovan D., Howarth M. The Liassic Ammonites Zones and subzones of the North-West European province. — Bull. Brit. Mus (Nat. Hist.) Geol., S. 4, N 10, 1961, vol. 4. 505 p.
21. Frebold H. Fauna, age and correlation of the jurassic rocks of Prince Patrick Island, Ottawa, 1958. 69 p.
22. Hölder H. Jura. Handbuch der Stratigraphischen. — Geologie, 1964, Bd 4, 603 s.
23. Pompeck J. F. The Jurassic Fauna of Cape Flara, Franz-Josef-Land; n: The Norwegian north Polar Expedition 1893—1896. Scientific results. London, 1899, p. 3—147.

В. Г. Князев

ОБОСНОВАНИЕ ГРАНИЦЫ МЕЖДУ НИЖНИМ И ВЕРХНИМ ОКСФОРДОМ НА СЕВЕРЕ СССР

Биостратиграфическое расчленение верхнеюрских отложений изучено достаточно детально. Это обусловлено наличием прекрасных морских разрезов с обильной фауной, в том числе аммонитов. Однако имеется ряд нерешенных вопросов, требующих дальнейшей разработки. К их числу относится вопрос о детальном расчленении эквивалентов стратотипической зоны *Perisphinctes plicatilis* на севере Сибири и последующей их корреляции с одновозрастными отложениями в пределах Бореального пояса. Разрешение этой проблемы позволило бы более объективно подойти к обоснованию границы между нижним и верхним оксфордом на Севере СССР.

В стратотипе оксфордского яруса Англии граница между нижним и верхним оксфордом проводится в основании зоны *Perisphinctes plicatilis*, которая расчленена на три подзоны (снизу вверх): 1) *Cardioceras* (*Vertebriceras*) *vertebrale*; 2) *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *antecedens*; 3) *Perisphinctes* (*Perisphinctes*) *parandieri*. Подзона *Vertebriceras vertebrale* охарактеризована следующим комплексом аммонитов: *C. (V.) vertebrale* (Sow.),

C. (V.) densiplicatum Boden, *C. (V.) sowerbyi* Arkell, *C. (Plasmatoceras) tenuicostatum* (Nik.), *C. (P.) popilaniense* Boden, *C. (Cardioceras) cordatiforme* (Buckm.), *C. (C.) wrighti* Arkell, *C. (C.) highmoori* Arkell, *C. (C.) caustirufae* Arkell, *C. (C.) persecans* (Buckm.), *C. (Scoticardioceras) excavatum* (Sow.) и многочисленными перисфинктидами [5—7]. Необходимо отметить, что приведенные в этом списке виды подрода *Pdasmatocheras* найдены в конденсированных слоях Аригровского камня в окрестностях Оксфорда, которые датируются низами зоны *Perisphinctes plicatilis*. По мнению В. Аркелла, эти слои сопоставляются с Херсумскими слоями Южной Германии — зоной *Cardioceras tenuicostatum* [17]. Впоследствии эта зона была переведена в ранг подзоны и рассматривалась отдельными геологами в качестве эквивалента английской подзоны *Cardioceras vertebrale* [10, 11, 16]. Это предположение подтвердилось совместным нахождением *C. (P.) tenuicostatum* (Nik.) и *C. (V.) vertebrale* (Sow.) — видом — индексом английской подзоны.

Однако некоторые исследователи считают, что *C. (P.) tenuicostatum* (Nik.), не может рассматриваться в качестве стабильного вида — индекса, так как в различных разрезах он занимает разные стратиграфические уровни. Например, А. Цайсс [18], Н. Т. Сазонов [3] и Л. М. Ротките [4] относят его к отложениям зоны *Cardioceras cordatum*, Л. Малиновская [13—15] рассматривает в качестве вида, характерного для отложений зон *Cardioceras praecordatum* и *Cardioceras Bukowskii*.

В связи с тем, что указанный вид широко распространен во многих разрезах оксфорда в пределах Бореального пояса и сопровождается характерным комплексом аммонитов, а вид — индекс английской подзоны *Cardioceras vertebrale* встречается весьма редко и представлен немногочисленными экземплярами, весьма важно выяснить пределы вертикального распространения *C. (P.) tenuicostatum* (Nik.) в различных регионах с целью уточнения границы между нижним и верхним оксфордом.

Материалом для написания статьи послужили коллекции аммонитов, собранные автором из разрезов верхнего оксфорда низовьев рек Анабар (Северная Якутия), Чернохребетной (Восточный Таймыр), Пижмы (бассейн р. Печоры) и коллекции аммонитов, собранные М. С. Месерниковым из разрезов верхнего оксфорда центральных областей Русской Равнины.

ОПИСАНИЕ ОСНОВНЫХ РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕГО ОКСФОРДА НА СЕВЕРЕ СССР

Низовья р. Анабар

Верхнеоксфордские отложения, прослеживаемые в береговых обрывах между устьями рек Половинная и Соединенная, согласно залегают на нижнем оксфорде [1]. Описание разреза мы начинаем с верхов нижнего оксфорда.

Слой 1. Песок алевроитовый, мелкозернистый, светло-серого цвета. В кровле наблюдается прослой песчаника с известковистым цементом. В слое встречены: *Cardioceras (Cardioceras) cordatum* (Sow.), *C. (C.) arcticum* Pavl., *C. (Scoticardioceras) excavatum* (Sow.), *C. (Sc.) tolli* Pavl., *C. (Vertebriceras) vertebrale* (Sow.). Мощность 2,5 м.

Слой 2. Песок алевроитовый, черного цвета с примесью лептохлорита. В кровле прослеживается выдержанный прослой карбонатных конкреций, выше которого залегает горизонт мелких конкреций фосфоритов. Основные находки аммонитов приурочены к горизонту карбонатных конкреций и представлены следующими видами: *C. (Plasmatoceras) tenuicostatum* (Nik.), *C. (P.) popilaniense* Boden, *C. (P.) bodylevskii* Knjazev, *C. (V.) den-*

siplicatum Boden, *C. (V.) sowerbyi* Arkell, *C. (V.) ca elatum* Pavl., *C. (Sc.) excavatum* (Sow.). Мощность 0,6—3 м.

Слой 3. Песок мелкозернистый, светло-серого цвета с прослоем зеленовато-синих плотных карбонатных конкреций. Комплекс аммонитов представлен *Amoeboceras (Prionodoceras) spp.* Мощность 1,0 м.

Бассейн р. Чернохребетной (Восточный Таймыр)

Так же как и в анабарском разрезе, верхнеоксфордские отложения залегают на нижнем оксфорде, с верхов которого мы описываем разрез.

Слой 1. Песчаник мелкозернистый, зеленовато-серый со следующим комплексом аммонитов: *C. (C.) cordatum* (Sow.), *C. (C.) arcticum* Pavl., *C. (Sc.) excavatum* (Sow.). Мощность 15 м.

Слой 2. Ракушняк известковистый с многочисленными раковинами плеуроний. Мощность 0,8 м.

Слой 3. Песчаник мелкозернистый, светло-серого цвета, с разрозненными известковистыми конкрециями. Аммониты приурочены к наружной поверхности конкреций и представлены: *Cardioceras (Plasmatoceras) tenuicostatum* (Nik.), *C. (Vertebriceras) densiplicatum* Boden, *C. (Scoticardioceras) excavatum* (Sow.). Мощность 0,7 м.

Слой 4. Песчаник серый, мелкозернистый, алевроитовый. В 4 м от подошвы слоя встречен *Amoeboceras (Prionodoceras) cf. alternoides* (Nik.). В интервале 1,5—2,2 м от основания слоя встречены *C. (Plasmatoceras) tenuicostatum* (Nik.), *C. (Vertebriceras) densiplicatum* Boden, *C. (Scoticardioceras) excavatum* (Sow.).

Р. Пижма (бассейн р. Печоры)

Выше слоев с келловейскими *Longaeviceras spp.* и *Eboraceras spp.* со следами перемыка залегают:

Слой 1. Песчаник оолитовый, известковистый, зеленовато-серый с коричневатой побелалостью. Встречены многочисленные *C. (P.) tenuicostatum* (Nik.), *C. (P.) popilaniense* Boden, *C. (V.) densiplicatum* Boden, *C. (V.) sowerbyi* Arkell, *C. (C.) cordatum* (Sow.), *Amoeboceras (Prionodoceras) sp. indet.* Мощность 0,4 м.

Слой 2. Песок глауконитовый, мелкозернистый, зеленовато-серого цвета. Встречены плохой сохранности *Amoeboceras sp. indet.* Мощность 2,5 м.

Таким образом, во всех изученных разрезах между зоной *Cardioceras cordatum* нижнего оксфорда и слоями с *Amoeboceras spp.* четко выделяется дискретный комплекс аммонитов, состоящий из представителей *Cardioceratinae* и отличающийся как от нижнего, так и от верхнего комплекса по видовому составу. Этот комплекс характеризуется многочисленными находками подродов *Plasmatoceras*, *Vertebriceras* и менее многочисленными *Scoticardioceras spp.* Исключение составляет разрез по р. Пижме. Здесь наряду с представителями перечисленных выше подродов встречены единичные *Cardioceras (Cardioceras) cordatum* (Sow.) — вид — индекс верхней зоны нижнего оксфорда и *Amoeboceras (Prionodoceras) sp. indet.*, характерный для слоев с *Amoeboceras*. Все это свидетельствует о том, что в разрезах бассейна р. Печоры мы имеем дело с конденсированным слоем, в котором перемешана фауна нижнего оксфорда и двух нижних горизонтов верхнего. Однако в количественном и таксономическом отношении явно преобладают виды, характерные для подзоны *Vertebriceras vertebrale*.

Корреляция этого комплекса может быть проведена со многими основными разрезами верхнего оксфорда в пределах Бореального пояса, где встречены *Cardioceratinae*. В стратотипическом разрезе Англии общими с северосибирскими являются следующие виды: *C. (V.) densiplicatum*

Boden, C. (V.) *sowerbyi* Arkell, C. (P.) *tenuicostatum* (Nik.) C. (P.) *popilaniense* Boden, C. (Sc.) *excavatum* (Sow.). Различия заключаются в том, что в северосибирских разрезах низов верхнего оксфорда виды подрода *Cardioceras* s. str. полностью отсутствуют. Кроме того, вид — индекс английской подзоны *Vertebriceras vertebrale* здесь встречается только в зоне *Cardioceras cordatum* с весьма отличным комплексом сопровождающих его видов. Отсутствие C. (V.) *vertebrale* (Sow.) в аналогах подзоны *Vertebriceras vertebrale* северосибирских разрезов; возможно, объясняется неполнотой сборов. Необходимо отметить, что и в английских разрезах C. (V.) *vertebrale* (Sow.) встречается весьма редко [5, 6, 9].

Очень сходны комплексы кардиоцератин подзоны *Vertebriceras vertebrale* на севере Сибири и во Франции [10, 11, 16]. Здесь практически присутствуют все виды северосибирской подзоны *Vertebriceras vertebrale*, причем совместно с C. (P.) *tenuicostatum* (Nik.). На основании этого французские геологи присваивают данной подзоне двойное название *Vertebriceras vertebrale*—*Cardioceras tenuicostatum*. Находки C. (V.) *vertebrale* (Sow.) во французских разрезах также весьма редки.

В разрезах верхнего оксфорда ФРГ C. (P.) *tenuicostatum* (Nik.) встречается только в зоне *Cardioceras cordatum* [18]. Выше этой зоны А. Цайсс выделяет отдельный комплекс аммонитов, включающий следующие виды кардиоцератин: C. (C.) *caustirufae* Arkell, C. (C.) cf. *cordatiforme* (Buckm.), C. (C.) *highmori* Arkell, C. (C.) *persecans* (Buckm.) *fileyense* Arkell, C. (Cawtoniceras) *cawtonense* (Blake and Huddleston), C. (Cawt.) *intercalatum* Arkell, *Amoeboceras* (*Prionodoceras*) *kostromense* (Nik.), C. (*Maltoniceras*) *bodeni* (Maire), C. (M.) *highworthense* Arkell, C. (M.) *maltonense* (Young and Bird), C. (M.) *orbignyi* (Maire), C. (M.) aff. *vagum* (Illov.), C. (M.) *tenuiserratum*—*trinodosum* Maire, C. (Sc.) *excavatum* (Sow.), C. (Sc.) *expositum* (Buckm.), C. (Sc.) *serrigerum* (Buckm.), C. (V.) *costulosum* (Buckm.), C. (V.) *densiplicatum* Boden и *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) *plicatilis* (Sow.), а также другие перисфинктиды, несомненно, соответствующие зоне *Perisphinctes plicatilis*. В этом комплексе только три вида характерны для нижней подзоны зоны *Perisphinctes plicatilis*, что указывает на вероятное присутствие здесь аналогов подзоны *Vertebriceras vertebrale*, хотя для окончательного решения необходимо более детальное исследование западногерманского разреза.

В Польше аналогом подзоны *Vertebriceras vertebrale* является верхняя часть зоны *Cardioceras excavatum*, где наряду с видом — индексом встречаются C. (P.) *tenuistriatum* Bor., C. (P.) *popilaniense* Boden, C. (V.) *zenaidae* Illov. Вид C. (P.) *tenuicostatum* (Nik.) определяется Л. Малиновской [13—15] из нижней зоны *Cardioceras bukowskii* нижнего оксфорда *. Однако изображенный экземпляр представляет собой обломок раковины, который с меньшей вероятностью может быть отнесен и к C. (*Scarburchiceras*) *bukowskii* Maire. Исходя из этого, делать какие-либо выводы о нижней границе распространения представителей подрода *Plasmatoceras* невозможно. Другие два вида C. (P.) *tenuistriatum* Bor. и C. (P.) *popilaniense* Boden характеризуют зону *Cardioceras excavatum*, которая уверенно сопоставляется с подзоной *Vertebriceras vertebrale* стратотипа.

Отчетливо прослеживаются аналоги подзоны *Vertebriceras vertebrale* на территории Советской Прибалтики. Список фауны аммонитов представлен Л. М. Ротките [4] следующими видами: C. (V.) cf. *vertebrale* (Sow.), C. (V.) cf. *quadratoide* (Nik.), C. (Sc.) *excavatum* (Sow.), C. (P.) *popilaniense* Boden, C. (P.) *tenuicostatum* (Nik.), C. (P.) *tenuistriatum* Bor. Этот исследователь рассматривает слон с данным комплексом в качестве зоны *Cardio-*

* Зоны, выделенные Л. Малиновской, отличаются по объему от стандартных (зона *Cardioceras bukowskii* отвечает нижнему оксфорду стратотипа, без зоны *Cardioceras cordatum*, а зона *Cardioceras excavatum* охватывает последнюю и низы верхнего оксфорда).

ceras cordatum. Однако присутствие здесь вида — индекса, и других характерных видов позволяет уверенно коррелировать данные слои с подзоной *Vertebriceras vertebrale* стратотипа.

На Русской равнине в комплексе аммонитов зоны *Cardioceras cordatum* встречаются следующие виды: C. (C.) *cordatum* (Sow.), C. (V.) *vertebrale* (Sow.), C. (P.) *tenuicostatum* (Nik.), C. (V.) *excavatum* (Sow.). В результате просмотра коллекций аммонитов, собранных М. С. Месежниковым из разрезов верхнего оксфорда бассейна р. Волги, выяснилось, что выше слоев с C. (C.) *cordatum* обособливается четкий комплекс аммонитов, представленный видами подродов *Vertebriceras* и *Plasmatoceras*. Насколько достоверно сопоставляется этот комплекс с таковыми из стратотипа подзоны *Vertebriceras vertebrale*, можно выяснить только после детального описания аммонитов из этих местонахождений. М. С. Месежников [2] считает, что слои с *Vertebriceras* spp. и *Plasmatoceras* spp. должны рассматриваться в объеме зоны *Amoeboceras alternoides* как ее нижняя подзона. Тогда основание зоны *Amoeboceras alternoides* Русской равнины будет четко совпадать с нижней границей зоны *Perisphinctes plicatilis*, что позволит более уверенно проводить границу между нижним и верхним оксфордом.

Таким образом, выясняется, что как в Арктической, так и в Бореальной областях, где распространены представители подсемейства *Cardioceratinae*, в слоях выше зоны *Cardioceras cordatum* выделяется своеобразный и дискретный комплекс кардиоцератин, представленный видами подродов *Vertebriceras* и *Plasmatoceras*, который хорошо коррелируется с нижней частью зоны *Perisphinctes plicatilis*—подзоной *Vertebriceras vertebrale* стратотипа. Слои, содержащие этот комплекс аммонитов и рассматриваемые нами в ранге подзоны, следует, по-видимому, отнести к низам верхнего оксфорда.

Необходимо отметить, что проведенные сопоставления приближительные, так как в арктических разрезах верхнего оксфорда отсутствует большое число таксонов (например, *Perisphinctidae*), характерных для данного интервала в Западной Европе. Однако эти отличия в комплексах аммонитов не могут существенно сказываться на детальности проводимых корреляций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Князев В. Г. Аммониты и зональная стратиграфия нижнего оксфорда севера Сибири. М.: Наука, 1975. 140 с.
2. Месежников М. С. Общий обзор стратиграфии. Оксфордский ярус. — В кн.: Стратиграфия юрской системы Севера СССР. М.: Наука, 1976. 436 с.
3. Сазонов Н. Т. Юрские отложения центральных областей Русской платформы. Л.: Гостехиздат, 1957. 154 с.
4. Ротките Л. М. Аммониты и двусторонки верхнеюрских отложений Советской Прибалтики. Автореф. дис. Вильнюс, 1968. 24 с.
5. Arkell W. Monograph on the English Coral. Beds. Paleontogr. Soc. London, 1935—1948. 420 p.
6. Arkell W. The Geology of Oxford. Oxford University Press, 1947. 37 p.
7. Arkell W. Jurassic Geology of the World. Edinburgh and London, 1956. 806 p.
8. Buckman S. Type Ammonites, V. London, 1925, p. 550—670.
9. Callomon J. Notes on the Callovian and Oxfordian Stages. In Colloque sur le Jurassique a Luxembourg. Publ. Inst. sec. Sc. natur., phys. et math., 1962, p. 269—291.
10. Enay R. Le Oxfordien dans la moitié sur Jura française. Etude stratigraph. Nouv. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon, fasc. VII, t. I et II, 1966, p. 262—266.
11. Enay R., Tintant H., Cariou E. Les faunes Oxfordiennes d'Europe meridionale essai de zonathion. Mem du bureau de recherches geol. et minier. n. 75, 1971, p. 221—234.
12. Maire V. Contribution a la connaissance des Cardioceratides. Etude sur les especes des genres *Pseudoceras*, *Quenstedticeras* et *Cardioceras* de Franche-Combe et de Bourgogne. — Mém. Soc. géol., France, N. S. t. 15, fasc. 2—3 (Mém. 34), 1937. 131 p.
13. Malinowska L. Stratygrafia Oksfordu Jury Szesztochowskiej na Podstawie Ammonitow. — Inst. Geol. prace, t. 36, Warszawa, 1963. 79 p.

14. Malinowska L. Biostratygrafia osadów dolnego i środkowego obrzeżenia Swiętokrzyskich. — Bull. Inst. Geol., 1967a, N 209, p. 53—93.
15. Malinowska L. Uwagi do stratygraphii górnej jury pozakarpackiej w Polsce. — Bull. Inst. Geol., Warszawa, 1967b, N 203, p. 62—84.
16. Montere R., Enay R., Cariou E. etc. Les zones du Jurassique en France. Extrait du C. R. Sommaire des seances de la Soc. geol. de France, fasc. 6, 1971. 121 p.
17. Salfeld H. Monographie der Gattung Cardioceras Neumayr et Uhlig. T. 1. Die Cardioceras des oberen Oxford and Kimmeridge. — Z. Deutsch. Geol. Ges., Jahrg., Bd 5, 1915, S. 149—204.
18. Zeiss A. Die ersten Cardioceraten — Faunen aus dem oberen Unter Oxfordien Süddeutschlands und einige Bemerkungen zur Dogger/Malm Grenze. — Geol. Jahrb., 1957, 73, S. 183—204.

А. В. Гольберт, И. Г. Климова, С. П. Булыникова,
В. П. Деватов, А. С. Турбина

МОРСКИЕ ВОЛЖСКИЕ И НЕОКОМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАСЕЙНА Р. БУОЛКАЛАХ (АРКТИЧЕСКАЯ ЯКУТИЯ)

Летом 1978 г. палеонтолого-стратиграфическим отрядом СНИИГГиМС исследованы естественные выходы морского неокома и верхних горизонтов юры в верхнем течении р. Буолкалах (левый приток р. Оленек у его устья) на участке протяженностью около 50 км между устьями рек Сарын и Иэдэс и до 10 км ниже по реке. Слои горных пород на этом участке, полого ундулируя, падают на север; залегание их осложнено разрывными нарушениями с амплитудами смещения блоков до 100 м. Условия залегания пород определили выход на дневную поверхность в береговых обрывах реки, текущей здесь с юго-запада на северо-восток, сначала среднеюрских и волжских, затем, в середине участка, — берриасских, а в конце — валанжинских отложений (рис. 1).

Стратиграфия и литолого-фациальный состав отложений изучены А. В. Гольбертом и В. П. Деватовым, биостратиграфия и аммониты — И. Г. Климовой, двустворчатые моллюски и фораминиферы — А. С. Турбиной и С. П. Булыниковой соответственно.

Морские волжско-неокомские отложения р. Буолкалах образуют мощную (до 400 м) сероцветную терригенную толщу, сложенную алевро-

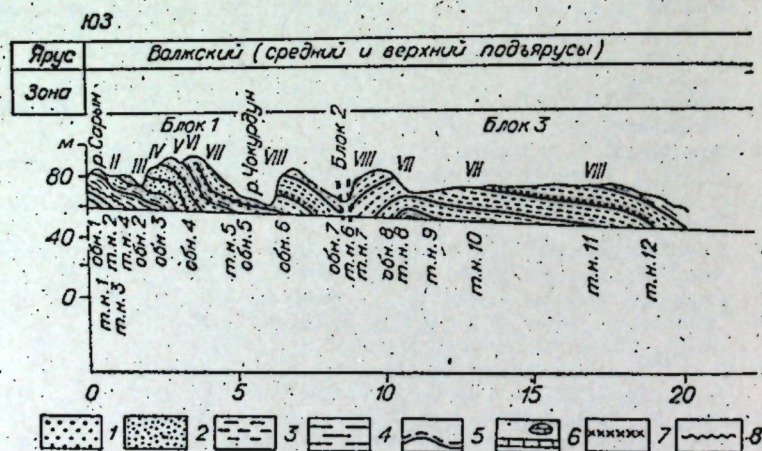


Рис. 1. Схема геологического строения приповерхностных отложений: горизонтальный 1:100000, 1 — гравий; 2 — песок; 3 — алевроит; 4 — глина; 5 — конкреционные слои несогласия и разрывы; 6 — карбонатные конкреции; 7 — железистые породы; 8 — стратиграфические несогласия; 9 — дизъюнктивные нарушения; 10 — угленосность; 11 — косо слоистость; 12 — угленосность; 13 — косо слоистость; 14 — угленосность; 15 —

тами, глинами (нередко переслаивающимися в грубослоистых пачках) и мелкозернистыми песками. В толще содержится не менее 20 горизонтов крупных (до 6 м в поперечнике при толщине обычно не более 1 м) конкреций, сложенных чаще всего плотным известковым алевролитом. Конкрекции обычно караваеобразной или лепешковидной формы; иногда они сростаются в пласты небольшой (как правило, не более 1 м) мощности. Конкреционные горизонты залегают друг над другом через 8—12 м, служат хорошими реперами (благодаря сохранению конкреций в пределах одного горизонта определенных размеров и формы) и чаще всего содержат фауну удовлетворительной сохранности, в том числе остатки аммонитов.

В начале изученного участка, у устья р. Сарын, видно, что волжско-неокомская толща с разрывом залегает на пачке серых плитчатых глин средней юры (байос) видимой мощностью 8 м и имеет в основании мало-мощный пласт мелкогалечного конгломерата.

Волжско-берриасская часть рассматриваемой толщи с перерывами прослеживается в обнажениях левого и правого берегов р. Буолкалах между устьями рек Сарын и Иэдэс и сложена в основном серыми алевроитами и глинами. Мощность ее оценивается в 350 м. В конце участка, ниже р. Иэдэс, обнажается более молодая, валанжинская часть толщи мощностью около 50 м. Она сложена преимущественно светло-серыми породами — уплотненными массивными или слоистыми (нередко косослоистыми) песками и алевроитами с пачками и прослоями глин. Пески и алевроиты местами содержат линзы гравия, много углефицированного растительного детрита, обломки минерализованной древесины, крошку бурого угля.

Контакт валанжинских отложений с волжско-берриасскими не наблюдался; тем не менее очевидно, что обе эти части волжско-неокомской толщи качественно различны по литолого-фациальному составу: нижняя (волжско-берриасская) мелководно-морская существенно глинистая и алевроитовая с остатками морской фауны; верхняя (валанжинская) — прибрежно-континентальная (возможно, ваттовая) алевроито-песчаная с признаками угленосности. На этом основании первая в 1978 г. была выделена А. В. Гольбертом в качестве буолкалахской свиты, а вторая — иэдэсской.

Волжские отложения обнажены практически непрерывно на 20-километровом участке ниже устья р. Сарын (обн. 1—8, точки наблюдения 1—12). Разрез наращивается здесь от средневолжского подъяруса до зоны *Craspedites taimyrensis* верхнего подъяруса (между реками Сарын — Чо-

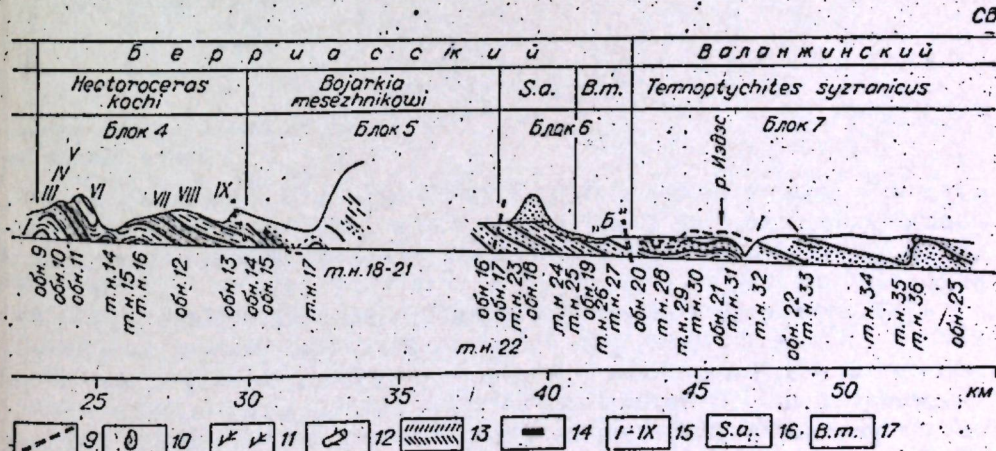


Рис. 2. Схема геологического строения приповерхностных отложений: вертикальный 1:2000, 1 — гравий; 2 — песок; 3 — алевроит; 4 — глина; 5 — конкреционные слои несогласия и разрывы; 6 — карбонатные конкреции; 7 — железистые породы; 8 — стратиграфические несогласия; 9 — дизъюнктивные нарушения; 10 — угленосность; 11 — косо слоистость; 12 — угленосность; 13 — косо слоистость; 14 — угленосность; 15 —

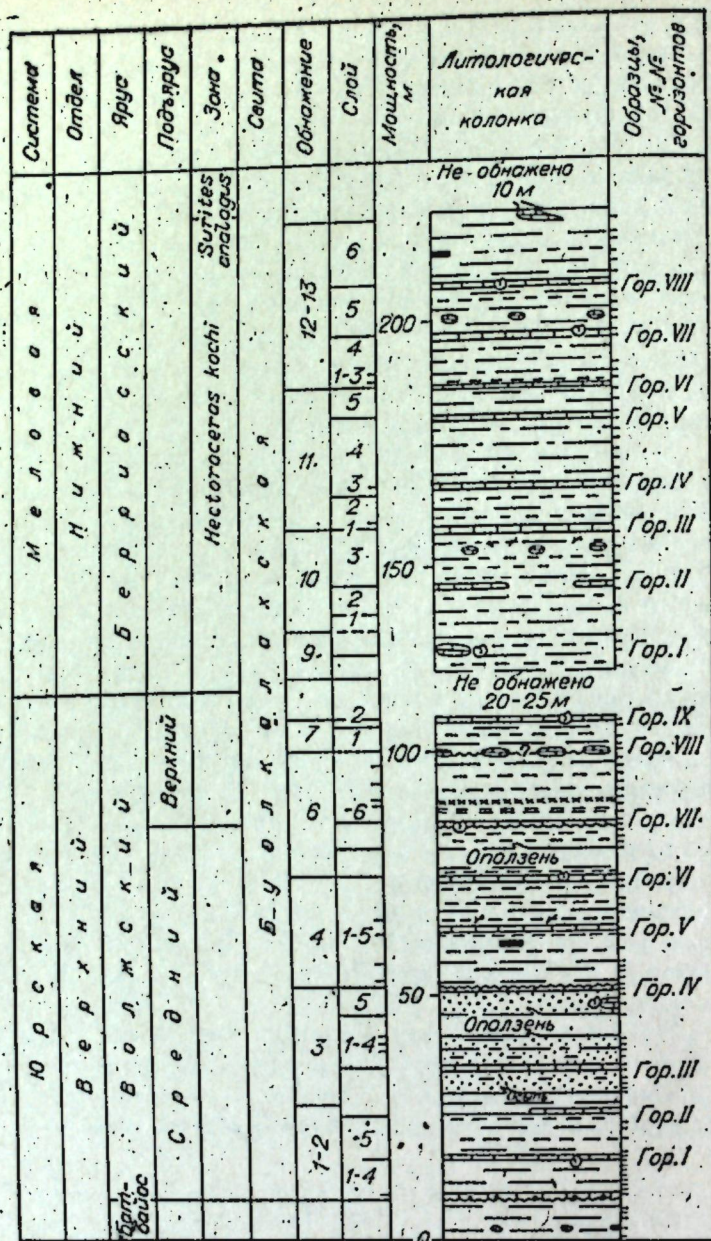
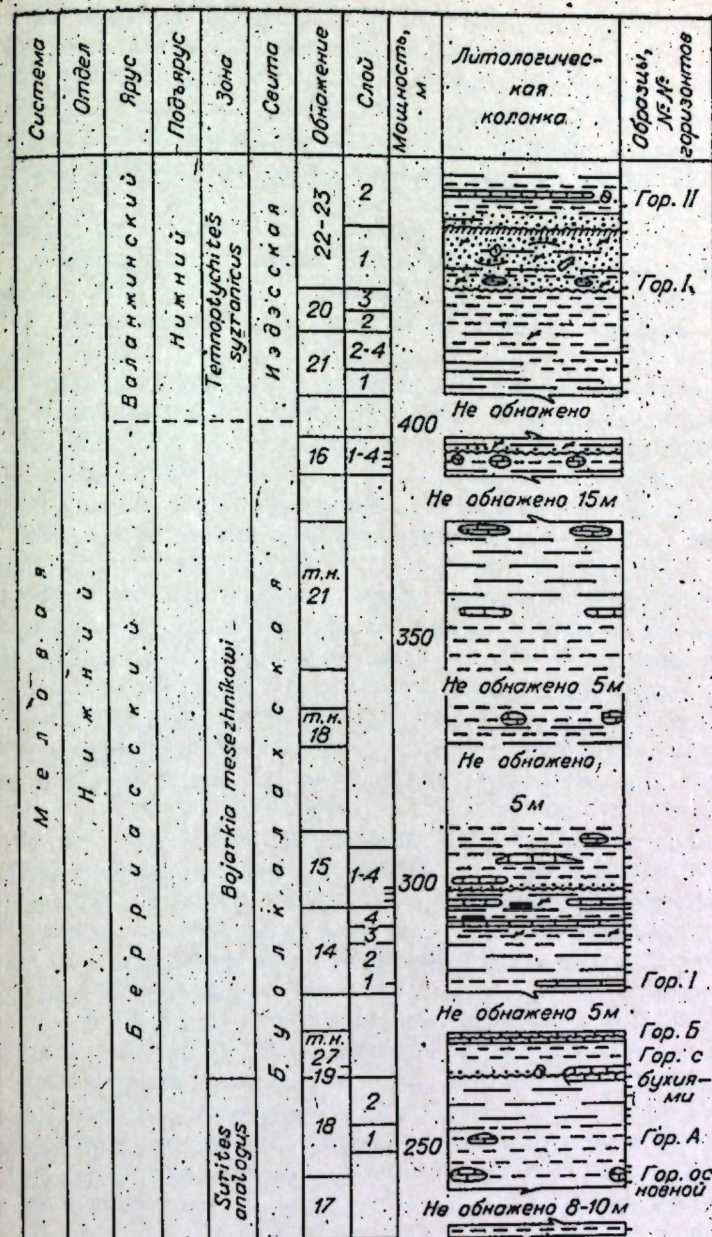


Рис. 2. Геологический разрез волюско-неоком
Условные обозначения

курдун и немного ниже). Затем следует небольшой приподнятый блок, приповерхностные слои в котором сложены средневолюжскими образованиями, после чего в следующем, третьем блоке, повторяется разрез первого (см. рис. 1).

Средневолюжские отложения между реками Сарын-Чокурдун (обн. 1—6; т. н. 1—5; см. рис. 1, 2) представлены светло-серыми алевроитами, серыми плитчатыми глинами (нередко те и другие тонко переслаиваются) и светло-серыми мелкозернистыми песками. В этой части разреза заключено шесть маломощных пластов известковистых алевролитов с фауной. Как и горизонты конкреций, они служили маркерами и нумеровались снизу вверх римскими цифрами (горизонты I—VI).

Палеонтологические остатки распределялись следующим образом.



ских отложений р. Буолкалах.
см. на рис. 1.

В пласте базального конгломерата найдено только несколько плохо сохранившихся ростков белемнитов. В горизонте I, в 8 м от подошвы конгломерата, — *Laugeites* sp. ind., *Taimyrosphinctes* sp. ind., *Buchia russiensis* (Pavl.); *B. sp.*, *Protocardia concina* Buch., *Inoceramus* sp. В обн. 2 в конкреции, примерно на 5 м ниже горизонта I, встречены остатки аммонитов, определенные как *Taimyrosphinctes* (?*Dorsoplanites*) sp. ind., а также *Buchia russiensis* (Pavl.). Горизонт III (обн. 3; 24 м выше базального слоя): *Buchia russiensis* (Pavl.). Горизонт VI (обн. 4; 37 м выше горизонта III): *Taimyrosphinctes* ex gr. *nudus* Mészán. (и другие неопределимые аммониты), *Buchia russiensis* (Pavl.), *Modiolus strajeskianus* (D'Orb.).

В следующем блоке (т. н. 6; см. рис. 1) в конкреционном горизонте встречены: *Laugeites* spp., *Epivirgatites* sp. indet., *Buchia* cf. *russiensis*

(Pavl.), *Limatula consobrina* (d'Orb.), *Arctica* sp., *Gomomya* cf. *dubois* (Ag.); в третьем блоке (обн. 8) примерно на уровне горизонта V в конкреции найдены *Laugeites* sp. indet., *Buchia russiensis* (Pavl.), а в 10 м выше — *Buchia* cf. *russiensis* (Pavl.), *Limatula consobrina* (d'Orb.), *Tancredia* sp., *Pleuromya* sp. В этом же блоке (т. н. 8—10) встречаются *Taimyrosphinctes* sp., *Virgatosphinctes* spp.? *Laugeites* sp. ind. *Buchia* cf. *russiensis* (Pavl.). *Buchia* sp. и *Inoceramus* sp.

В глинах, алевролитах и песках обнажений 1—5 и 8 встречены единичные секретионные фораминиферы: *Geinitzinita arctocretaceae* Gerke, *Marginulina subformosa* Bass., *Lenticulina* aff. *biezavata* (Mjatl.), *Guttulina dogeli* Dain, *Globulina chetaensis* (Bass.), *Planularia* aff. *caerulensis* E. Iv., *Dentalina* ? sp.

Согласно перечисленной фауне вмещающие отложения датируются верхней частью среднего подъяруса волжского яруса. Средневолжскими являются, видимо, и алевролиты массивные светло-серые, слагающие 9,5 м интервал между горизонтами VI и VII (обн. 5, 6, т. н. 10, 11; см. рис. 1, 2).

Приповерхностные слои в конце первого блока (ниже устья р. Чокурдун) принадлежат уже к верхнему подъярису волжского яруса. В обн. 6 (0,5 км ниже устья р. Чокурдун; см. рис. 1) видно, что верхневолжские отложения залегают на средневолжских со следами размыва. Представлены они в основном светло-серыми массивными или слоистыми алевролитами, нередко переслаивающимися с серыми плитчатыми глинами. В нижней части разреза, над горизонтом крупных конкреций известковистого алевролита с глауконитом (?) и обильной фауной верхневолжского подъяруса (горизонт VII, 0,5 м выше средневолжского горизонта VI) прослеживается пачка алевроита желто-зеленого (цвет «хаки») (обн. 6, слой 2; 3,2 м; см. рис. 2). Пачка венчается маломощным пластом (обн. 6, слой 3; 0,8 м) ржаво-красного «плитняка» — слабоуплотненного железистого (хлоритового) алевролита с неравноплитчатой отдельностью. Разрез обнажения заканчивается линзовидными конкрециями горизонта VIII, залегающими в 12,5 м выше горизонта VII. В обн. 7 (2,5 км ниже устья р. Чокурдун) разрез наращивается пачкой переслаивания серых алевроитов и глин (слой 1; 4,8 м; см. рис. 2), прослоем массивного алевроита цвета «хаки» (слой 2—1 м) и IX горизонтом конкреций, сложенным плотным известковистым алевролитом с глауконитом (?). Горизонтом IX заканчивается разрез юры на р. Буолкалах (см. рис. 2). В нижнем конце исследованного участка выходов юры (т. н. 11, 12; см. рис. 1) повторяется разрез обнажения 6 (близ устья р. Чокурдун): здесь на дневную поверхность выходят глинисто-алевритовая пачка верхних горизонтов средневолжского подъяруса с конкреционным горизонтом VI и верхневолжские зеленые и серые алевроиты, включающие конкреционные горизонты VII и VIII.

Находки ископаемых сделаны в конкреционных горизонтах VII (обильные) и IX. Горизонт VII (обн. 6): *Craspedites* sp., *C. sp. ind.*, *Buchia unschensis* (Pavl.), *Inoceramus subplanus* Zakh. et Turb., *Tancredia* sp., горизонт IX (обн. 7) — *Craspedites* (*Taimyroceras*) spp., *Buchia unschensis* (Pavl.). В т. н. 11 и 12 в горизонте VII найдены еще *Virgatosphinctes* spp. В обнажениях 6—8 в глинах и алевроитах, вмещающих конкреционные горизонты VII—IX, обнаружены единичные фораминиферы: *Marginulina subformosa* Bass., *M. cf. striatocostata* Reuss, *Astacolus* sp., *Recurvoides obskiensis* Rom., *Cribrostomoides infracretaceous* Mjatl., *Guttulina dogeli* Dain, *Saracenaria* sp., *Lenticulina* cf. *sossipatrovae* Gerke et E. Iv. По аммонитам и другой фауне можно сделать вывод о том, что слои, включающие конкреционные горизонты VII и VIII, принадлежат к верхневолжскому подъярису, а горизонт IX — ко второй сверху его зоне — *Craspedites taimyrensis*. К сожалению, из-за плохой сохранности краспедитов отложения, включающие горизонты VII и VIII, не могут быть датированы с точностью до зоны, но по заключению И. Г. Климовой, краспедиты в них отличны от

форм зоны *taimyrensis*. Скорее всего это нижняя зона верхневолжского подъяруса — *Craspedites okensis*. Находки *Buchia unschensis* этому не противоречат, так как они обильны в двух верхних зонах волжского яруса и в основании берриаса, встречаются также в зоне *Craspedites okensis* [2]. Вместе с тем следует допустить выпадение из разреза юры р. Буолкалах нижних слоев верхневолжского подъяруса, о чем свидетельствуют следы размыва в подошве горизонта VII — резкий, неровный (мелковолнистый) контакт с подстилающими отложениями.

Верхняя зона *Chetaites chetae* волжского яруса сибирских разрезов, так же как и нижняя зона *Chetaites sibiricus* берриасского яруса нижнего мела на р. Буолкалах не обнажены. Вслед за рассмотренным выше участком выходов юры новая группа обнажений начинается только через 3 км. В них на дневную поверхность выходят породы берриаса: вторая зона яруса — *Hectoroceras kochi* (обн. 9—13) и прислоненная к ней по разлому четвертая зона яруса — *Bojarkia mезezhnikowi*, слагающая приповерхностные слои в опущенном пятом блоке (обн. 14, т. н. 21 и обн. 16 в начале третьего участка обнажений, см. рис. 1).

Зона *Hectoroceras kochi* (обн. 9—13, т. н. 12^a—16; см. рис. 1, 2) сложена серыми глинами и алевроитами большей частью тонкопереслаивающимися (в средней части разреза зоны алевроиты и глины содержат много железистых силикатов типа глауконита или хлорит-сметита и имеют зеленовато-серую окраску). В видимом разрезе зоны мощностью 93 м содержится девять горизонтов крупных конкреций известковистых алевролитов (горизонты I—IX, обн. 9—13, см. рис. 1, 2). В конкрециях, а также в глинах и алевроитах довольно много фауны. Контакт зоны *kochi* с подстилающими отложениями не наблюдался, не обнажены и самые верхние ее слои.

Найдены следующие палеонтологические остатки: *Hectoroceras kochi* Spath (горизонт V, т. н. 15 и 16; горизонт VII, обн. 12), *H. sp. ind.* (горизонт VII, обн. 12), *Borealites* spp. (глинистый алевроит между горизонтами II и III, обн. 10; уплотненный алевроит между горизонтами III и IV, обн. 11; горизонт VII, обн. 12), *B. sp. ind.* (горизонт V, т. н. 16; горизонт VII, обн. 12), *Peregrinoceras* sp. (конкреция между горизонтами II и III, обн. 10), *Peregrinoceras* (? *Ronkinites*) sp. (горизонт VII, обн. 12), *P. sp. ind.* (горизонт VII, обн. 12). Самая верхняя находка аммонитов данной зоны сделана в пачке темно-серой глины между горизонтами VIII и IX (слой 6, обн. 13). Двустворчатые моллюски представлены: *Buchia* cf. *volgensis* (Lah.) (горизонты II, III, слой 3, обн. 10; горизонты IV, V, VI, обн. 11), *B. okensis* (Pavl.) (горизонт II, обн. 10), *B. fischeriana* (d'Orb.) (горизонт IV, обн. 11), *B. sp.* (горизонт VI, обн. 11), *Inoceramus* sp. (горизонт V, VI, обн. 11). В отдельных образцах глин и алевроитов из обнажений 10 и более четко — 11—13 встречаются единичные фораминиферы: *Cribrostomoides infracretaceous* (Mjatl.), *Recurvoides obskiensis* Rom., *R. paucis inflatus* Bulyn., *Lenticulina sossipatrovae* Gerke et E. Iv., *L. gudinae* E. Iv., *L. nivalis* Schl. et Gerke, *Marginulina impropria* Bass., *M. subformosa* Bass., *Pseudolamarckina* cf. *tatarica* (Rom.).

Перечисленная фауна распределена практически по всему наблюдаемому разрезу и достоверно датирует вмещающие отложения второй зоной берриасского яруса — *Hectoroceras kochi*.

Зона *Bojarkia mезezhnikowi* в конце второго обнаженного участка на р. Буолкалах (обн. 14, т. н. 21; см. рис. 1, 2) сложена в основном зеленовато-желто-серыми («хаки») глинистыми алевроитами. Только в нижней части видимого разреза преобладают серые глины, но и они включают прослойки зеленовато-серых алевроитов, число и мощность которых возрастают кверху (обн. 14, слой 1—3; см. рис. 2). Алевроиты верхней части разреза местами содержат растительный детрит, а в 22 м от основания разреза прослеживается пласт (обн. 14, слой 3; 0,7 м) внутриформационного конгломерата —

алевроита с глиняной галькой и прослойками такой гальки, образовавшейся при скатывании уплотненных плиток глины из подстилающих отложений. В породах заключено три конкреционных горизонта (I — в основании разреза, II — в средней его части, III — в 2 м ниже подошвы конгломерата), а выше пласта конгломерата на трех уровнях (непосредственно над конгломератом, а также в 4 и 8 м выше) встречены еще крупные конкреции караваеобразной формы (см. рис. 2).

Более высокие слои зоны обнажаются в срывах дерна в т. н. 17—21 (см. рис. 1). Их составляют светло-серые и зеленовато-серые алевроиты с прослойками серых плитчатых глины с конкрециями. Самые верхние слои видимого разреза зоны выходят на дневную поверхность в начале третьего участка, что начинается в 8 км выше устья р. Иэдэс (обн. 16; см. рис. 1). Там от уреза воды до 5 м обнажается 1,5 м слоистой глинисто-алевроитовой породы светло-серой с желтыми пятнами ярозитизации вокруг обломков древесины и редких остатков фауны (слой 1, обн. 16; см. рис. 2) и 1,2 м алевроита зеленовато-серого линзовидно-слоистого (слой 2, обн. 16) с горизонтом крупных (до 1 м в диаметре) шаровидных конкреций. В последних найден аммонит, определенный И. Г. Климовой как ?*Bojarkia* (?*Neotollia*) sp. ind., а немногим выше (обн. 16, слой 4; см. рис. 2) — *Buchia* cf. *volgensis* (Lah.). Эти находки указывают на принадлежность вмещающих отложений к верхним слоям берриаса. Выше в разрезе обн. 16 следует пласт, перемежа (слой 3; 0,6 м), сложенный зеленовато-серым алевроитом с глиняной галькой и двумя-тремя прослойками ракушняка двустворок. В подошве пласта много обломков обугленной древесины, желваки марказита, а в основании вмещающего слоя серой плитчатой глины (обн. 16, слой 4; 1,5 м) — опять слюбк ракушняка.

В породах зоны найдена фауна: *Bojarkia* sp. ind. (обн. 14, гор. I, обн. 15, слой 4, т. н. 21); *Partschiceras* sp. (т. н. 21), *Buchia volgensis* (Lah.), *B. af. okensis* (Pavl.) (обн. 14, гор. I, обн. 15, слой 3, 4, обн. 16, слой 2, т. н. 21, 22), *Inoceramus golberti* Zakch. et Turb. (обн. 16; слой 2), *Pleuromya* sp. (обн. 16; слой 2), *Pinna* sp. (т. н. 21), фораминиферы (спорадически, единичные экземпляры) *Cribrostomoides infracretaceous* (Mjatl.), *Marginulina striatocostata* Reuss, *Ammodiscus* ex gr. *parvus* Zasp.

Третья зона берриаса — *Surites analogus* выходит на дневную поверхность в начале третьего участка обнажений, близ устья р. Иэдэс. Там в нормальной стратиграфической последовательности следуют выходы сначала берриаса (зоны *Surites analogus* и *Bojarkia mезезhnikowi*), а затем первой зоны валанжина — *Temnoptychites syzranicus*. Верхние зоны берриаса составляют приповерхностные слои в первом блоке на участке между обн. 17 и т. н. 27, а нижний валанжин — во втором блоке (обн. 20—23; см. рис. 1). При этом в первом блоке, вблизи дневной поверхности, залегают, видимо, лишь верхние слои зоны *Surites analogus* и, нижние горизонты зоны *Bojarkia mезезhnikowi*, что следует из соотношения мощностей берриасских зон в северосибирских разрезах.

Зона *Surites analogus* (наблюдалась верхняя ее часть мощностью около 35 м) сложена внизу светло-серыми линзовидно-слоистыми глинистыми алевроитами с горизонтом крупных лепешковидных конкреций из рыхлого известково-глинистого алевролита (18 м от подошвы, так называемый «основной горизонт», обн. 17, т. н. 22, 23), а сверху — зеленовато-серыми породами: алевроитами с прослойками глины с горизонтом «А» крупных и очень плотных конкреций караваеобразной и эллипсоидальной форм (6 м выше «основного горизонта») и глинами. Монотонная пачка зеленовато-серых глины мощностью 10 м заканчивает разрез зоны (обн. 17, 18; см. рис. 2). В обн. 18 выше с размывом залегает толща песков предположительно готеривских.

Фауна: *Surites* sp. (обн. 17, «основной горизонт», т. н. 23), *Buchia volgensis* (Lah.), *B. lahusei* (Pavl.), *B. sp. Inoceramus* cf. *vereschagini* Poch.,

Inoceramus sp. ind., *Limatula consobrina* (d'Orb.), *Pleuromya* sp. (обн. 17, «основной горизонт»), *Astarte* sp. ind. (т. н. 23). Фораминиферы — единичные *Cribrostomoides infracretaceous* (Mjatl.) (обн. 17, 18).

Нижние слои зоны *Bojarkia mезезhnikowi* видимой мощностью около 20 м наблюдались фрагментарно в т. н. 25—27 и обн. 19 (см. рис. 1, 2). Они представлены светло-серыми и зеленовато-серыми алевроитами, местами тонкопереслаивающимися с глинами. В отложениях заключено два горизонта конкреций: «горизонт с бухами» — лепешковидные конкреции тонколинзовидно-слоистого известковистого алевролита (основание видимого разреза и горизонт «Б» — лепешковидные конкреции размером до 6 м плотного известковистого алевролита с глауконитом (?). В подошве «горизонта с бухами» и в середине горизонта «Б» замечены следы размыва, подчеркнутые скоплениями растительных остатков и гравия. Фауна: *Bojarkia* sp. ind. (т. н. 26), *Buchia volgensis* (Lah.) (т. н. 25, «горизонт с бухами», т. н. 26), *B. af. okensis* (Pavl.) (т. н. 26, «горизонт с бухами»).

Валанжинские отложения (зона *Temnoptychites syzranicus*), слагающие приповерхностные слои в последнем блоке изученного участка р. Буолкала (обн. 20—23, т. н. 28—36), имеют мощность около 50 м. В нижней части разреза (обн. 20, 21; см. рис. 2) это в основном серые и зеленовато-серые алевроиты и глины (иногда тонкопереслаивающиеся); в верхней преобладают светло-зеленовато-серые мелкозернистые пески (обн. 22, 23). Алевроиты и глины обычно массивные или линзовидно-слоистые, местами с прослойками желтых обожженных разностей. В отличие от берриасских пород они содержат много растительного детрита и практически лишены остатков морской фауны. Пески массивные или слоистые (горизонтально, перисто- или косослоистые) с линзами гравия, обломками обугленной древесины, местами с обильным растительным детритом и крошкой бурого угля. Остатки морской фауны и следы жизнедеятельности донных организмов отмечаются лишь в отдельных прослоях. В толще часто можно наблюдать следы размывов, обозначенные волнистыми контактами, скоплениями гравия и растительных остатков, а также не менее четырех горизонтов крупных разнообразной формы конкреций плотных известковистых алевролитов. С поверхности они всегда окислены — красно-бурные или лиловые, внутри — серые. Фауна: *Neotollia* sp. (обн. 23, слой 1), *Buchia keyserlingi* (Trautsch.) (т. н. 31), *B. cf. keyserlingi* (Trautsch.) (т. н. 31), морские звезды (обн. 22, гор. II); фораминиферы — единичные *Cribrostomoides* (обн. 22).

По материалам И. В. Школы, за изученным участком в береговых обнажениях р. Буолкала на дневную поверхность выходит угленосная салгинская свита (валанжин — апт) — песчаники с подчиненными прослоями и пачками алевролитов и глины мощностью свыше 200 м. Контакт ее с морской волюско-валанжинской толщей наблюдать не удалось.

Приведенные выше данные полевых и камеральных исследований позволяют дать краткое, но достаточно точное описание (диагноз) буолкалахской и иэдэсской свит, определить их стратиграфические диапазоны и указать взаимоотношения с другими литостратиграфическими подразделениями неокома Лено-Анабарского мегапрогиба.

Буолкалахская свита (волюский ярус — берриас) сложена светло-серыми (местами зеленовато-серыми) алевроитами и серыми глинами (нередко они переслаиваются в грубослоистых пачках) с подчиненными пачками и прослоями светло-серых мелкозернистых песков. На плоскостях напластования пород нередко встречаются волновая рябь, гнереоглифы, намывы растительного детрита. В толще содержится не менее пятнадцати горизонтов крупных (до 5 м в поперечнике) конкреций, сложенных плотным известковистым алевролитом, чаще всего караваеобразной или лепешковидной формы. В основании свиты — маломощный пласт (0,35 м)

мелкогалечного конгломерата с плотным известковистым цементом. Мощность свиты 280 м.

Фауна редка: *Taimyrosphinctes* spp., *Craspedites* spp., *Hectoroceras kochi* Spath., *Borealites* spp., *Surites* spp., *Bojarkia* spp. и др., *Buchia russiensis* (Pavl.), *B. unschensis* (Pavl.), *B. volgensis* (Lah.), *B. okensis* (Pavl.), *Inoceramus* spp. и др.

Стратиграфический диапозон: средневожский подъярус — берриас.

Стратотип: обнажения в береговых обрывах р. Буолкалах на участке между устьями рек Сарын и Издэс. Свита с размывом залегает на среднеюрских отложениях и, по-видимому, согласно перекрывается существенно песчаными породами валанжина (издэсская свита).

Распространение: широко развита в Лено-Анабарском мегапрогибе и на юге Хатангской седловины.

На р. Анабар в районе пос. Урюнг-Хая обнажены верхние слои свиты (зона *Bojarkia mesezhnikovi*) мощностью 34 м, которые ранее ошибочно были отнесены к бухатской свите (вожский ярус — берриас) Енисей-Хатангского прогиба в качестве самостоятельного ее члена — урюнг-хаянской пачки [1]. После изучения в 1978 г. дожско-валанжинской толщи на р. Буолкалах стало очевидно, что урюнг-хаянская пачка р. Анабар есть часть буолкалахской свиты. Ввиду невозможности выделения и картирования этой части буолкалахской свиты по литологическим признакам, урюнг-хаянская пачка как региональное стратиграфическое подразделение упраздняется.

Особенности состава отложений и заключенной в них фауны свидетельствуют об образовании буолкалахской свиты в прибрежной мелководной зоне морского бассейна на глубинах средней и верхней сублиторали (40—10 м). Верхние слои свиты на р. Анабар образовались при регрессии моря в отделившемся от него заливе [1, 3].

Издэсская свита (валанжин) сложена светло-серыми или светло-зелено-серыми мелкозернистыми уплотненными песками и алевроитами, в отдельных пачках часто переслаивающимися с серыми глинами. Пески массивные или слоистые (нередко косослоистые) с линзами мелкого гравия. Породы содержат много обугленного растительного детрита, обломки минерализованной древесины, крошку бурого угля. На плоскостях напластования часты волновая рябь, скопления гравия и растительных остатков; в отдельных прослоях следы жизнедеятельности донных организмов, единичные остатки морской фауны. В толще не менее четырех горизонтов крупных (до 6 м в поперечнике) конкреций каравасообразной или лепешко-видной формы плотного известковистого алевролита. Мощность свиты около 50 м.

Возраст свиты — валанжин — определяется по единичным находкам валанжинских аммонитов (*Neotollia* sp.) и бухий: *Buchia keyserlingi* (Trautsch.), Видимо, из этой свиты геологами-съемщиками собраны бухии, *Buchia inflata* (Toula), *B. bulloides* (Lah.), *B. crassicollis* (Keys.). В средней части разреза свиты найден остаток ранневаланжинского аммонита (*Neotollia* sp., обн. 23), датирующего нижнюю зону яруса. Свита, видимо, согласно налегает на берриасские отложения и перекрывается угленосной салтинской свитой, возраст которой по флоре определяется как валанжин-аит.

Стратотип: обнажения р. Буолкалах на 10—15-километровом участке у устья р. Издэс.

Распространение: свита прослеживается на востоке Лено-Анабарского мегапрогиба. На западе прогиба ее возрастным аналогом является морская харабыльская свита, а на востоке — в дельте р. Лены — мощная толща песчанников и алевролитов с линзами конгломератов и гравелитов в основании — кигильская свита.

Издэсская свита, судя по характеру отложений и заключенных в них

палеонтологических остатков, образовалась в прибрежной опресненной зоне морского мелководья (верхняя сублитораль — литораль) и на побережье в условиях ваттов.

Экологическая структура бентоса подтверждает образование буолкалахской свиты в условиях морского мелководья с подвижными и хорошо аэрируемыми водами в вожское время и преимущественно слабоподвижными — в берриасе. Действительно, все формы двустворчатых моллюсков относятся к фильтраторам и представлены в основном типичными эврибионтами — бухиями. Вместе с ними и только в вожских отложениях присутствуют представители подвижных, хорошо аэрируемых вод: *Tancredia*, *Protocardia*, *Arctica*. Эти же и некоторые другие формы наряду с более разнообразными и многочисленными аммонитами в вожских отложениях и в зоне *Hectoroceras kochi* берриаса свидетельствуют о солёности вод, близкой к нормальной. Более высокие слои берриаса, начиная с зоны *Surites analogus*, накопились в водоеме с пониженной солёностью вод. Комплекс двустворок там чрезвычайно беден (хотя бухии встречаются не менее часто) и представлен исключительно эврибионтами, способными жить в условиях слабой аэрации и пониженной солёности (*Astarte*, *Limatula*).

Судя по единичным находкам в берриасе р. Буолкалах термофильных пиний, морскую водную массу можно определять как умеренно теплую, по крайней мере. Грунты на изученном участке моря в вожское и берриасское время были слабоуплотненными илистыми, илисто-песчаными, илисто-глинистыми.

В издэсской свите из остатков морской фауны встречены только единичные аммониты, морские звезды, бухии. Последние, как теперь установлено [2, 3], способны жить и даже давать плотные популяции в самых неблагоприятных обстановках, в том числе и при пониженной солёности.

Выводу о пониженной солёности вод в позднеберриасском море на участке р. Буолкалах как будто противоречат находки аммонитов — суритов, бояркий и некоторых двустворок — плевромий и пиний, которые принято считать обитателями нормально-морских вод. Видимо, представления о безусловной стеногалинности всех без исключения головоногих (аммониты, белемниты), а также некоторых других моллюсков нуждаются в пересмотре*. Пример тому — присутствие аммонитов рода *Bojarkia* в фациях опресненного морского залива р. Анабар, являя «неприхотливостью» валанжинских неотолий по сравнению, например, с темноптихитами (сравним валанжин рек Боярки и Анабар; [1]). Об этом же говорят и находки неотолий в литоральных фациях валанжина р. Буолкалах.

Спорадические и единичные находки фораминифер не позволили выделить комплексы и произвести их фацальный и хронологический анализ. В совокупности фораминиферы изученных отложений р. Буолкалах представлены в основном секреторными формами, более характерными для биотопов морского мелководья с солёностью вод, близкой к нормальной. Таксономический состав их более разнообразен в вожских отложениях (13 видов, 10 родов) и в зоне *Hectoroceras kochi* берриаса (10 видов, 5 родов). В верхних зонах берриаса встречено три вида фораминифер, а в валанжине — всего одна форма. Закономерное обеднение состава фораминифер вверх по разрезу связано, видимо, с регрессией моря и опреснением вод.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гольберт А. В., Климова И. Г., Булыничкова С. П., Турбина А. С. Новые данные по стратиграфии неокома Средней Сибири. — В кн.: Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Вып. 260. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1978, с. 57—66.

* И. Г. Климова с этим не согласна.

2. Захаров В. А. Бухиды (*Bivalvia*). Морфология, филогения, систематика, палеоэкология, роль в биостратиграфии бореальной верхней юры и неокома. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1978, 47 с.
3. Санин В. Я. Палеоэкологическая характеристика и условия существования фауны в раннемеловом море Анабарского района (север Сибири). — В кн.: Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. Новосибирск: Наука, 1979, с. 91—110.

А. М. Казаков

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ТРИАСА ЛЕНО-ЕНИСЕЙСКОЙ СИСТЕМЫ ПРОГИБОВ

Литологическая характеристика триасовых отложений Лено-Енисейской системы прогибов с той или иной степенью детальности описана во многих работах [1, 3, 5—7, 10, 14, 15]. Основное внимание в них при интерпретации данных иммерсионного анализа уделено тяжелым минералам, количественному распределению их по разрезам системы, выделению минеральных ассоциаций, восстановлению источников сноса, условиям формирования отложений.

В основу данной статьи положены результаты комплексного изучения опорных разрезов триаса севера Средней Сибири, проведенного СНИИГГиМСом. Цель ее показать петрографические и минералогические особенности впервые выделенных литостратиграфических подразделений [4], установить степень различия минеральных ассоциаций разновозрастных отложений в зависимости от условий формирования, выявить области сноса, определить возможности стратиграфических корреляций. Триасовая система в указанном регионе представлена осадками различного генезиса от нормально-морских до континентальных. Эта территория в триасе принадлежала одной структурно-фациальной области. В пределах ее выделены фациальные зоны: Восточно-Таймырская, Лено-Оленекская, Буур-Оленекская, Северо-Приверхо́нская, каждую из которых соответственно представляют разрезы триаса Восточного Таймыра (рис. 1), Оленекского залива (рис. 2), бассейна р. Буура (рис. 3) и низовьев р. Лены (рис. 4). По руководящей и сопутствующей фауне разрезы триаса расчленены на ярусы, подъярусы и местные зоны [2], выделены региональные стратиграфические подразделения — свиты, подсвиты [4], рассматриваемые здесь в качестве объектов минералогических исследований.

В процессе изучения опорных разрезов триаса автором просмотрено и описано 1160 шлифов. В литологической лаборатории СНИИГГиМСа литологами Л. И. Коробейниковой, В. А. Плуман, Е. А. Беляевой, Н. П. Богдановой проведен иммерсионный анализ (фракция 0,1—0,01 мм) 337 проб. Рентгеноструктурный анализ глинистых минералов выполнен М. Ф. Соколовой. На иллюстрациях (рис. 1—4) показаны три группы тяжелых минералов — аллотигенные, смешанного генезиса, аутигенные. Процентный подсчет их производился следующим образом: аутигенные от состава всей тяжелой фракции, минералы смешанного генезиса — от остатка, оставшиеся аллотигенные минералы принимались за 100%. Многими исследователями указывается наличие связи между типами пород либо фракциями разного размера и комплексами тяжелых аксессуаров. Эти данные для различных регионов и разновозрастных отложений часто имеют противоречивый характер [7, 8, 11, 14]. Не вдаваясь в обсуждение проблемы, отметим следующее. При изучении шлифов установлено, что тяжелые аксесории в подавляющем большинстве алевритовой размерно-

сти. Но поскольку фракции разделялись ситовым методом после механической дезинтеграции литифицированных образцов и анализировались фракция 0,1—0,01 мм; можно полагать, что приводимые содержания минералов имеют максимальные значения. Минералы, относимые к анатазу, в какой-то мере обобщены ввиду сложного и часто трудно определимого генезиса. Основная их масса имеет вторичный характер, иногда это неопределимые титанистые минералы. Поэтому коррелятивная ценность данного компонента весьма относительна. Ограниченное значение имеют также лейкоксен и аутигенные.

Основное внимание уделено аллотигенным минералам как наиболее информативным и достоверным при различного рода построениях и выводах. Среди них выделяется шесть основных: черные рудные (ильменит, магнетит), турмалин, циркон, апатит, эпидот, биотит, количество которых достигает соответственно 98, 56, 60, 50, 68 и 90%. Содержание остальных (рутил, брукит, шпинель, гранаты, сфен, хлоритоид, амфиболы, пироксены) колеблется, как правило, от нуля до нескольких процентов. Иногда отмечается «ураганное» (81%) количество пироксенов для нижнего триаса. Практически отсутствуют метаморфические минералы — ставролит, дистен, силлиманит, андалузит, корунд, в редких случаях (19 проб из 337) составляя 0,3—1%.

Литолого-минералогическая характеристика триасовых отложений приводится для свит и подсвит по отделам и фациальным зонам. Среди аллотигенных минералов при этом выделяются доминанты — Д (>15%), субдоминанты — СД (15—3%) и сопутствующие — СП (<3%). Содержание их дается среднее, колебание значений отражено на графических приложениях (см. рис. 1—4).

НИЖНИЙ ТРИАС

Восточно-Таймырская зона

Индский ярус (?) представлен двумя свитами.

Кешинская свита (нижняя часть инда) — чередующиеся пачки мелководно-морских, лагунных и континентальных зелено-серых, темно-зелено-серых мелко- и разнозернистых песчаников, крупнозернистых алевритов горизонтально- и косослоистых, темно-серых, внизу краснобурых, оскольчатых аргиллитов и глинистых мелкозернистых алевритов. В основании (4 м) валунный конгломерат. Содержатся многочисленные известковые, реже сидеритовые и фосфоритовые конкреции, желваки пирита, растительный детрит, древесные обломки, углистые линзочки и крошка, отпечатки растений, единичные остатки фораминифер. Мощность 150 м.

Состав (классификация здесь и далее В. Д. Шутова [16]) песчаников и алевритов граувакковый, полевошпато-кварцево-граувакковый (кварц 15—30%, полевые шпаты 10—25, обломки аргиллитов, глинистых сланцев 25—70, кремнистых пород, кварцитов, фельзитов 15—35, основных эффузивов 5—7, слюда 1—2%). Цемент хлорит-гидрослюдистый, хлоритовый, подчиненное значение имеет пятнистый кальцитовый, регенерационный кварцевый, сидеритовый. Аргиллиты каолинит-хлорит-гидрослюдистые.

Тяжелая фракция (выход 1,8%): доминанты (Д) — рудные (в среднем 26%), циркон (16), апатит (16), биотит (15); субдоминанты (СД) — турмалин (10); сопутствующие (СП) — гранаты (2, 3), шпинель (1, 8), рутил (1, 4), эпидот (1, 2), сфен (0, 7), амфиболы (0, 4), брукит (0, 2), хлоритоид (0, 2%).

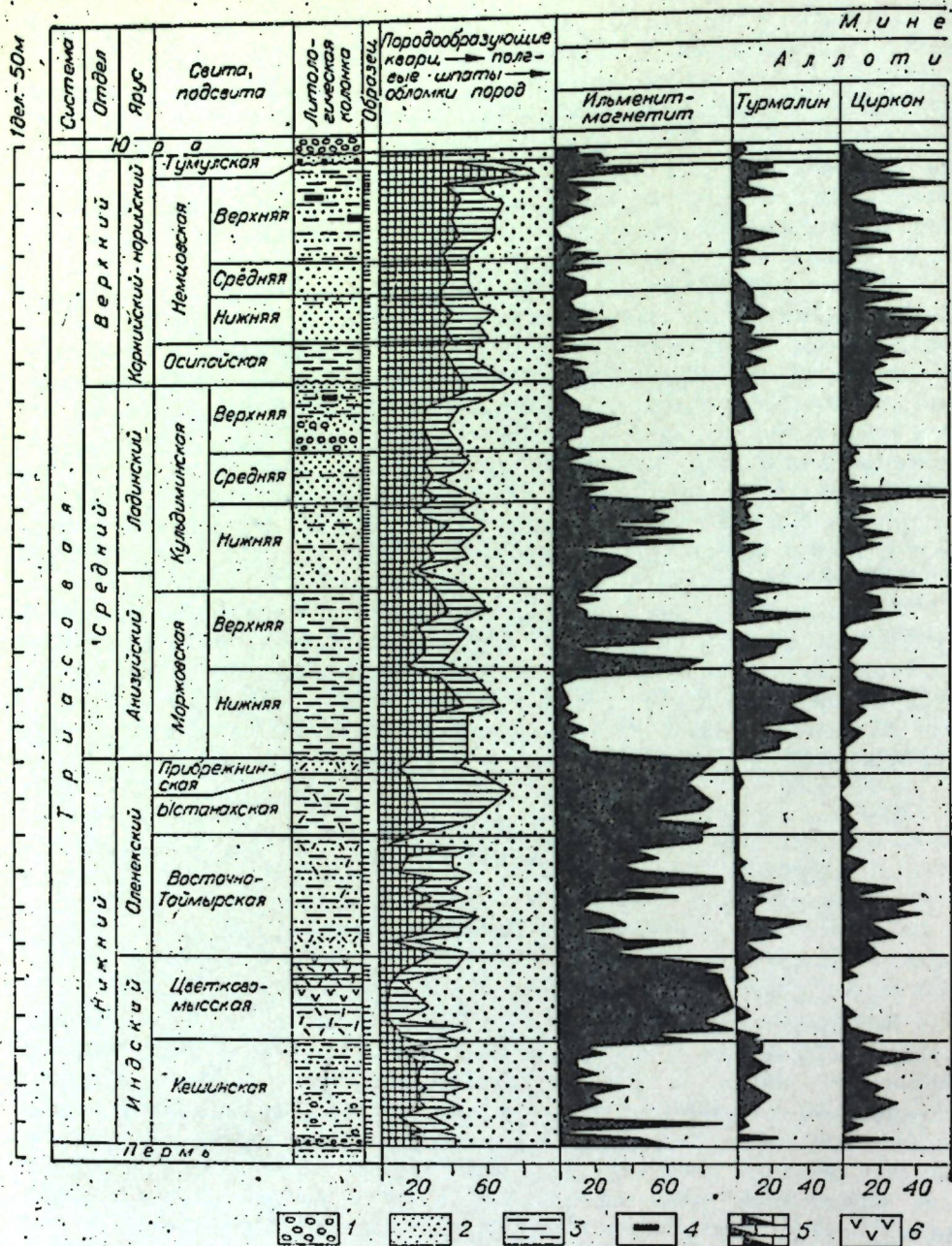


Рис. 1. Литологическая характеристика триасовых

1 — конгломераты; 2 — песчаники и крупнозернистые алевролиты; 3 — аргиллиты и оскольчатые; 4 — мандельштейны; 5 — туфы и туффиты; 6 — примесь пирокластического материала. Глинистые пладания слоев гидрослюда, гидрослюда, 10 — хлорит, 11 — монтмориллонит, 12 — каолинит, пералов даны в порядке

Цветковомысская свита (верхняя часть иппа) — чередующиеся пачки мелководно-морских и лагуновых темно-зелено-серых мелко-, средне- и крупнообломочных литокластических, витро-литокластических, литокристаллокластических туфов, ортотуффитов, красно-бурых оскольчатых аргиллитов, пластовых тел мандельштейнов. Содержатся известковые конкреции, редкие остатки фораминифер. Мощность 115 м.

Состав: обломки базальтов и андезитов-базальтов (15—95%), призматических кристаллов свежих андезитов и лабрадоров (5—35), хлоритизированные обломки, иногда с реликтовой витрофировой структурой (5—

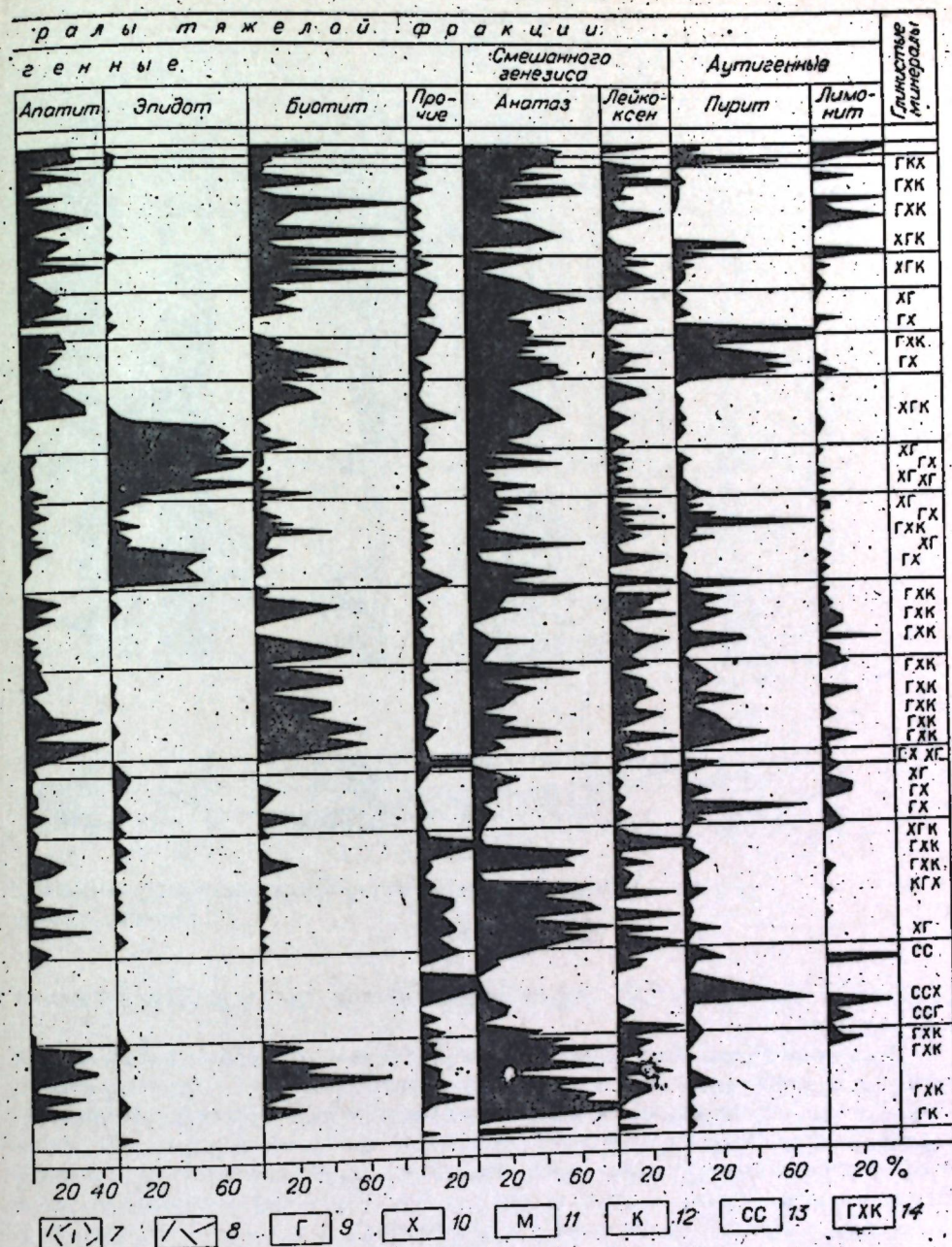


Рис. 2. Аналитическая характеристика триасовых

отложенный Восточного Таймыра (мыс Цветкова). глинистые мелкозернистые алевролиты; 4 — пласты и линзы углей; 5 — известники битуминозные; минералы: 9 — смешанослойный минерал гидрослюда — монтмориллонит при значительном преоб- 13 — смешанослойный минерал гидрослюда — монтмориллонит, 14 — сложный состав (знаки мн- уывания их содержания).

25), кварц (7—15), калишпаты (2—5), обломки кремнистых пород и фельзитов (1—10), глинистых пород (2—10), рудные, лейкоксен, лейкоксени- зированные обломки основных эффузивов (5—25%). Цемент хлоритовый, часто крестификационный, реже пятнистый кальцитовый. Аргиллиты сло- жены смешанослойными минералами гидрослюда — монтмориллонит с участием хлорита и гематита.

Тяжелая фракция (2,3%): Д — рудные (79); СП — циркон, турмалин, рутил, шпинель, гранаты, сфен, апатит, амфиболы (непостоянно). В еди- ничных пробах содержание пироксенов достигает 61%.

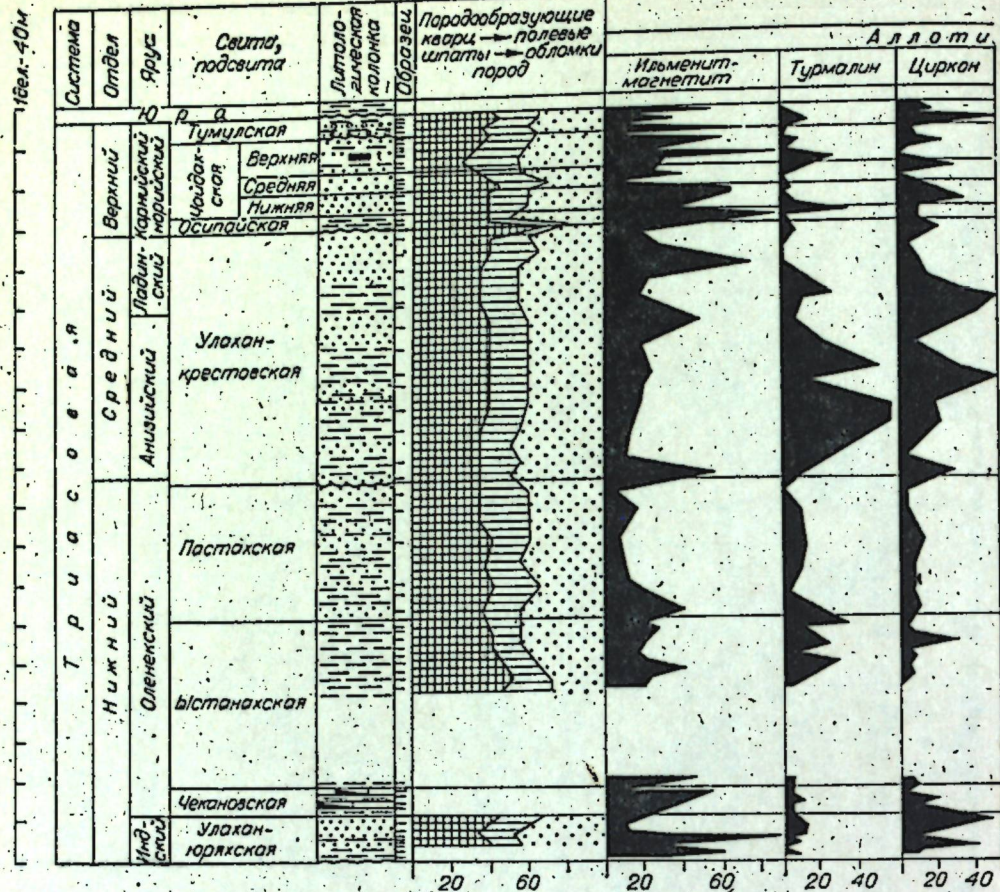


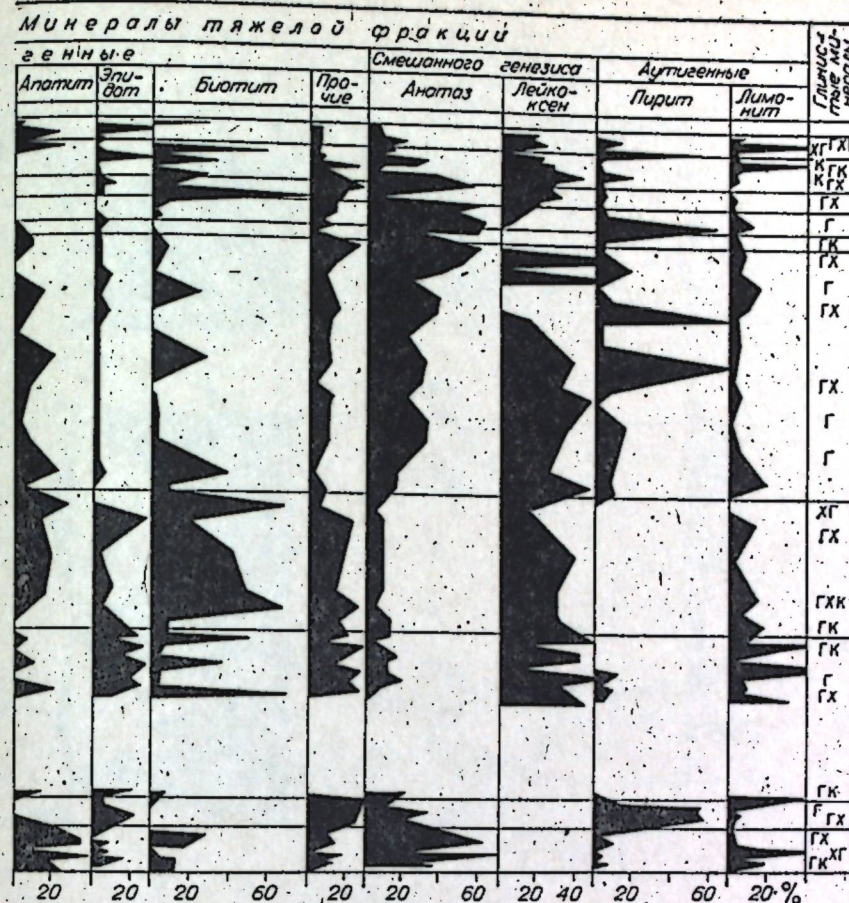
Рис. 2. Литологическая характеристика триасовых отложений
Условные обозначения

В составе оленекского яруса выделено три литостратиграфических подразделения.

Восточнотаймырская свита (нижний оленек) — чередующиеся пачки прибрежно-морских, лагуновых, реже континентальных зелено-серых, темно-зелено-серых мелко- и мелко-среднезернистых туфо-песчаников, туфоалевролитов, туфов горизонтально-, косо- и волнистослоистых, темно-серых оскольчатых аргиллитов и глинистых алевролитов. Содержатся известковые конкреции, растительный детрит, отпечатки растений, редкие остатки фораминифер; в верхней части амmonoидей и двустворчатых моллюсков. Мощность 165 м.

Песчаники и алевролиты полевошпато-кварцево-граувакковые (кварц 15—35%; свежие и серицитизированные плагиоклазы 10—20, калишпаты 5—10, обломки глинистых пород 5—25, кремнистых пород, кварцитов, фельзитов 20—30, основных эффузивов 5—15, хлоритизированные обломки 5—20, лейкоксен, рудные 2—5%). Цемент хлорит-гидрослюдистый, хлоритовый, иногда кальцитовый и регенерационный кварцевый. Туфы среднеобломочные витро-литокластические (обломки базальтов 60—70%, измененных порфириров 5—10, хлоритизированные обломки 10—15 и стекло 10—15, кварц, обломки кварцитов, кремнистых и глинистых пород 10—15%) с хлорит-кальцитовым цементом. Аргиллиты каолинит-хлорит-гидрослюдистые.

Тяжелая фракция (0,54%): Д — рудные (45), циркон (16); СД — турмалин (10), апатит (8), гранаты (5), шпинель (3), биотит (3); СП — рутил



Оленекского залива (пос. Ыстаннах-Хочо, мыс Тумул).
ния см. на рис. 1.

(2), иногда амфиболы (0,7), брукит (0,4), сфен (0,4), хлоритоид (0,2), пироксены (в одной пробе 46%).

Ыстанахская свита (нижняя часть верхнего оленека) — морские темно-серые оскольчатые аргиллиты, переходящие в глинистые мелкозернистые туфоалевролиты с прослоями аргиллитов. Многочисленные известковые конкреционные прослои, встречаются фосфоритовые конкреции, обильные остатки амmonoидей, двустворчатых моллюсков и др. Мощность 80 м.

Аргиллиты хлорит-гидрослюдистые, алевролиты кварцево-полевошпато-граувакковые (кварц 15—25%; призматические обломки свежих андезинов и андезин-лабрадоров 20—40, калишпаты 5—15, основное стекло 3—5, обломки кремнистых 5—10 и глинистых 3—5 пород, хлоритизированные обломки, иногда изотропные и с реликтовой витрофировой структурой 10—20, лейкоксен, рудные 2—3%).

Тяжелая фракция (0,8%): Д — рудные (77); СД — биотит (6), эпидот (4), апатит (3), циркон (3); СП — турмалин (2), иногда рутил (0,6), гранаты (0,6), шпинель (0,2), сфен (0,4), хлоритоид (0,1%).

Прибрежнотаймырская свита (верхняя часть верхнего оленека) — прибрежно-морские зеленовато-серые и полосчатые мелкозернистые горизонтально-, волнисто- и косослоистые туфо-песчаники с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов. Многочисленные известковые конкреции, остатки амmonoидей, двустворчатых моллюсков. Мощность 25 м.

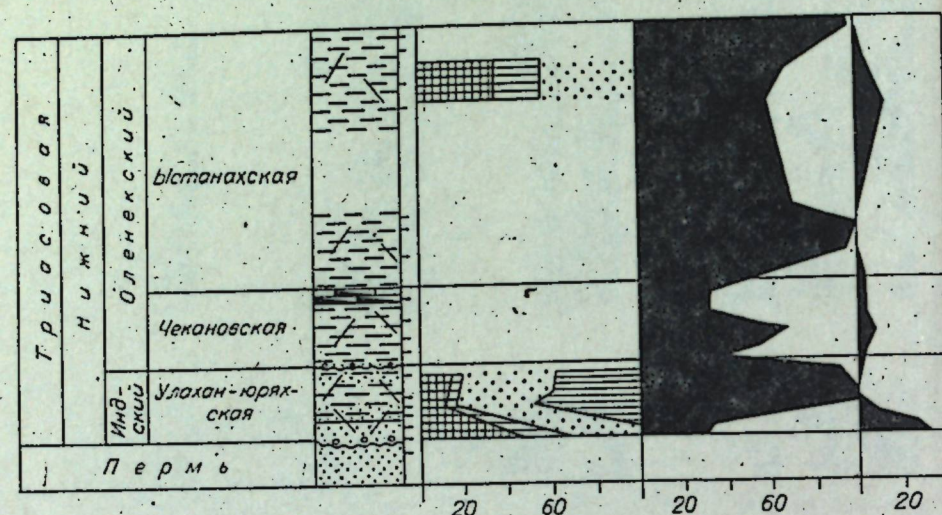
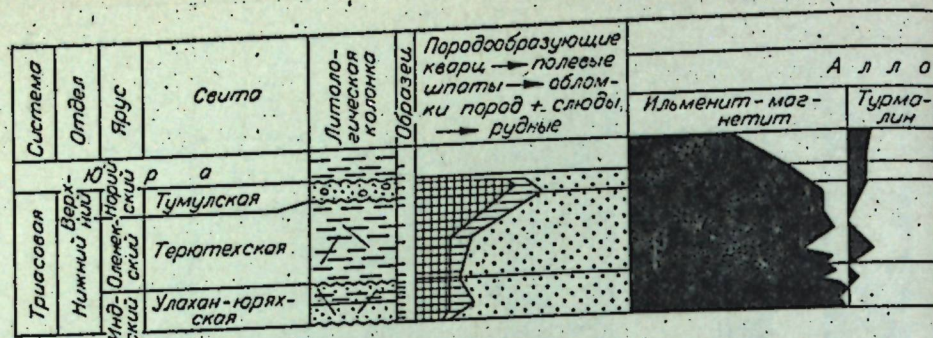


Рис. 3. Литологическая характеристика

а — среднее течение р. Буура (реки Вендив-кири, Кыра-Хос-Терюттээх, Улан-Хос-Терюттээх; Условные обозначения

Песчаники и алевролиты кварцево-полевошпато-граувакковые (кварц 10—15%, призматические обломки свежих лабрадоров и андезинов 25—30, калишпаты 5—10, хлоритизированные обломки 5—15, основное стекло 5—10, обломки кремнистых пород и фельзитов 10—15, основных эффузивов 3—10, глинистых пород 2—5, рудные минералы до 10—20%). Цемент гидрослюдисто-хлоритовый, иногда пятнистый кальцитовый. Аргиллиты хлорит-гидрослюдистые.

Тяжелая фракция (4,8%): Д — рудные (84); СП — турмалин, рутил, циркон, шпинель, гранаты, сфен, апатит, амфиболы, эпидот, биотит.

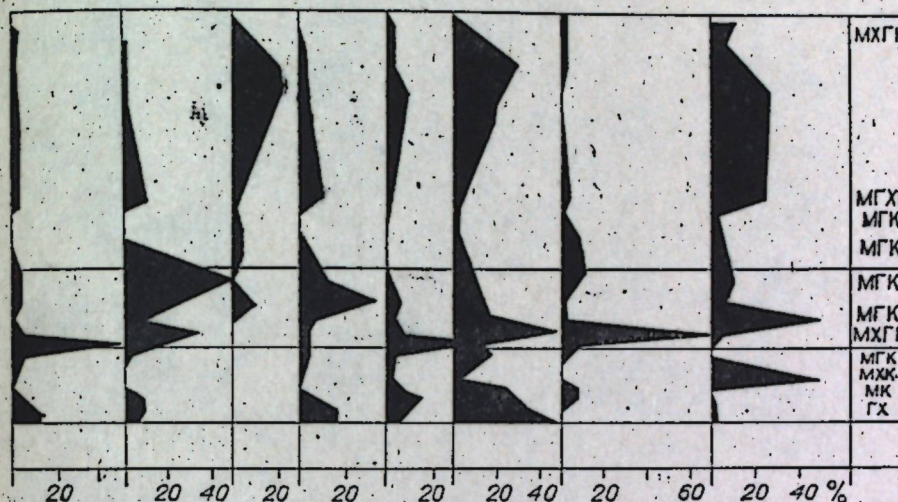
Лено-Оленекская зона

В Лено-Оленекской фацальной зоне в составе индского яруса выделяется одна свита.

Улахан-юрхская свита (инд) — чередование прибрежно-морских и лагунных вишнево-бурых, ярко-зеленых, табачно-зеленых, темно-зеленых, темно-серых крупнозернистых слоистых и глинистых мелкозернистых неслоистых алевролитов, оскольчатых алевролитовых аргиллитов, зеленовато-серых мелкозернистых алевролитовых туфопесчаников горизонтально-косослоистых и массивных. Содержатся известковые, сидеритовые и фосфоритовые конкреции, остатки конхострак, гастропод, флоры. Мощность 40—120 м.

Минералы тяжелой фракции

тигенные				Смешанного генезиса		Аутигенные		Глинистые минералы
Циркон	Эпидот	Биотит	Прочие	Апатит	Лейкоксен	Пирит	Лимонит	
								ГХКМ
								ХГК
								МГК
								ГМХК
								КМ
								КМ



триасовых отложений бассейна р. Буур.

б — нижнее течение р. Буура (р. Тойон-Уйолаах), правобережье р. Оленек (р. Ныыкаабыт). см. на рис. 1.

Туфопесчаники и туфоалевролиты полевошпато-кварцево-граувакковые (кварц 25—40%, плагиоклазы 10—15, калишпаты 5—7, обломки кремнистых пород, фельзитов 10—35, глинистых пород 5—10, основных эффузивов 5—7, стекло, хлориты 5—30, рудные, лейкоксен 1—4%). Цемент хлоритовый, хлорит-гидрослюдистый, иногда кремнистый. Красно-бурые аргиллиты каолинист-гидрослюдистые со значительным участием гематита, зелено-серые каолинист-хлорит-гидрослюдистые.

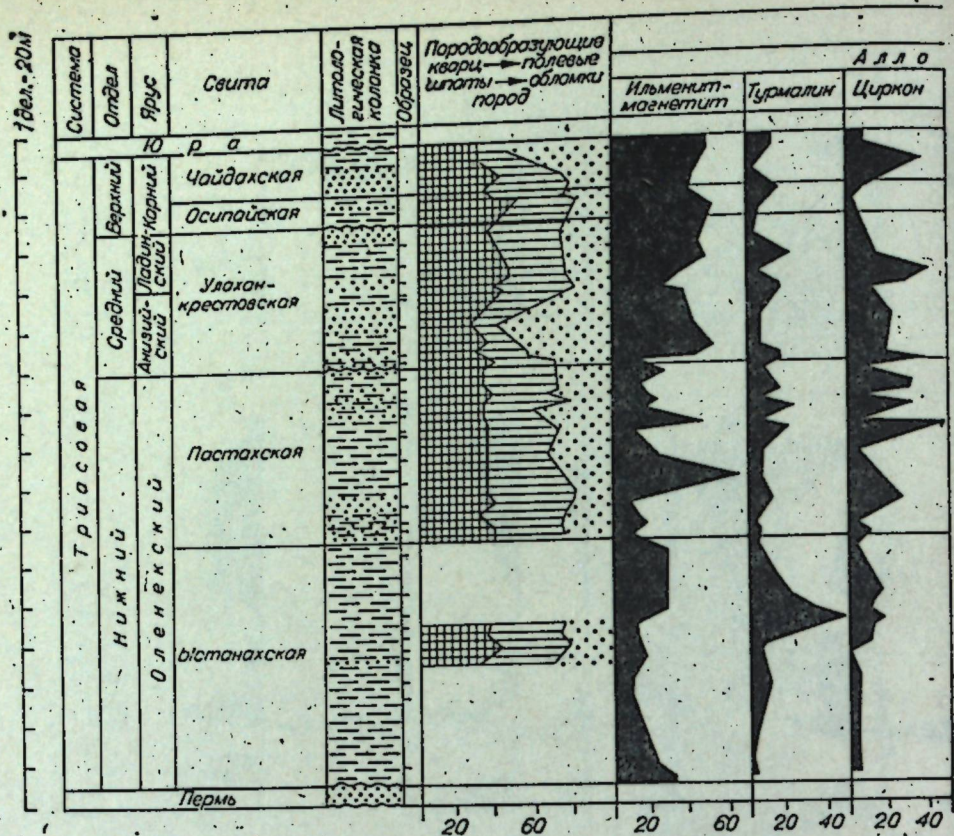
Тяжелая фракция (0,4%): Д — рудные (33); апатит (23), циркон (18); СД — биотит (8), турмалин (5), эпидот (5); СП — рутил (2), непостоянно — амфиболы (2), шпинель (1,5), гранаты (1,5), хлоритоид (0,5), пироксены (0,5), брукит (0,2%).

Оленекский ярус в этом регионе представлен тремя свитами.

Чекановская свита (нижняя часть нижнего оленека) — морские темно-серые оскольчатые хлорит-гидрослюдистые аргиллиты, в верхней части переслаивающиеся с битуминозными известняками, нередко водорослевыми. В основании — фосфатно-карбонатные конкреции. Содержатся остатки аммоноидей, двустворок и др. Мощность 30 м.

Тяжелая фракция (0,4%): Д — рудные (33), пироксены (22); СД — амфиболы (10), эпидот (10), циркон (8), турмалин (4); СП — рутил, гранаты, сфен, хлоритоид, биотит.

Бистанахская свита (верхняя часть нижнего оленека — нижняя часть верхнего оленека) — морские темно-серые аргиллиты алевроитовые оскольчатые неслоистые, в верхней части переслаивающиеся с алевро-



литами оскольчатыми неслоистыми и плитчатыми слоистыми. Содержатся известковые, реже сидеритовые конкреции, остатки аммоноидей, двустворок и др. Мощность 75—170 м.

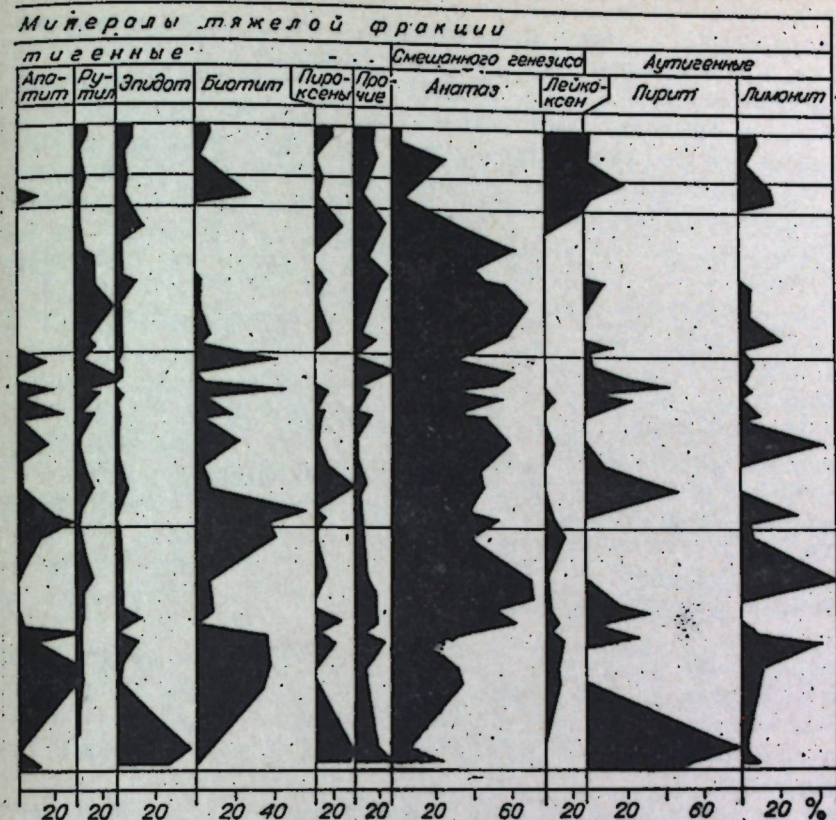
Алевролиты полевошпато-кварцево-граувакковые (кварц 35—50%, полевые шпаты, в том числе основные плагиоклазы 10—15, обломки кремнистых пород и фельзитов 10—20, глинистых пород 2—5, хлоритизированные обломки, биотит, хлориты 10—15%) с хлорит-гидрослюдистым цементом. Аргиллиты хлорит-гидрослюдистые.

Тяжелая фракция (0,3%): Д — рудные (22), биотит (18), эпидот (17), турмалин (16); СД — амфиболы (8), циркон (6), апатит (4), широксены (3), гранаты (3); СП — рутил (2), сфен (0,5), шпинель (0,3%).

Пастахская свита (верхний оленек) — чередующиеся пачки морских аргиллитов темно-серых алевроитовых оскольчатых неслоистых, зеленовато-серых крупнозернистых алевролитов и мелкозернистых песчаников горизонтально-, волнисто-, иногда мелкокосослоистых. Встречаются глинисто-сидеритовые конкреции, много мелкого растительного детрита. Мощность 80—150 м.

Песчаники и алевролиты полевошпато-кварцево-граувакковые (кварц 30—35%, плагиоклазы 5—10, калишпаты 7—15, обломки кремнистых пород и фельзитов 10—25, глинистых пород 5—15, хлориты, хлоритизированный биотит, обломки основных эффузивов 5—25%) с хлоритовым, хлорит-гидрослюдистым, пятнами кальцитовым и регенерационным кварцевым цементом. Аргиллиты хлорит-гидрослюдистые.

Тяжелая фракция (0,6%): Д — биотит (40), рудные (16); СД — апатит (13), эпидот (9), турмалин (7), циркон (5), амфиболы (5); СП — гранаты (1, 2), рутил (1), пироксены (1), шпинель (0,5%).



отложенный пизовьев р. Лены (мыс Чекуровский).
см. на рис. 1.

Буур-Оленекская зона.

В составе этой зоны выделяются западный и восточный районы с определенными типами разрезов (см. рис. 3). Индский ярус в обоих районах представлен аналогичными породами — пестроцветной улахан-юряхской свитой.

Улахан-юрхская свита (инд). В нижней части (5 м) — прибрежно-морские зеленовато-серые, табачно-зеленовато-серые мелкозернистые туфопесчаники и крупнозернистые туфоалевролиты, в верхней (12 м) — лагунные и прибрежно-морские красно-бурые, охристо-желтые, буровато-коричневые, зелено-серые глины и мелкозернистые, иногда разнозернистые с гравием горизонтально- и косослоистые пески и рыхлые песчаники. Содержатся пласты известковых песчаников, известковые, сидеритовые и фосфоритовые конкреции, остатки конхострак и фораминифер.

В западном районе (среднее течение р. Буура) состав туфопесчаников лептохлоритово-граувакковых. Преобладают (60—75%) округлые образования лептохлоритов, развитые в основном по обломкам вулканического стекла (реликтовая витрофировая структура, изотропность) и основных эффузивов (редкие лейсты измененных плагиоклазов), а также, видимо, выпавших из растворов (трещины синерезиса, начальные стадии оолитообразования). Прочие обломочные зерна (25—40%): кварц (10—15), полевые шпаты (5—10), хлоритизированные и оруденелые порфириды, микродиабазы, хлоритизированное и бурое стекло (5—7), обломки кремнистых пород и кислых эффузивов (5—10), глинистых пород, кремнисто-слюдистых сланцев (2—3%), рудные. Цемент хлоритовый, гидро-

слюдиисто-хлоритовый, пятнами кальцитовый. Глины каолинит-монтмориллонитовые, красноцветные — с участием гематита.

Тяжелая фракция (2,6%): Д — рудные (93); СП — турмалин, рутил, циркон, шпинель, гранаты, сфен, апатит, амфиболы, пироксены.

В восточном районе (нижнее течение р. Буура, правобережье р. Оленек) песчаники и крупнозернистые алевролиты низов свиты полевошпатово-кварцево-граувакковые (кварц 30—45%, полевые шпаты 15—20, обломки кремнистых, реже кислых пород 15—25, глинистых пород 10—15, основных эффузивов 1—3, хлоритизированные обломки 2—30%) с хлоритовым, иногда цеолитовым цементом.

Тяжелая фракция (0,2%): Д — рудные (33), турмалин (29); СД — циркон (10), эпидот (8), шпинель (4); СП — рутил (2,4), биотит (1,2).

В верхней части свиты песчаники ильменитовые, граувакковые (ильменит часто замещен лейкоксеном в виде характерных тонких параллельных полосок, иногда полностью — 30—50%, обломки хлоритизированных базальтовых порфиритов и диабазов, часто лейкоксенизированных — 15—40, округлые образования лептохлоритов, некоторые с реликтовой и пузырьчатой структурой вулканического стекла — 10—15, обломки кремнистых, реже кислых пород — 5—10, кварц — 5—10, полевые шпаты — 2—5%). Глины в основном монтмориллонитовые с участием хлорита и каолинита.

Тяжелая фракция (5,5%): Д — рудные (91); СП — турмалин, циркон, гранаты, иногда эпидот, рутил, шпинель, амфиболы, пироксены.

В составе оленекского яруса в западном районе выделяется терютехская свита, в восточном — ее возрастной аналог — чекановская и выше йстанахская свиты.

Терютехская свита (нижняя часть нижнего оленека) — морские темно-серые алевроитовые оскольчатые хлорит-каолинит-гидрослюдиисто-монтмориллонитовые глины с известковыми конкрециями, обильными остатками аммоноидей, двустворчатых моллюсков и др. Мощность 20 м.

Тяжелая фракция (1,9%): Д — рудные (87); СД — эпидот (5), турмалин (3); СП — циркон (1,5), амфиболы (1), апатит (0,8), гранаты (0,6), пироксены (0,4), рутил (0,2%).

Чекановская свита (нижняя часть нижнего оленека) — морские, в нижней части темно-серые с зеленоватым оттенком оскольчатые каолинит-гидрослюдиисто-хлоритово-монтмориллонитовые с преобладанием каолинита глины, в верхней — серые битуминозные, часто водорослевые известняки, переслоенные тонколистоватыми черными глинами. Содержатся остатки аммоноидей, двустворок, конодонты. Мощность 10—15 м.

Тяжелая фракция (2,0%): Д — рудные (44), эпидот (24); СД — циркон (13), амфиболы (8), турмалин (4); СП — гранаты (1,5), рутил (1), пироксены (1), сфен (0,5), иногда шпинель, апатит, метаморфические минералы, хлоритоид, биотит.

Йстанахская свита (верхняя часть нижнего оленека) — морские темно-серые алевроитистые оскольчатые неяснослоистые каолинит-хлорит-гидрослюдиисто-монтмориллонитовые глины с известковыми конкрециями, с остатками аммоноидей. Мощность 60 м.

Тяжелая фракция (1,6%): Д — рудные (81); СД — биотит (9), турмалин (3); СП — эпидот (2), циркон (1,5), гранаты (1), рутил (0,4), иногда (0—0,7) — шпинель, сфен, апатит, пироксены, хлоритоид, брукит.

Северо-Приверхойнская зона

В нижнем триасе этого региона отсутствуют индский ярус и низы нижнего оленека. Отдел представлен йстанахской и пастахской свитами.

Йстанахская свита (верхняя часть нижнего оленека) — морские темно-серые аргиллиты алевроитовые оскольчатые неслоистые и тонкого-

ризонально-слоистые переслаивающиеся с алевролитами глинистыми оскольчатыми неслоистыми и плитчатыми слоистыми. Содержатся известковые и сидеритовые конкреции, остатки аммоноидей, двустворок и др. Мощность 75—120 м.

Алевролиты кварцево-полевошпатово-граувакковые, граувакково-аркозовые (кварц 32—43%, полевые шпаты 34—52, обломки глинистых и кремнистых пород, кислых и основных эффузивов, хлоритизированных пород 15—25, слюда 1—10%). Цемент хлорит-гидрослюдистый, хлоритовый, иногда кальцитовый.

Тяжелая фракция (0,6%): Д — рудные (22), биотит (18); СД — турмалин (14), апатит (11), эпидот (9), циркон (9), амфиболы (5), пироксены (5); СП — иногда рутил (2,5), гранаты (2,5), шпинель (0,4).

Пастахская свита (верхний оленек) — чередующиеся пачки морских темно-серых оскольчатых алевроитовых аргиллитов и глинистых алевролитов, зеленовато-серых крупнозернистых алевролитов и мелкозернистых песчаников горизонтально-, волнисто- и мелкокосослоистых. Содержатся глинисто-сидеритовые, в нижней части известковые конкреции и редкие остатки морской фауны. Мощность 80—90 м.

Песчаники и алевролиты полевошпатово-кварцево-граувакковые и граувакково-аркозовые (кварц 32—40%, полевые шпаты 27—43, обломки кремнистых, осадочных, осадочно-метаморфических, хлоритизированных пород, основных, средних и кислых эффузивов 15—39, слюда 3—7%) с гидрослюдиисто-хлоритовым, хлоритовым, иногда кальцитовым цементом. Аргиллиты хлорит-гидрослюдиистые.

Тяжелая фракция (0,6%): Д — рудные (24), циркон (19), биотит (19); СД — турмалин (10), апатит (10), рутил (7), гранаты (3); СП — амфиболы (2), эпидот (1,5), шпинель (1).

СРЕДНИЙ ТРИАС

Восточно-Таймырская зона

В среднем триасе на Восточном Таймыре выделяются две свиты — моржовская и кульдиминская (см. рис. 1).

Моржовская свита (анизий) подразделяется на две подсвиты — нижнюю и верхнюю.

Нижняя имеет мощность 145 м, состоит из морских темно-серых оскольчатых аргиллитов и глинистых алевролитов, в верхней — 90 м и состоит из морских темно-серых оскольчатых глинистых алевролитов с подчиненными прослоями зеленовато-серых слоистых крупнозернистых туфоалевролитов, мелкозернистых туфопесчаников темно-серых оскольчатых аргиллитов. Многочисленны известковые конкреционные прослои и линзы с обильными остатками морских беспозвоночных.

Песчаники и алевролиты полевошпатово-кварцево-граувакковые, кварцево-полевошпатово-граувакковые (кварц 15—45%, свежие обломки основных и средних плагиоклазов 10—25, калишпаты 3—15, хлориты, хлоритизированные обломки 5—20, обломки кремнистых пород и фельзитов 10—25, основных эффузивов 5—10, глинистых пород 3—10, основного стекла 2—10, слюда 3—25, рудные, лейкоксен 1—15%) с хлорит-гидрослюдистым, хлоритовым, иногда кальцитовым цементом. Аргиллиты хлорит-гидрослюдиистые с участием каолинита.

Тяжелая фракция нижней подсвиты (0,8%): Д — биотит (38), турмалин (29), апатит (16); СД — рудные (14), циркон (11); СП — рутил (2,5), эпидот (0,7), амфиболы (0,7), гранаты (0,6), шпинель (0,4%), единично — брукит, хлоритоид, пироксены. В верхней подсвите (1%): Д — рудные

(36), биотит (23), турмалин (17); СД — циркон (12), апатит (6); СП — рутил (1,5), гранаты (1), шпинель (0,8), эпидот (0,6), иногда брукит, сфен, хлоритонд, амфиболы.

Кульдиминская свита (верхи анизия — ладин) подразделяется на три подсвиты — нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя подсвита имеет мощность 125 м, представлена постепенно сменяющимися снизу вверх прибрежно-морскими зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами с подчиненными прослоями глинистых алевролитов и аргиллитов, с остатками аммонойд и двустворок; средняя подсвита, 70 м — мелководно-морскими и лагунными зелено-серыми горизонтально-, линзовидно- и косослоистыми мелко-среднезернистыми песчаниками с подчиненными прослоями крупнозернистых песчаных и глинистых алевролитов, с растительным детритом, обломками древесины, остатками в верхней части пресноводных моллюсков; верхняя подсвита, 90 м — континентальными зеленовато-серыми мелко- и разнозернистыми песчаниками с прослоями конгломератов, аргиллитов и алевролитов, темно-серыми аргиллитами, алевролитами с линзами и прослоями углей, древесными обломками, растительным детритом, с остатками пресноводных моллюсков.

Песчаники и алевролиты полевошпато-кварцево-граувакковые, кварцево-граувакковые (кварц 10—50%, свежие основные и средние плагиоклазы 5—25, калишпаты 5—15, обломки кремнистых пород и фельзитов 20—40, основных эффузивов 10—20, терригенных пород 3—7, основное стекло 7—15, хлоритизированные обломки, хлориты 5—30%). Цемент хлорит-гидрослюдистый, хлоритовый, иногда кальцитовый, регенерационный кварцевый, анальцимовый. Аргиллиты хлорит-гидрослюдистые с примесью каолинита.

Для тяжелой фракции кульдиминской свиты характерно внезапное появление значительного количества эпидота (см. рис. 1). В нижней подсвите (выход фракции 4,7%): Д — рудные (44), эпидот (16); СД — циркон (13), биотит (9), турмалин (7), апатит (6); СП — гранаты (2), рутил (1,5), шпинель (1), амфиболы (0,5), иногда брукит, сфен, хлоритонд. В средней подсвите (3,2%): Д — эпидот (56), рудные (16); СД — циркон (10), биотит (6), апатит (5); СП — турмалин (2), гранаты (2), шпинель (1), рутил (0,5%), иногда амфиболы, сфен, брукит, пироксены. В верхней подсвите (3,1%): Д — эпидот (22), апатит (19), биотит (17); СД — циркон (14), рудные (14), турмалин (6), гранаты (3); СП — шпинель (2), рутил (2), редко — амфиболы, пироксены, хлоритонд, сфен, брукит.

Лено-Оленекская зона

В этом регионе средний триас представлен одной свитой (см. рис. 2).

Улахан-крестовская свита (верхи оленека — анизий, ладин) — морские, с незначительным участием континентальных, чередующиеся пачки темно-зелено-серых массивных крупнозернистых алевролитов и мелкозернистых песчаников, темно-серых оскольчатых алевролитов аргиллитов и глинистых алевролитов. Многочисленны известковые конкреции, линзы и прослои, остатки аммонойд и двустворок. Мощность 150—245 м.

Песчаники и алевролиты полевошпато-кварцево-граувакковые (кварц 30—40%, полевые шпаты 10—25, обломки кремнистых пород и фельзитов 10—25, хлоритизированных основных эффузивов — 2—10, осадочных пород 3—10, хлоритизированный биотит 3—20, мусковит 1—3%) с хлорит-гидрослюдистым, хлоритовым, иногда кальцитовым цементом.

Тяжелая фракция (0,7%): Д — рудные (28), циркон (23), турмалин (21); СД — биотит (7), апатит (6); СП — шпинель (2), рутил (2), гранаты (2), амфиболы (1,5), иногда брукит, хлоритонд, пироксены.

Северо-Приверхоинская зона

Здесь средний триас также состоит из одной свиты (см. рис. 4).

Улахан-крестовская свита (анизий и ладин) — чередующиеся пачки морских темно-зелено-серых мелкозернистых песчаников, крупнозернистых алевролитов, темно-серых аргиллитов и глинистых алевролитов, с известковыми конкрециями, остатками морской фауны. Мощность 70—95 м.

Песчаники и алевролиты полевошпато-кварцево-граувакковые, реже граувакково-аркозовые (кварц 27—50%, полевые шпаты 12—44, обломки пород — кремнистых, осадочных, сланцев, средних и основных эффузивов, хлориты 15—56, слюда 1—10%) с хлорит-гидрослюдистым, хлоритовым, иногда кальцитовым цементом. Аргиллиты гидрослюдисто-хлоритовые.

Тяжелая фракция (0,8%): Д — рудные (38%), циркон (22); СД — турмалин (11), рутил (8), пироксены (4), эпидот (4), гранаты, амфиболы, шпинель, биотит (по 3%).

ВЕРХНИЙ ТРИАС

Восточно-Таймырская зона

В верхнем триасе Восточного Таймыра выделяется три свиты.

Осибайская свита (нижний карий) — морские темно-серые оскольчатые аргиллиты, в верхней части переслаивающиеся с глинистыми мелкозернистыми алевролитами, с известковыми и фосфоритовыми конкрециями, остатками аммонойд, двустворчатых моллюсков и др. Мощность 60 м.

Алевролиты полевошпато-кварцево-граувакковые (кварц 30—40%, полевые шпаты 15—20, обломки кремнистых пород и фельзитов 20—30, терригенных пород 3—10, хлоритизированное стекло 1—3, хлориты и хлоритизированные обломки 5—7, слюда 1—3%) с хлорит-гидрослюдистым, иногда кальцитовым цементом. Аргиллиты хлорит-гидрослюдистые.

Тяжелая фракция (1,2%): Д — циркон (24), биотит (20), турмалин (17), апатит (15); СД — рудные (11), рутил (3); СП — шпинель, гранаты, эпидот (по 2%), редко брукит, хлоритонд, амфиболы.

Пемцовская свита (нижний карий — нижний норий) подразделяется на три подсвиты — нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя подсвита имеет мощность 65 м и представлена постепенно сменяющимися снизу вверх прибрежно-морскими зелено-серыми мелкозернистыми массивными песчаниками, в верхней части крупнозернистыми песчанистыми алевролитами с подчиненными прослоями песчаников и аргиллитов, с редкими известковыми и фосфоритовыми конкрециями, остатками аммонойд, двустворок, брахиопод; средняя подсвита, 50 м — мелководно-морскими и лагунными зелено-серыми мелко- и среднезернистыми волнисто- и косослоистыми песчаниками; верхняя подсвита, 130 м — континентальными переслаивающимися светло-серыми, серыми мелкозернистыми горизонтально-, волнисто- и косослоистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами и аргиллитами с линзами и пластами углей, обильными растительными остатками.

Песчаники и алевролиты полевошпато-кварцево-граувакковые (кварц 30—45%, полевые шпаты 10—25, обломки кремнистых пород и фельзитов 20—35, терригенных пород 7—15, хлоритизированные обломки, хлориты 1—10, вулканическое стекло, основные эффузивы 2—5%) с хлорит-

гидрослюдистым, хлоритовым, реже регенерационным кварцевым, кальцитовым и сидеритовым цементом; в верхней части — прослоями мезомиктовые кварцевые (кварц 75—80%, полевые шпаты 5—10, обломки кремнистых пород и фельзитов 10—15%) с регенерационным кварцевым, иногда кальцитовым цементом. Аргиллиты каолинит-хлорит-гидрослюдистые.

Тяжелая фракция нижней подсвиты (1,1%): Д — циркон (32), апатит (17), рудные (15); СД — турмалин (13), биотит (9), рутил (6); СП — гранаты (2,5), шпинель (2), иногда хлоритоид, брукит. В средней подсвите (0,9%): Д — биотит (51), апатит (17); СД — рудные (13), циркон (8), турмалин (4), гранаты (4); СП — шпинель (1,5), хлоритоид (0,9), рутил (0,7). В верхней подсвите (2,5): Д — циркон (23), биотит (20), рудные (16), апатит (16); СД — турмалин (13); СП — рутил (2), шпинель (1%), редко брукит, хлоритоид, эпидот.

Тумулская свита (нижний норий) — прибрежно-морские светло-зеленоватые-серые средне-мелкозернистые волнисто- и косослоистые песчаники с прослоями конгломератов, с частыми мелкими сидеритовыми конкрециями. Мощность 7 м.

Песчаники полевошпато-кварцево-граувакковые (кварц 30—35%, полевые шпаты 20—25, обломки кремнистых пород, фельзитов 30—35, глинистых пород 3—5, хлориты 3—5%) с хлорит-гидрослюдистым, хлоритовым, сидеритовым, регенерационным кварцевым и полевошпатовым цементом.

Тяжелая фракция (1,6%): Д — апатит (30), биотит (25), рудные (20); СД — циркон (8), турмалин (6); СП — шпинель, эпидот, рутил, гранаты, амфиболы, хлоритоид.

Лено-Оленекская зона

В этом регионе в верхнем триасе выделяется три свиты (см. рис. 2).

Осиная свита (нижний карний) — морские темно-серые, оскольчатые глинистые алевролиты с известковыми конкрециями, линзами ракушечников и конгломератов, с остатками аммонойд, двустворок, фораминифер, брахиопод. Мощность 3—10 м.

Алевролиты полевошпато-кварцево-граувакковые (кварц 35—40%, полевые шпаты 10—12, сферолиты халцедона, обломки кремней, микрофельзитов, кварцевых порфиров 15—17, порфиритов, хлоритизированного стекла 5—10, осадочных пород 4—7, хлоритизированный биотит 5—10, хлориты и хлоритизированные обломки 10—15%). Цемент хлорит-гидрослюдистый, хлоритовый, иногда каолинитовый.

Тяжелая фракция (2,4%): Д — рудные (60), турмалин (18); СД — циркон (9); СП — эпидот (2,5), анатаз (2), шпинель, гранаты, амфиболы, рутил (по 1,5%).

Чайдахская свита (нижний карний — нижний норий). В свите выделяется три подсвиты — нижняя, средняя, верхняя.

Нижняя подсвита имеет мощность 25 м, представлена постепенно сменяющимися снизу вверх прибрежно-морскими темно-зелено-серыми мелкозернистыми массивными песчаниками с известковыми конкрециями, остатками двустворок; средняя подсвита, 20 м — мелководно-морскими и лагунными серыми, зеленоват-серыми мелко-среднезернистыми с крупной горизонтальной и косой слоистостью песчаниками с известковыми конкрециями, древесными обломками; верхняя подсвита, 35 м — лагунными и континентальными чередующимися светло-серыми, землисто-серыми, буровато-зелеными, коричневыми, грязно- и табачно-зелено-серыми мелкозернистыми песчаниками, оскольчатыми мелкозернистыми глинистыми алевролитами и аргиллитами с обильным растительным детритом, остатками корневой системы, редкими прослойками угля.

Песчаники и алевролиты полевошпато-кварцево-граувакковые (кварц 20—45%, полевые шпаты 15—30, обломки кремнистых пород и кислых эффузивов 10—30, основных и средних эффузивов 5—15, осадочных пород 2—10, хлориты, хлоритизированные обломки 5—15, слюда 2—5, рудные 1—3%). Цемент хлорит-гидрослюдистый, хлоритовый, иногда каолинитовый, пятнистый кальцитовый, регенерационный кварцевый. Аргиллиты верхней подсвиты каолинит-хлорит-гидрослюдистые, каолинитовые.

Тяжелая фракция нижней подсвиты (0,7%): Д — рудные (57), циркон (22); СД — турмалин (5), гранаты (5), шпинель (4), биотит (4); СП — рутил (2), иногда (0,5—1,3) эпидот, амфиболы, хлоритоид. В средней подсвите (3,4%): Д — рудные (23), биотит (40); СД — циркон (13), турмалин (5), гранаты (5), эпидот (4), шпинель (3); СП — амфиболы (2), иногда рутил, пироксены, сфен. В верхней подсвите: Д — рудные (47), биотит (17); СД — циркон (9), эпидот (7), турмалин (6), апатит (6); СП — амфиболы (2), рутил (1,5), шпинель (1), иногда пироксены, гранаты, брукит, хлоритоид.

Тумулская свита (нижний норий) — переслаивающиеся прибрежно-морские разногачечные конгломераты, зеленоват-серые мелко-среднезернистые с гравием и галькой массивные песчаники, глинистые и песчаные крупнооскольчатые алевролиты и красно-бурные аргиллиты, с известковыми и сидеритовыми конкрециями, с остатками двустворок. Мощность 20 м.

Песчаники и алевролиты полевошпато-кварцево-граувакковые (кварц 30—45%, полевые шпаты 15—25, обломки кремнистых пород и фельзитов 10—30, основных эффузивов 3—7, терригенных пород 5—10, хлориты 2—10, слюда 2—4%) с хлоритовым, хлорит-гидрослюдистым, иногда регенерационным кварцевым цементом. Аргиллиты каолинит-хлорит-гидрослюдистые.

Тяжелая фракция (1,7%): Д — рудные (30), циркон (23); СД — брукит (14), эпидот (9), апатит (8), турмалин (6), биотит (6); СП — рутил (2), шпинель (1,5), иногда амфиболы, пироксены, гранаты, хлоритоид.

Буур-Оленекская зона

В этом регионе отсутствуют верхи нижнего, средний и часть верхнего триаса. Последний представлен только в западном районе и лишь нижним норием, перекрытым юрой (см. рис. 3).

Тумулская свита (нижний норий) — прибрежно-морские серые, пепельно-серые с зеленоватым оттенком валунные разнозернистые глинистые несортированные песчаники с линзами конгломератов, с известковыми, сидеритовыми, пиритовыми и фосфоритовыми конкрециями, с остатками двустворчатых моллюсков. Мощность 4 м.

Песчаники кварцево-граувакковые (кварц 40—45%, полевые шпаты <10, обломки кремнистых пород и кислых эффузивов 20—30, хлориты 5—7, слюда 1—3%) с глинистым каолинит-хлорит-гидрослюдистым цементом.

Тяжелая фракция (0,7%): Д — рудные (78); СД — циркон (7), турмалин (6), эпидот (3); СП — гранаты (2,5), шпинель (2); рутил (1), сфен (1).

Северо-Приверхолинская зона

Здесь верхний триас состоит из осинайской свиты и нижнечайдахской подсвиты, перекрытой нижней юрой.

Осиная свита (нижний карний) — морские темно-серые оскольчатые аргиллиты, в верхней части прослой алевролитов и мелкозернистых песчаников, с известковыми конкрециями, с остатками двустворок, брахиопод. Мощность 15—20 м.

Тяжелая фракция (0,6%): Д — рудные (45), циркон (23); СД — турмалин (7), шпинель (7), эпидот (5), пироксены, рутил, биотит (по 3); СП — граниты, амфиболы (по 2), иногда (0,2—0,9%) — сфен, брукит, корунд.

В изменениях минерального состава тяжелых фракций литостратиграфических подразделений триаса разных фациальных зон наблюдаются определенные особенности. Для подстилающих пермских отложений характерна в целом устойчивая циркон-гранатовая ассоциация с силлиманитом, возникающая в связи с неоднократным перетолжением обломочного материала более древних палеозойских толщ [7]. С началом триаса происходит резкая смена минеральных комплексов.

В среднем триасе основные области сноса оставались в тех же пределах, что и в раннетриасовую эпоху. Траппы, древние основные эффузивы, эпидот-хлоритовые и различные слюдястые сланцы Горного Таймыра прощупывались в пределах прилегающей Восточно-Таймырской фациальной зоны рудные минералы, эпидот, биотит; пермские породы Бырранги — турмалин, циркон, апатит. Отчетливо прослеживается фациальный контроль состава фракций. Так, для нижне-среднесублиторальных осадков нижнеморжовской подсвиты резко уменьшается содержание рудных минералов, увеличивается количество турмалина, апатита, циркона, особенно биотита (см. рис. 1). Последний вообще характерен для среднего триаса Восточного Таймыра, что связывают с размывом различных слюдяных сланцев [15]. Для относительно более мелководной верхнеморжовской подсвиты количество рудных заметно возрастает и особенно их мно-

го в верхнесублиторальных осадках нижнекульдиминской подсвиты. Пресноводные отложения верхнекульдиминской подсвиты имеют минимальные значения рудных. Весьма типичным минералом только для кульдиминской свиты, исключая самые ее верхи, на Восточном Таймыре является эпидот, связанный с разрушавшимися верхнепротерозойскими основными эффузивами [7] и эпидот-хлоритовыми сланцами [15] Горного Таймыра.

Для более удаленных от областей сноса Лено-Оленекской и Северо-Приверхоянской зон состав фракций несколько «пестрее» и равнозначнее в процентном отношении. Сказывается дифференциация материала в морском бассейне и разнообразие комплекса размываемых отложений Сибирской платформы. Основными минералами тяжелой фракции являются рудные, циркон, турмалин, в меньшей степени апатит. Эпидот, весьма характерный для Восточного Таймыра, здесь содержится в небольшом количестве. Биотита в среднем мало, и приурочен он в основном к глубоководным глинистым пачкам.

Для верхнего триаса Восточно-Таймырской зоны главными компонентами тяжелой фракции становятся циркон, апатит, в несколько меньшей степени — рудные, турмалин. По сравнению с нижележащими отложениями почти исчезает эпидот, возрастает роль биотита (см. рис. 1).

В Лено-Оленекской и Северо-Приверхоинской зонах в верхнем триасе увеличивается содержание рудных (см. рис. 2, 4). При общей мелководности формирования верхнетриасовых отложений севера Средней Сибири среди питающих пород сказывается преобладающая роль траппов Сибирской платформы и, видимо, некоторое оживление вулканической деятельности к концу периода [7].

Стратиграфическая (коррелятивная) ценность минералов тяжелой фракции скорее всего имеет значение для укрупненных стратиграфических подразделений системы и наиболее эффективна для сходных (по отношению к источникам сноса и палеобатиметрическим условиям) структурно-фациальных зон. В пределах последних, видимо, возможна и более детальная (свиты, подсвиты и т. д.) корреляция литостратиграфических подразделений, но утверждать это пока нельзя из-за недостатка фактического материала по площадям.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грамберг И. С., Спиро Н. С., Аплонова Э. Н. Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Приверхоянского прогиба и сопредельных складчатых сооружений. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 234 с.
2. Дагис А. С., Архипов Ю. В., Бычков Ю. М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 244 с.
3. Ивановская А. В. Литология мезозойских отложений бассейна нижнего течения р. Лены. Новосибирск: Наука, 1967. 170 с.
4. Казаков А. М., Дагис А. С., Карогодин Ю. Н. Литостратиграфические подразделения триаса севера Средней Сибири. — В кн.: Био- и литостратиграфия триаса Сибири. М.: Наука, 1982, с. 5—37.
5. Калинин М. К. Об источниках терригенного материала в пермский и триасовый периоды на севере Средней Сибири. — Докл. АН СССР, 1956, т. 108, № 1, с. 131—135.
6. Калинин М. К. История геологического развития и перспективы нефтегазопоспости Хатангской впадины. Л.: НИИГА. Т. 104, 1959. 360 с.
7. Каплан М. Е. Литология морских мезозойских отложений севера Восточной Сибири. Л.: Недра, 1976. 232 с.
8. Коробейникова Л. И., Рояк Р. С. Распределение тяжелых минералов по типам пород и фракциям разного размера. — В кн.: Литология и геохимия нефтегазопосных областей Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1974, с. 21—24.
9. Коробова И. И. Титанистые парасланцы Таймыра как представители специфической докембрийской формации. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Тезисы докл. X Всесоюз. литол. совещ. М., 1973, с. 376—378.

10. Мигай И. М. Геологическое строение района мыса Цветкова на Восточном Таймыре. М.: НИИГА, 1952. 60 с.
11. Окнова Н. С. Распределение минералов по размерным фракциям в платформенных отложениях. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 3, с. 651—654.
12. Рабкин М. И., Вишневский А. Н. Метаморфические фации и субфации Анабарского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 103—116.
13. Равич М. Г., Чайка Л. А. Протерозойские метаморфические и магматические формации Таймыра. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 590—719.
14. Ронкина З. З., Вишневская Т. Н. Терригенно-минералогические провинции пермско-мезозойской толщи севера Центральной Сибири. — В кн.: Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. Л.: НИИГА, 1977, с. 30—39.
15. Сакс В. И., Грамберг Н. С., Ронкина З. З., Анлопова Э. Н. Мезозойские отложения Хатангского впадины. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 226 с.
16. Шутов В. Д. Классификация песчанников. — Литология и полезные ископаемые, 1967, № 5, с. 86—103.

А. В. Гольберт, В. П. Девятков

К МЕТОДИКЕ ОБРАБОТКИ
И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАССОВЫХ ДАННЫХ
ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Существующие методы обработки и генетической интерпретации массовых данных ситового гранулометрического анализа терригенных отложений достаточно известны. Они изложены в работах Л. Б. Рухина [16, 17], Р. Пассега [25], А. Л. Олайнки [24], К. Данбара и Дж. Роджерса [7], В. Т. Фролова [23] и др. Все эти методы используются преимущественно при изучении песчаной составляющей терригенных пород, но в узком спектре шельфовых алевроито-глинистых пород не дают достоверных результатов. Так, образования мелководно-морской харабылской свиты р. Анабар [6] на генетической диаграмме Л. Б. Рухина занимают поле «недостоверности», на диаграмме Р. Пассега — поля шельфовых и эстуариевых осадков. Метод треугольных диаграмм А. Л. Олайнки [24] применительно к шельфовым отложениям также четко не отражает условий переноса и осаднения материала в связи с недифференцированностью массива данных. Он может использоваться только в первом приближении для существенно различных типов фаций (рис. 1). При изучении разрезов морского, неокома Енисей-Хатангского прогиба малоэффективными оказались и другие методы обработки данных гранулометрии, в том числе и цифровых характеристик осадка (медианный диаметр, коэффициент сортировки и др.).

Поиск эффективных способов обработки и генетической интерпретации данных ситового гранулометрического анализа при изучении шельфовых терригенных образований убеждает авторов в целесообразности использования пар графических конструкций — кумулятивных кривых и гистограмм грансостава. При этом в качестве эталонов фаций приняты терригенные шельфовые фации опорного регионального стратиграфического разреза неокома Енисей-Хатангского прогиба.

Неоком прогиба сложен сероцветной толщей отложений, среди мелководно-морских и относительно глубоководных отложений, среди которых основное место занимают глины и алевроиты. В толще содержатся прослои мелкозернистых песков, песчаников и алевролитов. По особенностям литолого-фацциального состава отложения восточной части Енисейского прогиба расчленены на свиты: паксинскую (волжский ярус — Хатангского прогиба) и осадки глубокой части нижней сублиторали с застойными во-

Распределение видов и типов сортировки терригенного материала в основных группах фаций неокана Енисей-Хатангского регионального прогиба (по числу анализов, %)

Местоположение, индекс отложений, фация	Типы и виды сортировки, %					D	Md	Sa	Вид сортировки
	I. Сосредоточенный			II. Рассеянный					
	1. Трансгрессивный	2. Трансгрессивно-регрессивный	3. Регрессивный	4. Трансгрессивный	5. Регрессивный				

Осадки спокойных вод, в том числе глубоководные

П-ов Пакса, vg-begg, глуб. ниж. сублитораль	100					268	0,005	1,6	1
Р. Хета, vg, нижняя — средняя сублитораль	100					571	0,008	7,0	1
Р. Попигаи, vln, средняя сублитораль	95,2	4,8				384 752	0,033 0,008	7,0 8,0	1 2
Р. Боярка, begg, средняя сублитораль	85,0	15,0				600 864	0,008 0,046	10,2 9,1	1 2
Р. Анабар, begg, средняя и средняя — верхняя сублитораль	64,0	24,0	8,0			417 1014 1744	0,007 0,058 0,13	6,3 7,3 6,3	1 2 3
Р. Анабар, vln, средняя — верхняя сублитораль	31,9	63,9	4,1			417 1014 1744	0,007 0,06 0,13	6,3 7,3 6,3	1 2 3

Осадки подвижных вод, в том числе мелководные

Р. Хета, begg, средняя сублитораль	14,3	42,6			42,8	565 1024 1624	0,01 0,055 0,13	7,7 5,0 19,0	1 2 5
Р. Боярка, vln, средняя — верхняя сублитораль	12,4	32,0	28,8	5,2	21,6	680 1006 1956 1044 1810	0,01 0,056 0,17 0,01 0,074	7,7 8,2 3,1 10,6 6,3	1 2 3 4 5

Тиганская свита (vln — ht, литоральные и прибрежно-морские фации)

Р. Анабар	8,3	16,6	41,7	16,7	16,7	709 1016 1744 847 2116	0,008 0,044 0,13 0,008 0,13	11,5 8,2 6,2 27,3 31,2	1 2 3 4 5
Р. Попигаи	40,0	50,0		5,0	5,0	487 752 978 1537	0,008 0,033 0,02 0,055	9,3 10,7 25,4 15,3	1 2 4 5

гих генетических признаков пород тиганской свиты р. Попигаи это можно объяснить формированием их в спокойных (за баром) мелких водах верхней сублиторали и ваттов.

Из таблицы видно также, что осадки водоемов с застойными и мало-подвижными водами характеризуются минимальными значениями медианного диаметра ($Md = 0,005 - 0,01$ мм), зернистости пород ($D = 268 - 709$) и возрастанием их значений от трансгрессивных к регрессивным (сосредоточенным и рассеянным) видам сортировки. Максимальные значения этих показателей типичны для регрессивного вида сортировки, наиболее типичного в осадках мелководья, накапливающихся в условиях подвижной среды ($D = 1537 - 2116$; $Md = 0,055 - 0,17$ мм). Обычно с изме-

нением гидродинамических условий в различных фациях медианный диаметр и величина суммарной зернистости изменяются пропорционально. Иначе ведет себя коэффициент сортировки Траска (Sa). Наилучшая сортировка у глубоководных отложений (п-ов Пакса, $Sa = 1,6$), а также мелководных образований, аккумулирующихся в условиях усиленной гидродинамики (сосредоточенный тип, регрессивный вид, Sa не более 6,3). Другими словами, лучшая сортировка характерна для одновышинных гистограмм (сосредоточенный тип сортировки). Таким образом, между всеми тремя показателями сортировки осадка существует определенная связь: прямая зависимость между медианным диаметром и величиной суммарной зернистости пород; с минимальными и максимальными значениями этих показателей связаны минимальные значения коэффициента сортировки.

Итак, слои и пакки пород, гранулометрические анализы которых имеют одновышинные гистограммы и отличаются преобладанием трансгрессивного вида сортировки, являются осадками, образовавшимися в спокойных гидродинамических условиях, в том числе глубоководных. Появление и возрастание роли трансгрессивно-регрессивного и регрессивного видов указывает на усиление динамики придонных вод. При этом осадки нижней и глубокой частей средней сублиторали характеризуются исключительно трансгрессивным видом сортировки, осадки средней сублиторали — появлением трансгрессивно-регрессивного вида при преобладании трансгрессивного, а средней — верхней сублиторали — близкими значениями этих двух видов и небольшим числом (до 8—10%) анализов с регрессивным видом. Рассеянный тип сортировки (двухвышинные гистограммы) наблюдается только в терригенных осадках морского мелководья (средняя — верхняя сублитораль, литораль) в фациях как высокоподвижных, так и спокойных вод. Малоподвижные воды мелководья различаются по большой роли трансгрессивного и трансгрессивно-регрессивного видов сосредоточенного типа, а подвижные — тем или другим видом рассеянного типа.

Параболическая форма кумулятивной кривой, свойственная трансгрессивному виду сосредоточенного типа сортировки (1), указывает на формирование осадка в относительно глубоком водоеме с застойными или малоподвижными придонными водами. Осадки постоянных водотоков (аллювиальные, флювиогляциальные), как показывает опыт предыдущих исследований [2], выделяются резко выраженной «S-образной» формой. Близкой, но более сглаженной формой кумулятивной кривой обладают морские осадки трансгрессивно-регрессивного вида сортировки (2), образовавшиеся в подвижных водах, видимо, с определенным влиянием придонных течений. Для подвижных вод с постоянными колебательными движениями высокой энергии характерны кумулятивные кривые регрессивного вида (3) сосредоточенного типа. Кумулятивные кривые с перегибом свидетельствуют об образовании осадка на мелководье в условиях активного и нестабильного гидродинамического режима под воздействием двух или нескольких способов переноса и осадки материала.

Что касается числовых характеристик (Md , Sa , D) осадка, то ни каждый из них в отдельности, ни все они вместе не определяют гидродинамические и батиметрические условия однозначно и способны дать лишь дополнительную информацию. Например, Md пород букатийской свиты на р. Боярка (средняя сублитораль) изменяется в пределах от 0,008 до 0,046 мм, а бояркинской (средняя — верхняя сублитораль) — от 0,056 до 0,17 мм; Sa изменяется соответственно от 9,1 до 10,2 и от 3,1 до 8,2. Это свидетельствует об образовании пород бояркинской свиты очень близко от берега, поскольку известно [12], что терригенные осадки прибрежной зоны отличаются большими значениями Md и меньшими Sa , т. е. лучшей сортировкой. Кроме того, из таблицы следует, что лучшая

сортировка характерна для самых глубоководных и самых мелководных осадков, а величина суммарной зернистости и медианный диаметр увеличивают свои значения от глубоководных к мелководным осадкам.

Впервые предлагаемый метод обработки и генетической интерпретации данных гранулометрии был использован А. В. Гольбертом при изучении комплекса гетерогенных четвертичных образований зоны морских трансгрессий и оледенений севера Западно-Сибирской плиты [1] и дал положительные результаты. Дальнейшая разработка и применение этого метода к отложениям неокома севера Сибири убеждает в его эффективности.

До проверки на большом фактическом материале, в том числе для иных фаций, метод предлагается использовать на шельфовых терригенных образованиях boreального мезозоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акульшина Е. П. Глинистые минералы в литогенезе и их эволюция в истории земной коры. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1973. 59 с.
2. Архипов С. А., Вотах М. Р., Гольберт А. В. и др. Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск: Наука, 1977. 213 с.
3. Басов В. А., Захаров В. А., Иванова Е. Ф. и др. Зональное расчленение верхнеюрских и нижнемеловых отложений на мысе Урдюк-Хая (п-ов Пакса, Анабарский залив). — Уч. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия, 1970, вып. 29, с. 14—31.
4. Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. М.: ГИН, 1962. Вып. 59, 542 с.
5. Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. П. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. Кн. 1 и 2. Изд. АН СССР, 1962. 332 с., 312 с.
6. Гольберт А. В., Климова И. Г., Булышников С. П., Турбина А. С. Новые данные по стратиграфии неокома Средней Сибири. — В кн.: Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Вып. 260. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1978, с. 57—66.
7. Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М.: ИЛ, 1962. 334 с.
8. Захаров В. А. Позднеюрские и раннемеловые двусторчатые моллюски севера Сибири (отряд Anisomyaria) и условия их существования. М.: Наука, 1966. 189 с.
9. Захаров В. А. Позднеюрские и раннемеловые двусторчатые моллюски в условиях их существования (сем. Astartidae). М.: Наука, 1970. 143 с.
10. Захаров В. А. Бухинды (Bivalvia). Морфология, филогения, систематика, палеоэкология, роль в биостратиграфии boreальной верхней юры и неокома. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1978. 47 с.
11. Захаров В. А., Юдовский Е. Г. Условия осадконакопления и существования фауны в раннемеловом море Хатангской впадины. — В кн.: палеобιοгеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1974, с. 127—173.
12. Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М.: Высшая школа, 1971. 368 с.
13. Левчук М. А. О количественной характеристике гранулометрического состава обломочных пород циклокомплексов. — В кн.: Геоциклность. Новосибирск: Наука, 1976, с. 90—99.
14. Левчук М. А. Использование количественного метода для выделения мезоциклов в терригенных отложениях. — В кн.: Теоретические и методические вопросы седиментационной цикличности. Новосибирск: Наука, 1977, с. 136—141.
15. Ронкина З. З. Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири. Л.: Недра, 1965. 161 с.
16. Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Л.: Изд. Ленинградского ун-та, 1947. 204 с.
17. Рухин Л. Б. Гранулометрический анализ рыхлых и слабосцементированных осадочных пород. — В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Гостеолтехиздат, 1957, с. 314—343.
18. Санин В. Я. Палеоэкологическая характеристика и условия существования фауны в раннемеловом море Анабарского района (север Сибири). — В кн.: Условия существования мезозойских морских boreальных фаун. Новосибирск: Наука, 1979, с. 91—109.
19. Страхов Н. М. Детали реконструкции физико-географической обстановки в древних морских водоемах. — В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Гостеолтехиздат, 1957, с. 402—438.
20. Страхов Н. М. Основные физико-географические типы древних водоемов и критерии их распознавания. — В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Гостеолтехиздат, 1957, с. 381—401.

21. Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1955, № 1, с. 34—51.
22. Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 224 с.
23. Фролов В. Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. Изд. Московского ун-та, 1964. 310 с.
24. Olayinka Assez L. Triangular Presentation of Textural Data in the Interpretations of Depositional Environments. — Journal of Sedimentary Petrology, 1972, v. 42, n. 3, p. 729—731.
25. Passega R. Texture as characteristic of clastic deposition. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1957, v. 41, N 9, p. 1952—1984.

М. А. Левчук, Е. П. Акульшина

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО ПРОГИБА

Юрские отложения в восточной части Енисей-Хатангского прогиба, по данным первых глубоких скважин, широко распространены и доступны для поиска в них скоплений углеводородов. На Балахнинской площади рассматриваемого региона доказана газоносность среднеюрских отложений. Для оценки перспектив нефтегазоносности нижне-среднеюрских отложений исследовались основные разрезы юры севера Сибири (р. Анабар, Анабарская губа, мыс Цветкова), расположенные в разных участках Енисей-Хатангского прогиба (рис. 1).

Литологическое изучение указанных разрезов юрских отложений проводилось М. А. Левчуком совместно с биостратиграфами С. В. Мелединой, Т. И. Нальняевой, Б. И. Шурыгиним, что обеспечило точную увязку литологических пачек и биостратиграфических зон, подъярусов и ярусов [5]. Циклическое строение толщи исследовали М. А. Левчук и Ю. Н. Карогадин [3], геохимические особенности и условия образования нижне-среднеюрских отложений — М. А. Левчук и Е. П. Акульшина.

Исследование глинистого вещества пород выполнено по методу параметрического описания [1], позволяющему ввести меру и число в характеристику условий осадконакопления. Применялись геохимические параметры: а) зрелость глинистого вещества или интенсивность химического выветривания ($Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$); б) физико-химические или климатические условия в области денудации ($Al_2O_3 : TiO$); в) фациальные обстановки осадконакопления ($B : Ga$).

Разрезы юрских отложений представлены в основном алеврито-

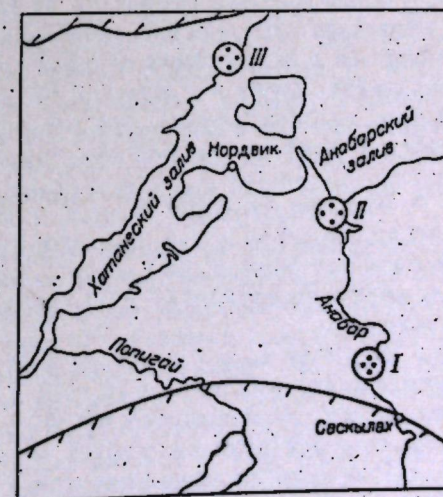


Рис. 1. Расположение основных разрезов нижне-среднеюрских отложений восточной части Енисей-Хатангского прогиба.

1 — основные разрезы юрских отложений: I — р. Анабар, II — побережье Анабарского залива, III — мыс Цветкова; 2 — границы современных выходов юрских отложений.

глинистыми породами, в которых песчаники занимают подчиненное положение. Разрез мыса Цветкова составляют нерасчлененные отложения геттанг-синемюра, плинсбаха, тоара и аалена [6]. Такие же отложения по возрасту и на Анабарской губе. Разрез юрских отложений в районе р. Анабар является более сокращенным, он сложен осадками верхнего плинсбаха и нижнего тоара.

В рассматриваемых отложениях выделяются три мезоциклита [2, 3]. Первый охватывает геттанг-синемюр, нижний плинсбах; второй — верхний плинсбах; третий — тоар, аален и низы байоса.

Во всех трех разрезах на границах мезоциклитов по биостратиграфическим данным устанавливаются региональные перерывы в осадконакоплении, глубина которых зависит от местоположения разреза в палеобассейне. Отложения периферийных частей размываются глубже по сравнению с разрезами более центральных частей. Одновозрастные отложения центральных частей палеобассейна более глинистые, периферийные части характеризуются более грубозернистыми осадками. Во всех разрезах наблюдается закономерная смена литологического состава пород в объеме мезоциклитов. Часто в их основании находятся маломощные базальные слои, состоящие из гальки, гравия и валунов в песчано-глинистом цементе. Зернистость таких пород очень высокая и достигает 2000 условных единиц [4]. Выше по разрезу грубозернистые породы сменяются монотонными темно-серыми, черными глинами мощностью в 15—30 м, с величиной зернистости 110—150 условных единиц. Затем глина в разрезе замещается алевроитовыми породами, в которых вверх по разрезу увеличивается содержание песчанистого материала.

Детальная литологическая характеристика пород рассматриваемых отложений дана в специальных работах [2, 6]. В настоящем сообщении приводятся только литологические колонки разрезов (см. рис. 2—4).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА

В данном разделе дается средний химический состав глинистого вещества нижне-среднеюрских отложений и рассматриваются его изменения снизу вверх по разрезу в районе побережья Анабарского залива.

Содержание кремнезема в глинистом веществе пород по разрезу колеблется в пределах 36—45%. Наибольшее количество SiO_2 в ааленских осадках, наименьшее — в плинсбахских. От геттанг-синемюра до конца аалена отмечается его возрастание.

Концентрация глинозема от геттанг-синемюра до конца аалена увеличивается. На кривой изменения содержания Al_2O_3 наибольшее понижение ее в отложениях верхнего плинсбаха, повышение — в аалене. Содержание титана в глинистом веществе повышается в нижнем плинсбахе, тоаре, нижнем аалене, среднее содержание окиси магния для большей части разреза составляет около 2,5%, более высокое — в нижнем плинсбахе.

По концентрации железа в глинистом веществе выделяется рубеж между нижним и верхним плинсбахом. В первом имеется наибольшее количество железа, во втором — наименьшее относительно всего разреза. От верхнего плинсбаха и до аалена процент железа постепенно увеличивается.

Наличие калия и натрия в глинистом веществе по разрезу меняется неоднозначно, циклично нарастая от геттанг-синемюра до аалена. Понижения процента щелочей приходится на геттанг-синемюр, тоар, повышения соответствуют плинсбаху и аалену.

В поведении малых элементов в глинистом веществе наблюдается закономерность, выражающаяся в том, что повышение содержания боль-

шинства из них и понижение некоторых происходит на одних и тех же уровнях для всех элементов. Более высокие концентрации бора, ванадия, хрома, марганца, кобальта, никеля, меди и стронция в отложениях геттанг-синемюра и нижнего плинсбаха; в тоар-аалене происходит увеличение содержания бора, титана, ванадия, хрома, стронция и циркония. Особенным является распределение концентраций кобальта, никеля и меди, содержания которых убывают снизу вверх по разрезу. Процент галлия по разрезу периодически меняется. Концентрация цинка в глинистом веществе возрастает в геттанг-синемюре, плинсбахе, тоаре, свинца — в верхнем плинсбахе и тоаре.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

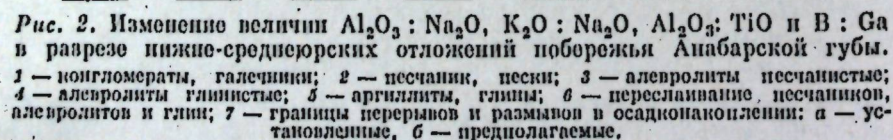
Анабарский залив. Начало геттанг-синемюра (время образования пачек 1, 2, 3) характеризуется средней интенсивностью химического выветривания, частой сменой семигумидного, семиаридного и гумидного климата и неустойчивым режимом бассейна седиментации (рис. 2). Пачка 1 и частично 2 сложились при трансгрессии бассейна, сменившейся регрессией в момент образования пачки 2. Фациальные обстановки были прибрежно-морскими и морскими.

Вторая половина геттанг-синемюрского разреза (пачки 4, 5) формировалась при слабом химическом выветривании, гумидном климате и устойчивом регрессивном режиме бассейна. Примерно в середине геттанг-синемюра произошло резкое снижение интенсивности химического выветривания и смена климата на гумидный (кислые условия выветривания). Этому же времени соответствует установление прибрежно-морских обстановок, которые в дальнейшем в течение геттанг-синемюра чередовались с морскими, последние характеризовались близостью суши.

В раннем плинсбахе (время образования пачек 6, 7) интенсивность химического выветривания была низкой и средней, климатические условия и режим бассейна седиментации сохранились от раннего лейаса.

Поздний плинсбах (образование пачек 7, 8 и частично 9) начинается при нарастании химического выветривания до среднего, чередовании семиаридных, семигумидных и гумидных климатических условий. К этому времени завершается регрессивный режим и начинается трансгрессивный, но слабо выраженный и кратковременный. В начале позднего плинсбаха преобладали морские условия осадконакопления, иногда устанавливались прибрежно-морские. В дальнейшем происходит спад интенсивности химического выветривания, продолжающийся до конца позднего плинсбаха, но примерно с середины его химическое выветривание уже было слабым. Соответственно развивалась гумидизация климата, на фоне которой проявлялись семигумидные и семиаридные климатические условия. Для большей части позднего плинсбаха сохранялась тенденция регрессивного развития бассейна, на фоне которой дважды возникали трансгрессии и регрессии меньшего порядка. Фациальные обстановки были морскими, но с близкой сушей; иногда устанавливались прибрежно-морские условия.

Тоарский век начинается при слабом химическом выветривании (пачка 13), интенсивность его быстро нарастает и к моменту образования пачек 14 и 15 становится средней и сильной. Этому времени соответствует частая смена семигумидных, семиаридных и гумидных климатических условий. Осадки пачки 13 образовались в морском бассейне с близкой сушей. При дальнейшем развитии трансгрессии создались нормально-морские или открыто-морские условия осадконакопления. Вторая часть отложений тоарского разреза (пачки 16, 17) образовалась при спаде интенсивности химического выветривания до низкого и среднего, на фоне которого происходили повышения и понижения меньшего порядка. Развитие



При образовании пачки 5 интенсивность химического выветривания резко понижалась, в дальнейшем до конца позднего плинсбаха она оставалась низкой и средней. На фоне общего спада химического выветривания в позднем плинсбахе выделяется два цикла меньшего порядка. Период неустойчивого климата в начале позднего плинсбаха в дальнейшем установился семиаридный с периодическими усилениями. На общем фоне регрессии бассейна также происходили резкие изменения фациальных обстановок от открыто морских до прибрежных.

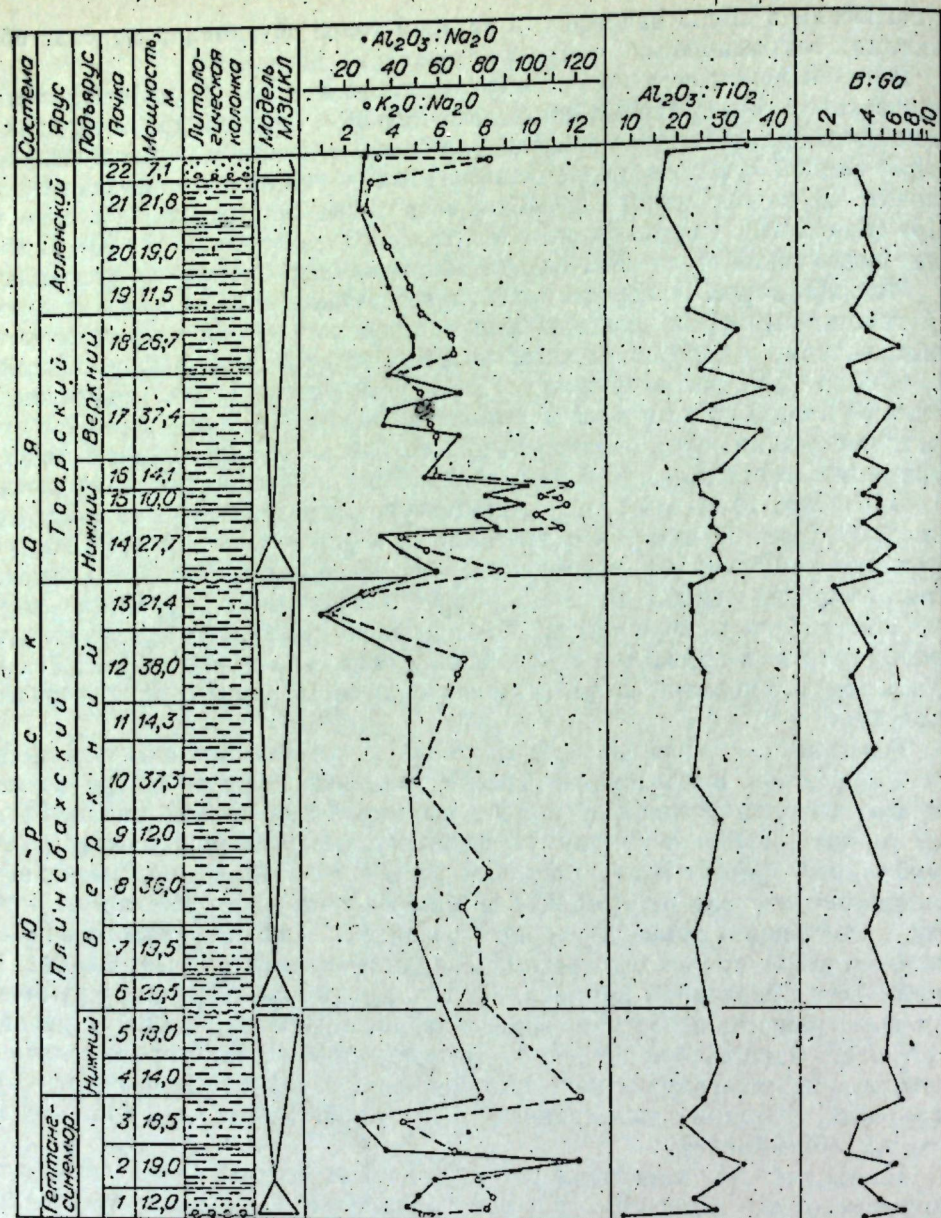


Рис. 3. Изменение величин $Al_2O_3 : Na_2O$, $K_2O : Na_2O$, $Al_2O_3 : TiO_2$ и $B : Ga$ в разрезе нижне-среднеюрских отложений мыса Цветкова. Условные обозначения см. на рис. 2.

Тоарский век в районе р. Анабар начинается при высокой и средней интенсивности химического выветривания, при смене семиаридного климата семигумидным и регрессивном режиме бассейна, при котором условия открытого моря сменяются прибрежно-морскими. В данном районе отложения верхнего тоара и аалена размыты.

Из приведенного выше описания условий осадконакопления, сделанного на основании геохимических параметров глинистого вещества, следует, что интенсивность химического выветривания и климатические условия на суше, а также режим бассейнов седиментации в течение раннеюрской эпохи и ааленского века периодически изменялись. В рассматриваемом интервале выделяется три цикла интенсивности химического выветривания. В начале каждого из них происходит нарастание интенсив-

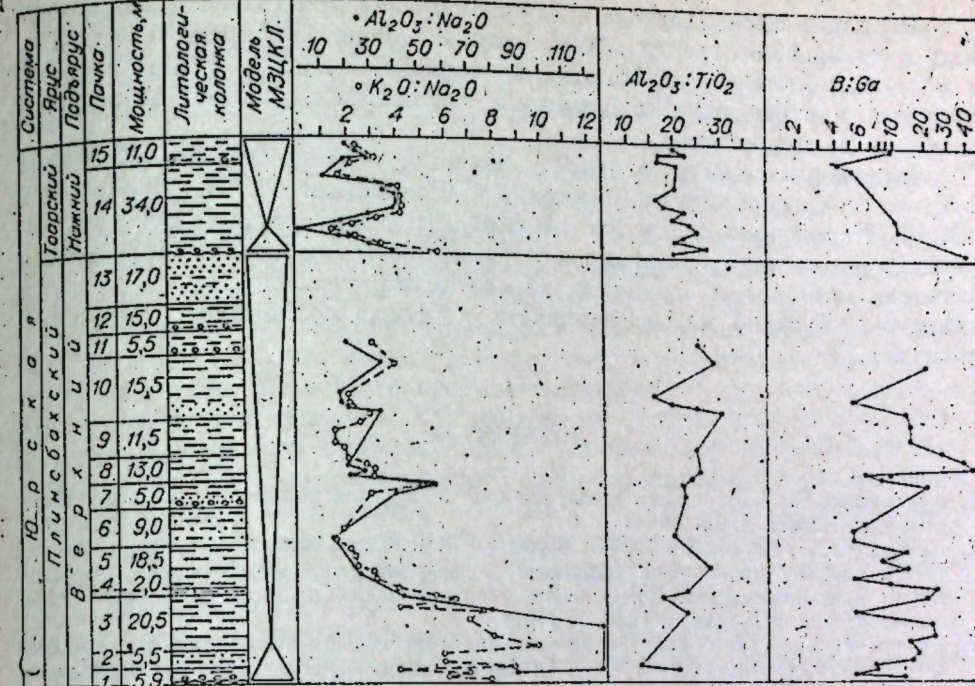


Рис. 4. Изменение величин $Al_2O_3 : Na_2O$, $K_2O : Na_2O$, $Al_2O_3 : TiO_2$ и $B : Ga$ в разрезе нижне-среднеюрских отложений р. Анабар. Условные обозначения см. на рис. 2.

ности от слабой до средней и сильной, и некоторое время остается на высоком уровне. Этому периоду соответствует неустойчивость климатических условий (чередование кислого, слабокислого и слабощелочного выветривания) и неустойчивый режим бассейнов седиментации. Начало циклов характеризуется неустановившимся режимом бассейнов седиментации с частой сменой трансгрессий и регрессий. Средняя более продолжительная часть циклов * характеризуется спадом интенсивности химического выветривания до слабой и средней, которому соответствует более постоянный гумидный климат (кислое выветривание). В средней части циклов режим осадконакопления более устойчив, а к концу цикла седиментации опять наступает режим частой смены трансгрессий и регрессий. Так, образование первого геттанг-синеморского и раннеплинсабахского и второго позднелинсабахского циклов происходило в период преимущественно регрессивного развития бассейнов, третьего — тоар-ааленского в период преобладания трансгрессии. Следует отметить, что в самом конце описываемых циклов кратковременно снова проявляется относительное усиление интенсивности химического выветривания, непостоянство климата и неустойчивость трансгрессии. Эти изменения, очевидно, являются отражением тектонических процессов, подготавливающих начало нового цикла седиментации.

При однотипном строении циклов, отражающих изменения условий осадконакопления во времени, в районах Анабарского залива, мыса Цветкова и р. Анабар наблюдаются некоторые различия, зависящие от положения района в пределах палеобассейна. На мысе Цветкова отмечена более интенсивная аридизация климата в течение раннеюрской эпохи и ааленского века, на р. Анабар — менее и на Анабарском заливе еще менее интенсивная. Это обусловлено разными областями питания, откуда поступало глинистое вещество.

* Продолжительность цикла условно принимается по мощности отложений.

В районе мыса Цветкова осадконакопление происходило в прибрежных и прибрежно-морских обстановках; в районе Анабарского залива — в морских с близкой сушей и открыто морских. Район р. Анабар характеризуется контрастными изменениями фациальных условий от открыто-морских до прибрежных.

Выделенные циклы изменения условий осадконакопления соответствуют седиментационным циклам, установленным М. А. Левчуком и Ю. Н. Карогодиным методом системно-структурного анализа породно-слоевых ассоциаций в данных разрезах. Корреляция циклов, проведенная разными методами и отражающая разные стороны осадочного процесса, свидетельствует об их достоверности и делает возможной корреляцию разрезов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акулинина Е. П. Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск: Наука, 1976. 191 с.
2. Левчук М. А., Карогодин Ю. Н., Шурыгин Б. Н. Структура и стратиграфический объем слоевых ассоциаций (циклитов) в разрезах юры Анабарского района. — В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Енисей-Хатангского седиментационного бассейна. М.: Наука, 1982, (в печати).
3. Левчук М. А. Использование количественного метода для выделения мезоциклитов в терригенных отложениях. — В кн.: Теоретические и методические вопросы седиментационной цикличности. Новосибирск: ИГГ, 1977, с. 136—141.
4. Левчук М. А. Цикличность юрских отложений восточной части Енисей-Хатангского прогиба. — В кн.: Вопросы изучения осадочной оболочки Земли. Новосибирск: ИГГ, 1978, с. 89—97.
5. Стратиграфия юрской системы севера СССР. М.: Наука, 1976. 436 с.
6. Шурыгин Б. Н., Левчук М. А. Нижне-среднеюрские отложения мыса Цветкова (Восточный Таймыр). — В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Енисей-Хатангского седиментационного бассейна. М.: Наука, 1982, (в печати).

К. И. Микуленко.

ТЕКТОНИКА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА КРАЕВЫХ ДЕПРЕССИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (В СВЯЗИ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ)

Под краевыми депрессиями Сибирской платформы понимается система крупных отрицательных структур, располагающихся между платформой и складчатыми областями Таймыра и Верхоянья. Согласно последним представлениям, в эту систему входят Енисей-Хатангский региональный прогиб, Лено-Анабарский мегапрогиб, Предверхоанский краевой прогиб и Вилюйская гемисинеклиза. Граница краевых депрессий проводится в большинстве случаев по контакту мезозойско-кайнозойских отложений с более древними образованиями Сибирской платформы, Таймырской и Верхоянской складчатых систем.

Тектоническая природа входящих в состав краевых депрессий структур различна. Вилюйская гемисинеклиза — погруженный элемент древней платформы, наложенный на зону древнего палеоавлакогена [20, 24]. Предверхоанский прогиб относится к категории краевых, являясь сопряженной структурой, пограничной с платформой Верхоянно-Колымской складчатой области [6, 14, 20, 25]. Енисей-Хатангский региональный прогиб — наложенная структура, природа которой и механизм формирования трактуются неоднозначно [4, 16, 18, 19]. Таким образом, в состав краевых депрессий объединены разнотипные в тектоническом отношении структуры.

Структурные построения, выполненные по разным стратиграфическим горизонтам мезозоя (триас, юра, мел), показывают, что в современном структурном плане в пределах краевых депрессий выделяется два крупных элемента: западный, включающий Енисей-Хатангский региональный прогиб, и восточный, в состав которого входит Лено-Анабарский мегапрогиб, Предверхоанский краевой прогиб и Вилюйская гемисинеклиза. Разделяются эти элементы Анабаро-Хатангской седловиной.

Вилюйская гемисинеклиза расположена в юго-восточной части системы краевых депрессий. Разными исследователями границы гемисинеклизы устанавливаются по-разному. Нами внешние (приплатформенные) границы проводятся по контуру распространения среднеюрских отложений. Граница гемисинеклизы с Предверхоанским краевым прогибом принимается с учетом типов и характера ориентировок, входящих в их состав структур меньшего масштаба. Платформенные структуры являются относительно изометричными малоамплитудными. Структуры краевого прогиба отличаются большими величинами амплитуд, удлиненностью, как правило, они чаще и интенсивнее осложнены разрывными нарушениями. В указанных границах площадь гемисинеклизы около 310 тыс. км².

Гемисинеклиза заложилась в верхнем палеозое и активно развивалась в течение мезозоя и кайнозоя на зоне древнего палеозойского погружения [20, 24], поэтому может рассматриваться как унаследованная структура. В современном структурном плане в ее составе выделяются пологая (по синхронным ее развитию отложениям мезозоя и верхнего палеозоя) внешняя, флексуобразная переходная и погруженная внутренняя зоны. Строение и развитие этих зон различно, мощности синхронных отложений в пределах внешней зоны составляют сотни метров, на переходной — колеблются от 1 до 3 км, а во внутренней достигают 5—6 км. Общая мощность осадочного чехла в западных районах гемисинеклизы 9—10 км (Кемпендйская впадина) и на участках сопряжения ее с краевым прогибом 10—12 км. Анализ изменения мощностей нижне-среднепалеозойских отложений свидетельствует о различиях в развитии западного (Кемпендй-Быгаттинского) и восточного районов гемисинеклизы. Это отразилось в различиях мощностей и характера дислокации [23, 24]. Пограничная зона, разделяющая западный и восточный блоки гемисинеклизы, представляла собой, видимо, зону разломов северо-западного простирания, прослеживающуюся за пределы гемисинеклизы. Пространственно ее следует приурочивать к рифовой системе в кембрийских отложениях [1]. К концу среднего палеозоя в западном блоке сформировались крупные Кемпендйская и Быгаттинская впадины, а также разделяющий их Сунтарский свод. В восточном блоке гемисинеклизы предполагаются значительные по размеру погребенные поднятия вдоль северного борта современной Линденской впадины и несколько южнее Хапчагайского мегавала. Среднепалеозойско-мезозойский структурный план в восточных районах не соответствует деформациям более раннего тектонического этапа. Таким образом, несмотря на определенные элементы унаследованности в развитии гемисинеклизы, наложенный ее характер проявляется отчетливо.

На внешней зоне гемисинеклизы выделяются Якутский и Сунтарский своды, Кемпендйская и Быгаттинская впадины, развитые в нижне-среднепалеозойских отложениях и, следовательно, относящиеся к структурам основания гемисинеклизы. В северной части внутренней зоны выделяются Линденская впадина, а в южной — Хапчагайский мегавал и деляются Хапчагайский мегапрогиб, морфологически заметно отличающиеся. Различия северной и южной частей внутренней зоны предопределены особенностями их палеотектонического развития. Линденская впадина в течение всего палеозоя и мезозоя развивалась как отрицательная структура. Хапчагайский мегавал и прилегающий к нему мегапрогиб являются

Т а б л и ц а 1

Основные параметры структур I—II порядков, Вилюйской гемисинеклизы

Структура		Площадь, тыс. км ²	Длина ось, км	Короткая ось, км	Удлине- ние
Название	Тип				
Хапчагайский	Мегавал	6,9	180	40	4,5
Сунтарский	Свод	18,1	200	90	2,2
Игматинская	Впадина	30,6	260	115	2,3
Кемпендйская	»	17,5	250	80	3,1
Линденская	»	48,8	350	150	2,3
Лунгинско-Келинский	Мегапрогиб	23,8	355	75	4,7
Южно-Хапчагайский	»	6,3	160	40	4,0
Логлорский	Структ. мыс.	1875	110	18	6,1
Верхневилюйский	»	780	50	16	3,1
Выраканский	»	3125	65	20	3,2
Средневилюйско-Толон- ское	Кулолоид. поднятие	685	47	15	3,1
Мастахское	»	600	40	15	2,7
Неджелинское	»	430	30	15	2,0
Чагдинское	»	450	40	15	2,7
Кобийский	Вал	1500	75	20	3,8
Усуи-Кюельский	»	1100	60	20	3,0
Ханхареко-Кадзачинский	»	1400	130	13	10,0
Арбайский	Структ. мыс	1250	52	25	2,1
Верхнесинский	Вал	4000	112	40	2,8
Марханский	»	1200	80	15	5,3
Ваннагайский	Структ. мыс	2850	82	38	2,2
Шенский	Вал	780	54	15	3,6
Усть-Менский	Вал	315	38	8	4,8
Берге-Олейский	»	320	42	10	4,2
Урангский	Структ. мыс.	1250	70	18	3,9
Дугалахский	Прогиб	1250	90	15	6,0
Кадзачинско-Анабыль- ский	»	1250	105	12	8,8
Булгунахский	»	2030	115	18	6,4
Усть-Линденский	Структ. залив	1560	70	25	2,8
Берге-Олейский	Прогиб	456	38	12	3,2

новообразованными, сформировавшимися как структуры, наложенные на региональные моноклинали в позднемезозойско-кайнозойские этапы тектогенеза. Основные морфологические характеристики названных структур приведены в табл. 1. На переходной зоне пликтивных деформаций I порядка не установлено.

Наряду с отмеченными в пределах Вилюйской гемисинеклизы выявлено значительное число положительных и отрицательных структур II порядка с разными морфологическими особенностями (см. табл. 1).

На внешней зоне гемисинеклизы структуры этого ранга развиты в основном в нижне-среднепалеозойских отложениях. Для них характерны значительная удлиненность, относительно большие амплитуды, нередко осложненные разрывными нарушениями, а в ряде случаев (в Кемпендйской впадине) — проявление соляной тектоники. В мезозойских отложениях структуры II порядка менее контрастны, амплитуды их значительно меньше. В переходной зоне известны единичные структуры этого ранга. Все они без исключения относятся к категории незамкнутых (структурные мысы, заливы), как правило, также значительно вытянуты (удлинение их 3—4), чаще относительно небольших размеров (400—600 км²) и сравнительно малоамплитудны (75—125 м). Морфологические особенности структур II порядка внутренней зоны зависят от их структурного положения. Так, поднятия северной части относительно изометричны, малоамплитудны, в то время как структуры южной части отличаются заметной вытянутостью, большей контрастностью; в ряде случаев есть основание предполагать здесь разрывные нарушения.

На территории Вилюйской гемисинеклизы сейсморазведочными работами выявлено более 100 локальных поднятий (18% на внешней, 20 на переходной и 62% во внутренней зоне). Площади структур меняются от первых десятков до 200—300 км². Поднятия имеют разные формы и ориентировки. В западных районах гемисинеклизы они относительно высокоамплитудны, иногда с проявлениями соляной тектоники, с удлинениями 3—4 и более. На переходной зоне поднятия иногда незамкнуты. В северной части внутренней зоны локальные структуры малоамплитудны относительно изометричны, в плане нередко сложной формы. Поднятия южной части внутренней зоны более вытянуты (удлинения 2—2,5), несколько более контрастны.

Пликтивные структуры разных порядков западной и восточной частей Вилюйской гемисинеклизы формировались неодновременно: Кемпендйская, Игматинская впадины, Сунтарский свод и входящие в их состав структуры меньших масштабов в основном в допозднепалеозойское время, пликтивные деформации восточного блока — преимущественно в мезозое. Отмечается некоторая асинхронность в росте структур I—III порядков. Так, если Хапчагайский мегавал начал развиваться в юрское время, то входящие в его состав поднятия II порядка (табл. 2), а также локальные структуры заложены и сформировались в течение мела и кайнозоя. Северная (Линденская впадина, Малыкай-Логлорский структурный мыс) и южная (Хапчагайский мегавал) части внутренней зоны гемисинеклизы развивались неодинаково.

В пределах краевых депрессий есть основание предполагать значительное проявление разрывных нарушений. Выделением региональных разрывов по результатам анализа геофизических, и в том числе магнитных и гравитационных, полей в рассматриваемых районах занимались многие исследователи: Г. П. Бабаян, М. П. Гришин, Г. А. Дмитриева, В. Казанс, Л. В. Лазуркин, К. Б. Мокшанцев, А. А. Николаевский, А. И. Прокопенко, Л. В. Тальвиский, Г. И. Штех и другие. По восточным районам Сибирской платформы составлена карта разрывных нарушений под редакцией К. Б. Мокшанцева. В последнее время комплексный анализ геофизических, геологических, ландшафтных данных осуществлен сотруд-

Т а б л и ц а 2

Величины и прирост амплитуд пликтивных структур I—II порядков Вилюйской гемисинеклизы и прилегающих районов Предвирхольского прогиба

Структура		Амплитуды по сейсмическим горизонтам, м			Прирост амплитуд в течение					
Название	Тип	Т-П Ю-Т Ю ₃			триаса		юр		мел-кайноз	
		м	%	м	%	м	%	м	%	м
Хапчагайский	Мегавал	500	500	400	0	0	100	20	400	80
Линденская	Впадина	2000	1800	1800	200	10	200	10	1600	80
Малыкай-Логлорский	Структ. мыс	300	200	200	100	33	0	0	200	66
Кюндюдейский	»	100	100	100	0	0	0	0	100	100
Урангский	»	300	300	200	0	0	100	33	20	66
Китчанский	»	2000	1600	1200	400	20	400	20	1200	60
Сангарский	Вал	400	300	200	100	25	100	25	200	50
Эксельс-Баламаканский	»	1200	1200	200	0	0	1000	84	200	16
Берге-Олейский	»	200	200	200	0	0	0	0	200	100
Кобийский	»	200	150	150	50	25	0	0	150	75
Выраканский	Структ. мыс	200	150	150	50	25	0	0	150	75
Верхне-Вилюйский	»	100	100	100	0	0	0	0	100	100
Средневилюйско-Толонское	Кулолоид. поднятие	200	200	200	0	0	0	0	200	100
Мастахское	»	200	200	200	0	0	0	0	200	100
Неджелинский	Вал	200	200	200	0	0	0	0	200	100

никами СНИИГГМСа (И. М. Агульник, Л. Ф. Гололобова, К. И. Микуленко). В итоге составлена схема, на которой выделяются четыре группы разрывных нарушений: а) развитые только в фундаменте; б) проникающие в чехол и затухающие на различных стратиграфических уровнях (затухающие); в) секущие всю толщу осадочного чехла (сквозные); г) предполагаемые на дневной поверхности с неясной глубиной проникновения (сверху) в чехол. В качестве показателя интенсивности проявления разрывов принята удельная их длина, численно равная отношению суммы длин разрывных нарушений на единицу площади ($\text{км}/\text{км}^2$).

Статистическая обработка материалов показывает, что в пределах Вилуйской гемисинеклизы разрывы, развитые только в фундаменте, в наибольшей степени проявляются на территории внешней зоны. Удельная длина их здесь $0,006 \text{ км}/\text{км}^2$. На переходной зоне она уменьшается до $0,004 \text{ км}/\text{км}^2$, а во внутренней составляет около $0,001 \text{ км}/\text{км}^2$. Иная закономерность отмечается для разрывов затухающих, сквозных и проявляющихся на дневной поверхности. Наибольшая их плотность в переходной зоне (удельная длина соответственно $0,01$; $0,026$ и $0,018 \text{ км}/\text{км}^2$), а наименьшая — во внутренней зоне гемисинеклизы (удельная длина $0,007$, $0,018$ и $0,011 \text{ км}/\text{км}^2$). Во внешней зоне интенсивность разрывопроявления промежуточная, удельная длина для названных типов соответственно — $0,007$, $0,023$ и $0,016 \text{ км}/\text{км}^2$. Интересно подчеркнуть, что по характеру разрывообразования северная и южная части внутренней зоны несколько различаются. Для последней характерна относительно повышенная степень проявления разрывов, причем разрывов сравнительно молодого заложения и развития.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что региональное районирование Вилуйской гемисинеклизы по особенностям строения и развития находит подтверждение в различиях выявленных здесь пикативных структур разных (I—III) порядков, а также в степени и характере проявления разрывных нарушений.

Предверхоанский краевой прогиб от Верхоянской складчатой области отделяется системой разломов надвигового типа [17, 20]. Граница прогиба с платформой не имеет структурного выражения. Большинство исследователей она проводится по выклиниванию юрских отложений. С Вилуйской гемисинеклизой, как уже отмечалось, граница прогиба весьма условна. Его юго-восточная и восточная границы устанавливаются по разломам, прослеживающимся вдоль складчатой системы Сетта-Дабан, северная граница с Лено-Анабарским мегапрогибом нами проводится по северо-восточному борту Уджинского структурного залива, вдоль Бережляхского поднятия, ориентированного поперечно к структурам краевого прогиба. Площадь прогиба в указанных границах около 200 тыс. км^2 .

В краевом прогибе принято выделять внешнее (платформенное) и внутреннее (прискладчатое) крылья, а также поперечные элементы: субширотную (Алданскую) и субмеридиональную (Ленскую) ветви [14]. Нами в составе приплатформенного крыла обособляются пологая внешняя и флексуобразная зоны и в качестве самостоятельной выделяется внутренняя (центральная) зона. К прискладчатому крылу отнесен участок, располагающийся между системой краевых разрывов и замкнутыми изогипсами, огибающими внутреннюю зону прогиба.

Предверхоанский краевой прогиб как сопряженная (резонансная, по Ю. М. Пушаровскому) структура складчатой системы заложилась в позднеюрское время и активно развивалась в течение мела и кайнозоя.

Алданская ветвь краевого прогиба по сравнению с Ленской характеризуется в общем заметно большей степенью погружения поверхности фундамента и соответственно большими мощностями осадочного чехла. В Алданской ветви мощности чехла на платформенном крыле составляют 5—8 км, а на прискладчатом — 10—12 км. В Ленской ветви на платфор-

менном крыле мощности осадочных образований составляют 1—3 км, а на прискладчатом — 4—6 км, достигая 10—12 км на относительно небольшом участке сочленения краевого прогиба с Вилуйской гемисинеклизой. Устанавливаются некоторые различия и в составе чехольных образований. В ленской части краевого прогиба основное значение в строении чехла принадлежит пермским и особенно мезозойским отложениям. В Алданской его ветви мощности палеозойских отложений предполагаются несколько большими, а на прискладчатом ее крыле ожидается появление рифейских образований. Здесь же установлено наличие (до 1000 м) неогеновых отложений. В целом строение осадочного чехла краевого прогиба имеет общие черты с таковыми Вилуйской гемисинеклизы. Вместе с тем имеется и ряд отличительных особенностей. Так, в осадочном чехле краевого прогиба еще больше увеличивается относительная роль верхнепалеозойского и мезозойского комплексов. Причем слагающие их породы становятся относительно менее грубозернистыми; в разрезах повышается роль глинистых пород, в составе которых большее значение (особенно в северных районах прогиба) приобретает образования морского генезиса. В наиболее погруженных участках прогиба предполагается наличие образований рифейского возраста, отсутствующих в районах Вилуйской гемисинеклизы.

В Предверхоанском краевом прогибе установлены две структуры I порядка (Китчанский выступ и Менгеренский мегапрогиб) и около 20 структур II порядка. Из них около 60% положительные, а остальные — отрицательные деформации. Среди поднятий почти половина относится к категории пезамкнутых (структурные мысы). Показательно, что почти все они (исключением является лишь Кюндюдейский структурный мыс) располагаются на внутренней, прискладчатой зоне краевого прогиба. Морфологические характеристики более изученных из них приведены в табл. 3.

Ориентировка структур II порядка в целом соответствует простиранию крупных элементов Предверхоанского прогиба. Это правило не распространяется на структурные мысы: все они ориентированы поперечно к простиранию краевого прогиба. Такая закономерность может свидетельствовать о их генетической природе: данные структуры так же, как и Китчанский выступ, являются поперечными элементами Верхоянской складчатой области.

Таблица 3

Основные параметры структур I—II порядков Предверхоанского краевого прогиба

Структура		Площадь, км^2	Длиная ось, км	Короткая ось, км	Удлинение
название	тип				
Китчанский	Выступ	10 300	165	65	2,5
Менгеренский	Мегапрогиб	9 100	230	40	5,8
Кюсюрско-Куоастахский	Вал	3 125	210	15	14,0
Булкурский	»	625	55	12	4,6
Чекурский	»	550	45	13	3,5
Юндюлонгский	Структ. мыс	650	75	10	7,5
Кобычский	»	400	30,0	15	2,0
Китчанский	»	950	55	25	2,2
Сангарский	Вал	450	50	10	5,0
Эксенях-Баламаканское	Куполовид. поднятие	500	45	12	3,8
Тукуланский	Структ. мыс	3 750	110	40	2,8
Нижнеленский	Прогиб	2 500	130	20	6,5
Булунский	»	1 000	60	17	3,5
Куторгинский	»	625	45	15	3,0
Баламаканский	»	600	60	10	6,0
Томшонская	Котловина	9 000	140	65	2,2

Основные морфологические параметры структур II порядка Лено-Анабарского регионального прогиба

Структура		Длинная ось, км	Короткая ось, км	Азимут длинной оси, град	Удлинение	Площадь, км ²
название	тип					
Киреннейское	Куполовид. поднятие	40	17	350	2,30	581
Улахан-Юряхский	Вал	50	15	195	3,33	631
Усть-Оленекский	»	52	15	276	3,47	670
Чарыкский	»	50	12	310	4,00	512
Берелихское	Куполовид. поднятие	40	17	30	2,35	606
Юелинский	Прогиб	120	40	90	2,92	4288
Буолкалакский	»	90	27	310	3,33	2125
Таймылдарский	»	95	24	84	3,96	2000

Площади локальных поднятий колеблются от первых десятков до 250—300 км². При этом абсолютный максимум (65%) приходится на структуры, имеющие площади до 50 км². Поднятия с площадями до 100 км² составляют около 80%, от 100 до 200 км² — около 17%. Таким образом, в целом в пределах Лено-Анабарского прогиба преобладают локальные структуры средних размеров.

Удлинения поднятий рассматриваемого ранга изменяются от долей единицы до 13. Преобладают структуры (78%) с удлинениями до 3,5. Абсолютный максимум (около 40%) приходится на структуры с удлинениями 1,6—2,5. Удлинения более 5 характерны для 13% поднятий.

Амплитуды локальных структур отличаются также большим диапазоном колебаний их величин: от первых десятков до 1000—1200 м. Причем на долю структур с амплитудами до 100 м приходится около 76%, до 350 м — несколько более 90% изученных поднятий.

Анализ морфологических параметров показывает, что здесь, как и в Предверхоанском краевом прогибе, более высокоамплитудные вытянутые структуры обычно располагаются в северных участках прогиба. Как правило, они осложнены и дизъюнктивными нарушениями: Для локальных поднятий центральных и особенно приплатформенных бортов прогиба характерны относительная изометричность, заметно меньшая контрастность и другие показатели, свидетельствующие о формировании их в менее напряженных тектонических обстановках.

Хатангская седловина разделяет Лено-Анабарский и Енисей-Хатангский региональный прогибы. Восточная граница седловины, как уже отмечалось, имеет достаточно четкое структурное выражение. Граница ее с Енисей-Хатангским прогибом проводится условно. Площадь седловины — 74 тыс. км².

Региональное строение седловины изучено пока недостаточно. По современным представлениям она относится к сложным. По разным горизонтальным мезозойских и поверхности палеозойских отложений гипсометрическое ее положение примерно соизмеримо с Лено-Анабарским прогибом и заметно выше таковых в Енисей-Хатангском прогибе. Мощность мезозойских отложений составляет здесь не более 1—2 км. Седловина имеет инверсионную природу, осложнена рядом положительных и отрицательных структур II и III порядков (табл. 5).

Как видно из таблицы, ориентировка структур самая разнообразная, что, вероятно, связано с их происхождением. Седловина расчленена различными нарушениями, имеющими различную протяженность. Простирание их преимущественно северо-восточное и северо-западное. Многие из разломов значительной протяженности активизированы в новейшее время.

В Предверхоанском краевом прогибе выявлено или предполагается около 100 локальных поднятий. Подавляющее большинство их изучено лишь по геологическим данным, поэтому сведения о них пока недостаточно полные. Большинство из относительно лучше изученных структур располагается в центральных или северных районах краевого прогиба. Характеристика ряда локальных поднятий отдельных тектонических элементов и зон Предверхоанского прогиба дается многими исследователями в опубликованных и отчетных материалах. Поэтому ниже приведены краткие общие сведения по основным морфологическим показателям.

Из общего числа (около 40) поднятий подавляющее количество (72—85%) имеют размеры 10—35 × 2—12 км. Около 65% структур занимают площадь от 10 до 100 км², среди которых заметно преобладают (до 45% от общего числа изученных) поднятия с площадями 50—100 км². От 100 до 300 км² имеют 35%, причем основное число их (около 28%) приходится на структуры с площадями от 100 до 200 км². Таким образом, основное количество выявленных структур, а следовательно, и ожидаемых в пределах этого региона относится к средним по размерам.

Амплитуды изученных локальных поднятий изменяются от 10 до 400 м. При этом амплитуды до 50 м у 22% структур, от 50 до 200 м — несколько более чем у 40%. Обращает на себя внимание, что у значительного числа структур (28%) амплитуды более 350 м. Подавляющее большинство высокоамплитудных поднятий (а величина амплитуд их может достигать 500—600 м и более) располагается на прикладчатом крыле краевого прогиба.

Лено-Анабарский мегапрогиб занимает площадь около 35,6 тыс. км². Северная и южная его границы определяются по выклиниванию мезозойских отложений. Граница прогиба с Хатангской седловиной проводится вдоль Пахисино-Бегичевского вала субмеридиональной ориентировки и определяется, видимо, глубинным разломом, прослеживаемым далеко южнее в пределах Сибирской платформы.

Поверхность фундамента в пределах Лено-Анабарского прогиба характеризуется относительно небольшими глубинами залегания, но вместе с тем значительной структурной дифференцированностью. На участках отрицательных структур глубины поверхности составляют 5—7 км, а в пределах приподнятых зон они уменьшаются до 3—4 км. Образования фундамента сложены палеозойскими и мезозойскими отложениями. Карбонатно-терригенные породы нижнего и среднего палеозоя имеют мощности в среднем 2—3 км. Образования верхнего палеозоя и мезозоя являются здесь преобладающим комплексом.

В Лено-Анабарском региональном прогибе структур I порядка не выделяется. Здесь установлены дислокации II—III порядков. Из восьми выделенных структур II порядка пять — положительные (три вала и два куполовидных поднятия). Морфологические характеристики их приведены в табл. 4.

Для Лено-Анабарского прогиба показательным является значительное различие ориентировок структур II порядка. При этом простирания их часто не совпадают с ориентировкой прогиба. Так, азимуты длинных осей поднятий меняются от субширотных (Усть-Оленекский, Улахан-Юряхский валы) до субмеридиональных (Киреннейское куполовидное поднятие) и северо-восточных (Берелихское куполовидное поднятие). Ориентировка прогибов — от 90 до 310° (см. табл. 4).

В Лено-Анабарском прогибе, в основном по геологическим данным, выделяется значительное количество локальных поднятий. Анализ материалов по наиболее изученным из них (около 40 структур) показывает, что их типы и морфологические характеристики значительно разнятся в зависимости от структурного положения поднятий.

Таблица 5
Основные морфологические параметры структур II порядка Хатангской седловины по подошве юрских отложений

Структура		Длин- ная ось, км	Корот- кая ось, км	Азимут длин- ной оси, град	Удли- нение	Пло- щадь, км²	Ампли- туда, м
название	тип						
Пахтино-Бегичевский	Вал	155	20	336	7,75	2788	400
Тигяно-Анабарский	»	80	21	275	3,81	1750	400
Кожевниковское	Куполов. поднятие	45	28	320	1,61	1650	400
Фомичевский	Структ. мыс	183	35	50	5,23	6600	400
Киряко-Тасский	»	105	25	60	4,32	3000	1200

Локальные структуры Хатангской седловины изучены несколько лучше Лено-Анабарского прогиба. Материалом для исследования их послужили не только геологические данные, но и данные сейсморазведки и бурения, проведенные на отдельных площадях в значительных объемах. Характерной особенностью поднятий данного региона является то, что в сводовых частях их нередко обнажены более древние, чем мезозойские, отложения и, что особенно важно, многие из них по природе относятся к соляным поднятиям. Это Блуднинская структура, Нордвикский и Белогорский соляные купола. Кроме того, предполагается ряд поднятий, в пределах которых соли и соленосные породы залегают на значительной глубине — «погребенные» соляные купола [11, 18].

Локальные поднятия Хатангской седловины относительно небольшие структуры. Размеры их 1—12×3—18 км. Площади от 3 до 40 км² и лишь одна структура имеет площадь несколько более 100 км². Преобладают поднятия с площадями до 25—30 км². Амплитуда структур меняется от 50 до 500 м. Около 40% поднятий имеют амплитуды до 100 м, 60% — 150—600 м. Поднятия характеризуются относительно изометричной формой. Удлинения их колеблются от 1 до 4, при преобладании структур с удлинениями до 3. Ориентировка поднятий различная: от северо-восточной до субширотной. Среди изученных преобладают структуры с субширотным простиранием.

Енисей-Хатангский региональный прогиб в пределах краевых депрессий принадлежит к категории регионов, относительно хорошо геологически изученных. Здесь в значительном объеме проведены сейсморазведочные работы (в основном МОВ) и бурение (особенно в западной части прогиба).

Северная и южная границы прогиба относительно однозначно проводятся по выходам мезозойских отложений, а также по флексуобразным перегибам и разрывным нарушениям. В западном направлении прогиб фактически сливается с прилегающими структурами Западно-Сибирской плиты. Условно граница проведена вдоль Таймырского и Гыданского выступов и субмеридионального прогиба в пределах Антипаютинской впадины, т. е. по структурным элементам, имеющим поперечное простирание к Енисей-Хатангскому прогибу. Площадь прогиба 430 тыс. км².

По поверхности фундамента Енисей-Хатангский региональный прогиб представляет собой относительно простую заливообразной формы структуру, раскрывающуюся в западном направлении. Мощности осадочного чехла нарастают в бортовых частях от первых до 8—12 км в центральных его зонах. Отличительной особенностью прогиба от других районов краевых депрессий является преобладание в разрезе осадочного чехла (более 50%) юрско-меловых (преимущественно нижнемеловых) отложений, относящихся здесь к одному из основных нефтегазопосных комплексов. В составе прогиба принято выделять северный, южный склоны и центральную зону. На северном склоне нами обособляется пологая

Таблица 6
Основные параметры структур I порядка Енисей-Хатангского регионального прогиба по сейсмическим горизонтам V, III, I_г

название	тип	Площадь, тыс. км²			Длинная ось, км			Короткая ось, км			Удлинение		
		V	III	I _г	V	III	I _г	V	III	I _г	V	III	I _г
Танамо-Малохетский	Метавал	30	30	29,4	350	320	320	100	100	100	3,5	3,2	3,2
Рассохинский	»	21,5	19,5	23,6	530	520	520	44	45	45	12,1	15,0	11,6
Балахнинский	»	15,5	16,3	16,0	340	342	355	35	36	45	9,7	9,5	7,9
Таймырский	Выступ	53,5	53,5	53,0	300	300	290	160	165	195	1,9	1,8	1,5
Янгдо-Горбигский	»	20,0	20,4	22,4	135	140	145	135	140	140	1,0	1,0	1,0
Пясинская	Полувпадина	38,8	38,8	44,0	280	285	305	130	130	142	2,2	2,2	2,2
Центрально-Таймырский	Мегaproгиб	46,2	48,4	47,0	685	690	710	60	70	60	11,4	9,9	11,8
Туровский	»	5,6	5,2	8,4	330	330	360	17	17	20	19,4	19,4	18,0
Боганидский	»	17,8	20,8	23,5	500	520	520	30	40	45	16,7	13,0	11,6
Жданыхинский	»	15,8	16,2	15,9	325	315	275	40	40	50	8,1	7,9	5,5

Таблица 7
Основные параметры структур II порядка Енисей-Хатангского регионального прогиба

Структура		Площадь, км²	Длинная ось, км	Короткая ось, км	Удлинение
название	тип				
Малохетский	Вал	4540	150	26	5,8
Танамакский	»	3100	144	30	4,8
Тундровый	»	1425	100	19	5,3
Волочанский	»	3750	148	30	4,9
Балахинский	»	925	73	12	6,1
Кубалахский	»	2250	95	15	6,3
Тигяно-Анабарский	»	1750	80	21	3,8
Мессояхско-Соленинское	Куполовид. поднятие	1600	61	25	2,4
Джапгодское	»	1050	51	20	2,6
Кожевниково	»	1650	45	28	1,6
Юрьяхское	»	928	40	27	1,5
Курийское	»	1400	65	19	3,4
Владимирское	»	2425	90	35	2,6
Крестовский	Структ. нос	5100	135	35	3,9
Кирико-Тасский	»	3000	108	25	4,3
Дудинский	Прогиб	4750	217	28	7,8
Носковский	»	6160	128	44	2,9
Таридский	»	2200	97	24	4,0
Пайтурминский	»	2125	115	20	5,8
Боганидский	»	5325	127	52	2,4
Жданихинский	»	2675	145	20	7,2
Агапский	»	5100	190	37	5,1
Долганский	Структ. залив	3950	150	22	6,8

внешняя, занимающая большую часть склона, и флексуобразная, моноклиналиное строения, переходная зона. Южное крыло в региональном плане имеет крутое моноклиналиное строение и в нашей трактовке представляет переходную зону прогиба.

В региональном прогибе выделяется десять структур I порядка. Три из них располагаются в пределах северной внешней зоны прогиба (Таймырский и Янгодо-Горбитский выступы, Пясинская полувпадина) и относятся к категории незамкнутых, остальные — в центральной зоне регионального прогиба. Развитые здесь структуры замкнутого типа, относительно узкие, сильно удлиненные (мегавалы, мегапрогибы), по геолого-геофизическим данным — приразломные, высокоамплитудные деформации. Структурные планы их по разным стратиграфическим уровням выдерживаются достаточно хорошо (табл. 6).

В пределах Енисей-Хатангского регионального прогиба выявлено более 20 пикативных структур II порядка. Как видно из табл. 7, среди них по подошве юрских отложений преобладают поднятия с амплитудами до 1000 м, длиной до 100 км, площадью от 1 до 5 тыс. км²; среди отрицательных структур соответственно — 1000—2000 м, 100—150 км и 2—3 тыс. км².

В рассматриваемом регионе относительно хорошо изучено по данным сейсморазведки, частично бурения, около 80 локальных поднятий. Размеры их меняются в широких пределах. Длина колеблется от 3 до 35 км. Подавляющее число структур (несколько более 75%) имеет длину до 20 км; причем примерно у 34% из них длина не превышает 10 км. Ширина поднятий меняется от 1—1,5 км до 23 км. При этом менее 5 км имеют более 36,3% изученных структур, от 6 до 10 км — 48,1%. Таким образом, в рассматриваемом районе основное число локальных поднятий (84,4%) шириной до 10 км.

Площади локальных поднятий изменяются в пределах от 5 до 300 км². Около половины из них — от 25 до 100 км²; а 22,1% — от 101 до 200 км². Следовательно, у большинства изученных структур (71,5%) площади

26—200 км². Показательно и то, что более 15% структур имеют максимальные для данного ранга поднятий площади (201—300 км²). Судя по изученным структурам, подавляющее число локальных поднятий (87%) в Енисей-Хатангском региональном прогибе относится к категории средних и крупных. Около 30% из них изометричны (удлинения 1,0—1,5). Большое число поднятий (около 43%) относится к категории слабой (удлинение 1,6—2) или средней вытянутости (удлинение 2—2,5). Значительно вытянутые поднятия (с удлинением 3 и более) среди изученных составляют 23,4%. Следует отметить, что основное число изометричных структур располагается главным образом в западных районах Енисей-Хатангского регионального прогиба (на Танамо-Малохетском мегавале), а также в пределах северного склона прогиба. Центральные его районы (так же как и структуры более высоких порядков) характеризуются повышенными значениями удлинений локальных поднятий.

Амплитуды поднятий колеблются от 30 до 600 м. Около 60% поднятий имеют амплитуды 51—100 м, 27% — от 100 до 300 м. Основное число изученных локальных структур среднеамплитудные.

По данным анализа мощностей и литофаций Енисей-Хатангский региональный прогиб как наложенная структура активно развивался в течение мезозоя. В этот период происходило и основное формирование входящих в его состав структур. В течение триаса прирост амплитуд на 25—35% отмечался у Танамо-Малохетского мегавала, Боганидского и Жданихинского мегапрогибов. Остальные положительные и отрицательные структуры I порядка были сформированы в течение юры и мела (табл. 8). Прирост амплитуд структур II порядка к концу триаса достигал 10—25% для отрицательных и 16—58% для положительных. Не развивались в этот период Агапский и Носковский прогибы. Для большинства структур этого порядка основными этапами роста были юра и особенно меловая эпоха. Для многих из них прирост амплитуд составлял 30—75% от величины их современного значения. Локальные поднятия развивались в течение всего этапа формирования осадочного чехла прогиба [7, 19]; однако основным периодом роста их следует считать юрско-меловой (для 20% структур) и мел-палеогеновый (для 30% структур) этапы (табл. 9).

Подводя итог анализа тектоники краевых депрессий, отметим следующее. Вилуйская гемисинеклиза по сравнению с другими структурами краевых депрессий Сибирской платформы отличается относительно меньшей структурной контрастностью и сравнительно слабой напряженно-

Таблица 8
Величины и прирост амплитуд пикативных структур I порядка Енисей-Хатангского регионального прогиба

Структура		Амплитуда, м по сейсмическим горизонтам				Прирост амплитуд за периоды							
						триасовый		ранне-средне-юрский		верхне-юрский		мел-палеогеновый	
название	тип	V	III	II ₆	I ₇	м	%	м	%	м	%	м	%
Танамо-Малохетский	Мегавал	1400	900	600	400	500	36	300	21	200	14	400	28
Рассохинский	»	2000	1500	600	100	500	25	900	45	500	25	100	5
Балахинский	»	800	800	400	300	0	0	400	50	100	12	300	38
Таймырский	Выступ	2200	2200	700	—	0	0	1500	—	—	—	—	—
Янгодо-Горбитский	»	1000	700	200	100	300	30	500	50	100	10	100	10
Пясинская	Полувпад.	1800	1800	—	650	0	0	1150	—	64	—	650	36
Центрально-Таймырский	Мегапрогиб	1200	1200	—	600	0	0	700	—	58	—	500	42
Туровский	»	700	700	—	500	0	0	200	—	29	—	500	71
Боганидский	»	1600	1200	—	600	400	25	600	—	37,5	—	600	37,5
Жданихинский	»	1200	800	800	400	400	33	0	0	400	33	400	33

Величины и прирост амплитуд пликативных структур II порядка Енисей-Хатангского регионального прогиба

Структура		Амплитуда (м) по сейсмическим горизонтам						Прирост амплитуд в течение					
Название	Тип	V	IIIг	IIб	Iг	триаса		ранне-средней юры		поздней юры		мст-каино-зой	
						м	%	м	%	м	%	м	%
Мессояско-Соленинское	Куполовид. поднятие	500	300	250	200	200	40	50	10	50	10	200	40
Юрьяское	»	400	300	200	100	100	25	100	25	100	25	100	25
Курынское	»	800	800	750	400	0	0	50	6	350	44	400	50
Малохетский	Вал	800	600	450	300	200	25	150	18	150	18	300	39
Танамский	»	300	150	400	80	150	50	50	16	20	7	80	27
Тундровый	»	1000	600	400	250	400	40	200	20	150	15	250	25
Волочанский	»	1400	1100	800	350	300	21	300	21	450	32	350	25
Балахинский	»	600	500	400	300	100	16	100	16	100	16	300	52
Кубалахский	»	500	300	200	150	200	40	100	20	50	10	150	30
Владимирское	Куполовид. поднятие	800	600	500	250	200	25	100	12,5	250	31	250	31
Кирыяко-Тасский	Структ. нос	1200	500	200	100	700	58	300	25	100	8	100	8
Джангодовское	Куполовид. поднятие	400	400	—	300	0	0	100	100	25	—	300	75
Дудыгинский	Прогиб	1600	1200	—	500	400	25	700	44	—	—	500	31
Носковский	»	150	150	150	100	0	0	0	0	50	33	100	66
Таридский	»	1100	1000	600	400	100	9	400	36	200	18	400	36
Пайтурминский	»	700	600	450	300	100	14	150	21	150	21	300	43
Боганидский	»	3800	3000	1200	600	800	21	1800	47	600	16	600	16
Жданхинский	»	1000	800	350	250	200	20	450	45	100	10	250	25
Агапский	»	700	700	350	250	0	0	350	100	100	14	250	36

стыю тектонических движений. Амплитуды структур I и II порядков здесь меньше в 1,5—2 раза амплитуд аналогичных структур, осложняющих Предверхоанский краевой и Енисей-Хатангский региональный прогибы (где они в общем соизмеримы), и по различным горизонтам осадочного чехла колеблются в основном от 300—400 до 1500—2000 м. Для всех краевых депрессий характерно то, что амплитуды отрицательных структур I и II порядков здесь значительно больше амплитуд поднятий этих же рангов. Наибольшее количество региональных и локальных разрывов в осадочном чехле и, в особенности в верхней части его разреза, приурочено к Енисей-Хатангскому региональному прогибу. Лено-Анабарский мегапрогиб и Ленская ветвь Предверхоанского краевого прогиба по общему количеству разрывов в осадочном чехле и по количеству затухающих и сквозных разломов близки между собой. Весьма интересно распределение плотностей разрывов в пределах структур краевых депрессий. В Вилюйской гемисинеклизе наибольшая плотность разрывов, синхронных ее формированию, отмечается на переходной и внешней зонах. В Лено-Анабарском мегапрогибе и Енисей-Хатангском региональном прогибе отмечается обратная закономерность: плотности всех типов нарушений здесь заметно больше во внутренних зонах. В Предверхоанском краевом прогибе наиболее осложнено разрывными нарушениями прикладчатое его крыло. Различия описываемых структур отмечаются и в особенностях трещиноватости пород. Степень трещиноватости пород Вилюйской гемисинеклизы почти вдвое меньше таковой в районах Предверхоанского и Енисей-Хатангского прогибов. При этом в Вилюйской гемисинеклизе определяющая роль принадлежит трещинам скола, в то время как в Енисей-Хатангском прогибе основное их количество относится к трещинам отрыва.

Анализ мощностей и фаций свидетельствует о том, что заложение Вилюйской гемисинеклизы произошло в позднепалеозойское время, Предверхоанского краевого прогиба — в позднеюрскую эпоху. Основной этап структурообразующих движений в пределах этих подпорядковых структур относится к раннемеловому и более позднему времени. Енисей-Хатангский региональный прогиб заложился в позднем палеозое, однако современный структурный облик, или близкий к нему, он приобрел (так же как и осложняющие его структуры I—III порядков) в юрский период и продолжал активно развиваться и в более позднее время — главным образом в меловой период. Таким образом, по особенностям тектонического развития в мезозойскую эру он имеет больше сходства со смежными районами Западно-Сибирской плиты, чем с северо-восточными и восточными краевыми депрессиями Сибирской платформы.

Установленные различия в строении элементов краевых депрессий и их районирование следует учитывать при прогнозной оценке нефтегазоносности отложений, выбора основных направлений и приемов поисково-разведочных работ на нефть и газ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асташкин В. А., Савицкий В. Е. Рифовые системы кембрия и перспективы нефтегазоносности Западной Якутии. — В кн.: Основные проблемы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1977, с. 58—70.
2. Бабаин Г. Д., Вейнберг М. К., Мазаева П. К. Юго-западная часть Вилюйской синеклизы. — В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. Иркутск: Восточно-Сибирское кн. изд-во, 1972, с. 41—50.
3. Богданов В. А., Микуленко К. И., Сидоров Д. П., Ситников В. С. История тектонического развития Хангайского мегавала. — В кн.: Тектонические критерии нефтегазоносности платформенных областей Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1977, с. 77—92.
4. Боголенов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М.: Наука, 1967. 328 с.
5. Варенцов М. Н., Дорошко С. М., Чичмарев В. Г. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Вилюйской синеклизы. — В кн.: Геология

- и нефтегазоносность Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1975, с. 47—59.
6. Геологическое строение и нефтегазоносность Якутской АССР/Г. Д. Бабаян, Г. В. Бархатов, А. К. Бобров и др. М.: Гостоптехиздат, 1960. 478 с.
 7. Дмитриева Г. А. К истории формирования локальных структур западной части Енисей-Хатангского прогиба. — В кн.: Енисей-Хатангская нефтегазоносная область. Л.: НИИГА, 1974, с. 48—53.
 8. Дорман М. И., Дорман Б. Л. Строение поперечного Вилюйского мезозойского бассейна. — В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. Иркутск: Восточно-Сибирское кн. изд-во, 1972, с. 28—49.
 9. Дорман М. И., Дорман Б. Л., Матвеев В. Д., Ситников В. С. Новые данные о геологическом строении и перспективе нефтегазоносности Вилюйской синеклизы. — В кн.: Поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений в Якутской АССР. Якутск, 1976, с. 88—101.
 10. Забалуев В. В., Гольбрейх И. Г., Миркин Г. Р. О тектоническом строении Вилюйской синеклизы. Л.: Недра, 1966, с. 213—234.
 11. Калинин М. К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 353 с.
 12. Микуленко К. И., Сечкина Л. А. Закономерности проявления палеосейсмической трещиноватости в породах верхней перми и нижнего триаса в районах Вилюйской гемпсинеклизы. — В кн.: Материалы по литологии и осадочным полезным ископаемым Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1976, с. 69—71.
 13. Основные этапы геологического развития и перспективы нефтегазоносности Якутской АССР/Д. К. Горнштейн, А. А. Гудков, А. И. Косолапов и др. М.: Наука, 1963. 239 с.
 14. Пуцаровский Ю. М. Предверхоинский прогиб и мезозонды Северо-Восточной Азии. — В кн.: Тектоника СССР, т. IV. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 236 с.
 15. Разломная тектоника территории Якутской АССР/Отв. ред. К. Б. Мокшанцев. Якутск, 1976. 174 с.
 16. Сапир М. Х. Тектоника юрско-меловых отложений. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л.: НИИГА, 1971, с. 54—66.
 17. Сафронов А. Ф. Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Предверхоинского прогиба. Новосибирск: Наука, 1974. 107 с.
 18. Сягаев Н. А. Сравнительная тектоника мезозойских прогибов севера Центральной Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1962. 348 с.
 19. Тальвирский Д. Б., Гуров В. Н. Анализ локальных поднятий западной части Енисей-Хатангского прогиба в связи с перспективами их нефтегазоносности. — В кн.: Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. М.: Наука, 1968, с. 10—15.
 20. Тектоника Якутии/К. Б. Мокшанцев, Д. К. Горнштейн, Г. С. Гусев и др. Новосибирск: Наука, 1975. 200 с.
 21. Тектоническая карта Якутской АССР м-ба 1:2 500 000 (Объяснительная записка)/К. Б. Мокшанцев, Д. К. Горнштейн, Г. С. Гусев и др. Якутск, 1961. 162 с.
 22. Тучков И. И. Палеогеография и история развития Якутии в позднем палеозое и мезозое. М.: Наука, 1973. 197 с.
 23. Фрадкий Г. С. Тектоника западной части Вилюйской впадины. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1962, с. 189—197.
 24. Штех Г. И. Глубинное строение и история тектонического развития Вилюйской впадины. М.: Наука, 1965. 124 с.
 25. Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. — В кн.: Избранные труды. Т. II. М.: Наука, 1964, с. 195—228.

А. И. Прокопенко

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КРУПНЫХ ПОДНЯТИЙ МЕЗОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАСЕЙНА

Енисей-Хатангский прогиб — один из примечательных (по размерам и объему осадочного выполнения) нефтегазоносных бассейнов севера Сибири. С осадочными мезозойскими отложениями этого региона связаны основные перспективы нефтегазоносности. Хотя ряд проблем, касающихся нефтегазоносности, геологического строения прогиба, природы его структуры на разных этапах развития, рассмотрен многими исследовате-

лями, все же некоторые вопросы остались недостаточно освещенными. В связи с появлением нового геолого-геофизического материала, в частности по восточной территории региона, возникла необходимость анализа мезозойских структур I и II порядков всего Енисей-Хатангского прогиба.

Пространственное размещение структур различного порядка отражено на рисунке. Современная структура юрско-меловых отложений Енисей-Хатангского прогиба изучена с различной степенью детальности по пяти стратиграфическим горизонтам: подошве юрских отложений, верхней части среднеюрских образований, средней и верхней частям отложений неокма и средней части верхнемеловых отложений.

В связи с анализом складок I и II порядков возникла проблема проведения их границ. Гипсометрический принцип, основанный на использовании условных границ — замкнутых изогипс (хорошо выдерживающийся для складок III порядка), оказался недостаточным вследствие асимметрии воздымания осей структур. Довольно часто отмечается значительное воздымание оси от западной периклинали к своду по сравнению с ее погружением от свода к восточной (северо-восточной) периклинали. Усреднение, в ряде случаев, изогипс (взятых по отношению к прилегающим крупным отрицательным структурам) позволило оконтурить валы, мегавалы и т. д. и снять необходимые параметры (длину осей, амплитуду и т. д.).

Характеристика тектонических структур дана в форме сравнительного анализа западной и восточной частей прогиба. Изучены следующие параметры: средние размеры структур, их количество, объем осадочного выполнения, величина удлинения. Кроме того, разработана морфологическая классификация тектонических структур по В. Д. Наливкину [2] и В. А. Клубову [1] с учетом рекомендаций Ленинградского совещания по классификации платформенных структур (1963). В качестве главных признаков приняты размеры (средние цифровые пределы длины, ширины) и геометрические формы складок. Это позволило выявить вытянутые складки (длина превышает ширину в 3 раза), как правило, связанные с разрывными нарушениями или унаследованные от более глубоких структур. Даны общепринятые названия некоторым структурам, уточнена ранее принятая терминология.

Таблица 1

Классификация структурных форм Енисей-Хатангского прогиба

Класс	Порядок	Средние размеры положительных структур, км отрицательных — Большая/Малая оси ≥	Положительные		Отрицательные
			замкнутые	полураскрытые, незамкнутые	
Региональные структуры	I	60×262 102×436	Мегавалы, длинные своды	Горсты — выступы Структурные носы	Желоба, впадины
	II	29×111 32×152	Валы, куполовидные поднятия	Горстообразные уступы	Рвы
Локальные структуры	III	9×29	Локальные поднятия, локальные купола	Структурные носы	Локальные мульды, синклинали



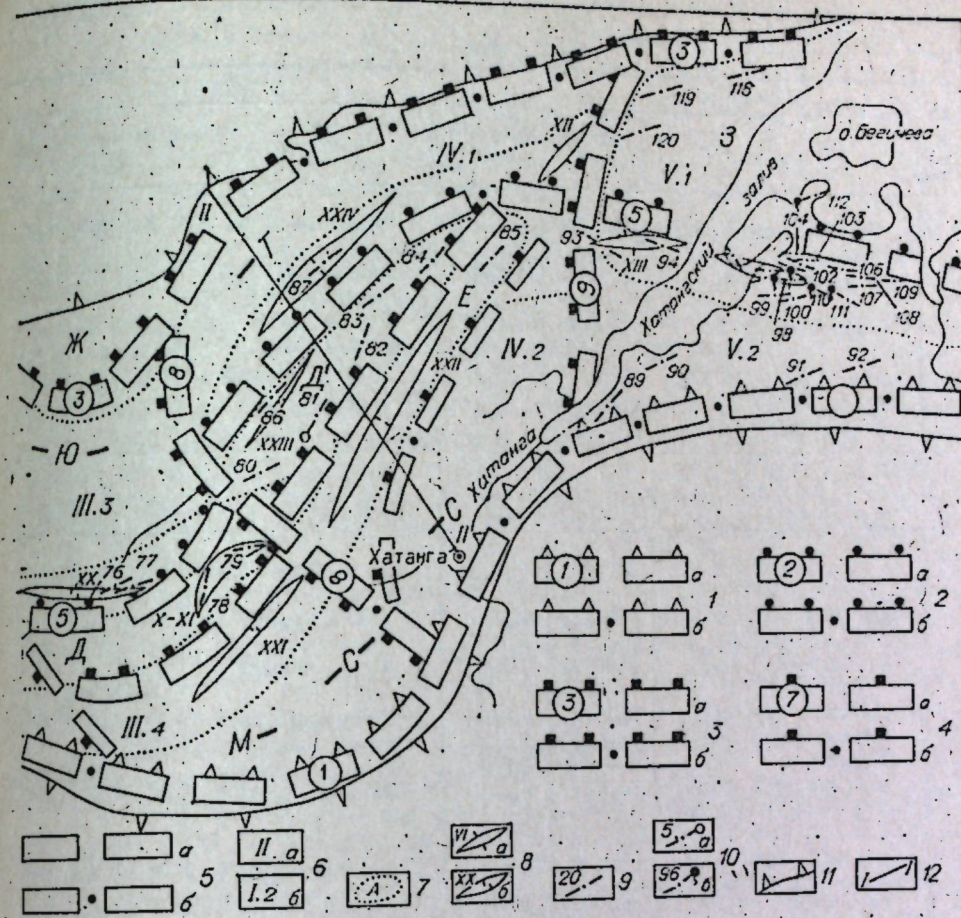
Структурно-тектоническая схема Енисей-Ханганского прогиба. Составлена по материалам геолого-теофизических работ ПГО Енисейнефтегазгеология, ПГО Енисейгеофизика, НИИГА, СНИИГГипМСа.

Типы разрывных нарушений: 1 — первого (а — уверенные, б — предпологаемые), 2 — второго (а — уверенные, б — предпологаемые), 3 — третьего (а — уверенные, б — предпологаемые), 4 — четвертого (а — уверенные, б — предпологаемые), 5 — пятого (а — уверенные, б — предпологаемые).

тур юрско-меловых отложений: 7 — I порядка, 8 — II порядка (а — положительные, б — отрицательные); 9 — оси простирания структур III порядка; 10 — месторождения (а — газовые и газоконденсатные, б — нефтяные, полупромышленные); 11 — границы распространения мезо-кайнозойского чехла; 12 — линии профилей.

В — Волышевский мегавал, В — Таманский свод, Д — Рассохинский мегавал, Ж — Янгодо-Горбятский горст — выступ, Ц — Балахинский мегавал.
А — Пендомояхская впадина, Г — Центрально-Таймырский желоб, Е — Дудыттинско-Жданихинский желоб, З — Анабаро-Хатангская муфта.
Валы: I — Сидоровский, II — Русский, III — Мезенский.

Валы: I — Сидоровский, II — Русский, III — Усть-Тазовский, IV — Сузунский, V — Малохетский, VI — Мессовский, VII — Танамакский; VIII — Мессояхино-Соленинское куполовидное поднятие; IX — Логовая группа гиперсоновых поднятий; X — Курынское куполовидное поднятие; XI — Кыркы-Тасский выступ; XII — группа поднятий сопки Белой; XIII — Харатумусский вал; XIV — XV — Тигино-Анабарский вал.



Рым: XVI — Средне-Тазовский, XVII — Носковский, XVIII — Агапский, XIX — Дудыптинский, XX — Пайтурминский, XXI — Боганидский, XXII — Жданихинский, XXIII — Южно-Кубалахский, XXIV — Турковский.

Локальные податия (цифры на схеме): 1 — Ермаковское, 2 — Щучье, 3 — Советское, 4 — Сидорское, 5 — Южно-Русское, 6 — Русское, 7 — Заполярное, 8 — Тазовское, 9 — Русско-Реченское, 10 — Тогульское, 11 — Лодочное, 12 — Арсеновское, 13 — Туколайское, 14 — Рединское, 15 — Ярохинское, 16 — Гуляйское, 17 — Суэуэнское, 18 — Южно-Тайкинское, 19 — Тайкинское, 20 — Зап.-Мессовское, 21 — Вост.-Мессовское, 22 — Соленинское (сев. купол), 23 — Соленинское (южн. купол), 24 — Мессояхское, 25 — Паютское, 26 — Яровское, 27 — Пелитинское, 28 — Уша-чинское, 29 — Турковское, 30 — Казанцевское, 31 — Песчаное, 32 — Мукузинское, 33 — Горновское, 34 — Зимнее, 35 — Семеновское, 36 — Тампейское, 37 — Майское, 38 — Нижне-Хетское, 39 — Малохетское, 40 — Точинское, 41 — Долганское, 42 — Сухолудинское, 43 — Солпатинское, 44 — Оленье, 45 — Писковское, 46 — Поликарповское, 47 — Байналовское, 48 — Яковлевское, 49 — Дерябинское, 50 — Вост.-Казачинское, 51 — Хабейское, 52 — Гольчихинское, 53 — Беэ-мянное, 54 — Средне-Пуришское, 55 — Нижне-Пуришское, 56 — Деторанское, 57 — Худитинское, 58 — Нягамское, 59 — Тарейское, 60 — Дюрюсинское, 61 — Пуришское, 62 — Янимовское, 63 — Логовое, 64 — Средне-Писинское, 65 — Пайяхское, 66 — Кубинское, 67 — Озерное, 68 — Верхне-Кубинское, 69 — Моховое, 70 — Еловейское, 71 — Крестовское, 72 — Джангодское, 73 — Рассо-хтинское, 74 — Аленское, 75 — Тундровое, 76 — Чойбинское, 77 — Летовское, 78 — Новое, 79 — Куринское, 80 — Томотское, 81 — Балахинское, 82 — Таймырское, 83 — Долганское, 84 — Владимирское, 85 — Свердловское, 86 — Кубалахское, 87 — Байкурское, 88 — Волочанское, 89 — Вудинское, 90 — Сындасское, 91 — Лапайское, 92 — Хоганское, 93 — Подкаменное южное, 94 — Белогорское, 95 — Хара-Тумуское, 96 — Кожевниковское, 97 — Ильинское, 98 — Ледов-ское, 99 — Сельрийское, 100 — Эджанское, 101 — Вост.-Чайдахское, 102 — Усть-Тяганское, 103 — Зап.-Чайдахское, 104 — Чайдахское, 105 — Чайдах-Гурийское западное, 106 — Чайдах-Гурийское восточное, 107 — Гурийское, 108 — Этру-Салинское, 109 — Усть-Гурийское, 110 — Южно-Тяганское западное, 111 — Южно-Тяганское восточное, 112 — Нордическое, 113 — Пахино-Бегичевское, 114 — Преображенское, 115 — Апрельское, 116 — Цветковское, 117 — Немдовское, 118 — Чернохребтинское, 119 — Подкаменное, 120 — Арылахское.

По размерам структуры распадаются на три группы, измеряющиеся километрами (длина большой оси варьирует в широких пределах, табл. 1): 1) сотнями, 2) первыми сотнями и 3) единицами и первыми десятками. Эти группы совпадают с двумя классами и тремя порядками структур, широко признанными геологами-нефтяниками.

По форме структуры всех размеров делятся на две группы (табл. 2): 1) вытянутые (замкнутые) — длина обычно превышает ширину в 3 раза и

Таблица 2

Морфология структур

Положительные				Отрицательные			
Порядок	Наименование	Размер, км	Удлинение	Порядок	Наименование	Размер, км	Удлинение
I	Большехетский мегавал (МВ)	40×240	6	I	Пендомояхская впадина	120×195	1,62
	Танамский свод	120×190	1,58		Центрально-Таймырский желоб	50×540	10,8
	Рассохинский МВ	40×540	13,5		Дудытинско-Жданихинский желоб	36×710	19,7
	Янгодо-Горбитский горст — выступ	50— —60×180	3		Анабаро-Хатангская мулда	200×300	1,50
	Балахининский МВ	40×260					
Средние размеры		60×262	4,36	Средние размеры		102×436	4,28
II	Сидоровский вал	38×56	1,47	II	Средне-Тазовский ров	30×100	3,33
	Русский »	30×130	4,33		Носковский »	50×120	2,4
	Усть-Тазовский »	30×94	3,13		Агапский »	60×260	4,33
	Сузунский »	26×190	7,30		Дудытинский »	20— —40×200	5
	Малохетский »	30×160	5,33		Пайтурминский »	30×170	5,66
	Мессовский »	50×100	2,2		Боганидский »	18×130	7,22
	Танамский »	40×118	2,95		Жданихинский »	28×190	6,78
	Мессояхско-Соленинское куполовидное поднятие	30×130	4,33		Южно-Кубалахский »	16×70	4,37
	Логовая группа пилверсионных поднятий	30×180	6		Турковский »	18×130	7,22
	Курьинское куполовидное поднятие	18×86	4,77				
	Кирыко-Тасский выступ	16×76	4,75				
	Группа поднятий сопки Белой	22×74	3,36				
	Харатумусский вал	20×60	3,0				
	Тигяно-Анабарский	22×90					
Средние размеры		29×111	3,83	Средние размеры		32×152	4,76

более; 2) изометричные (полураскрытые, незамкнутые), нередко имеющие одно крыло.

Всего в пределах рассматриваемого региона в плане отчетливо выделяются 34 структуры I и II порядков и три моноклинали — Пакулихинская и Северо-Сибирская, находящиеся на южном обрамлении прогиба, Южно-Таймырская, составляющая северную его часть. Из положительных региональных структур (мегавалы, горсты — выступы) пять относятся к I порядку, четырнадцать (валы, куполовидные поднятия) — ко II. Отрицательные региональные структуры распределены следующим образом: три (желоба и т. д.) — I порядка, девять (рвы) — II. Причем моноклинали занимают 30% общей площади региона, 54% — отрицательные и 16% — положительные региональные структуры [6]. Ниже дана характеристика крупных структур западной и восточной частей прогиба.

Западная часть по сравнению с восточной полнее изучена буровыми и сейсморазведочными работами. В ее пределах выделяется 13 положительных и 7 отрицательных структур I и II порядков (см. рисунок). Сред-

ние размеры положительных структур I порядка 60×262 км, II — 29×111 км; отрицательных I порядка — 102×436 км, II — 32×152 км.

Средняя величина параметра удлинения колеблется от 4,42 до 4,32 у структур I порядка (положительных и отрицательных) и от 3,81 до 4,25 — II порядка (положительных и отрицательных).

Объем осадочного выполнения юрско-меловыми отложениями у положительных структур I порядка варьирует от 42 080 км³ (Большехетский мегавал) до 102 600 км³ (Танамский свод). Гораздо меньшие значения этого параметра у структур II порядка — от 9600 км³ (Малохетский вал) до 22 724 км³ (Сузунский вал).

Рассмотрим более подробно крупные положительные структуры, представляющие наибольший нефтегазопромысловый интерес.

Большехетский мегавал. Вытянут в меридиональном направлении. Длина достигает 240 км при ширине 40 км. Является четко выраженной линейной структурой с удлинением, достигающим значительной величины — 6. Средняя амплитуда по соотношению к Пендомояхской впадине по подошве юрских отложений составляет 2,7 км; по верхней части среднеюрских образований — 1,65 и по средней части отложений неокма — 1,2 км.

Объем осадочного выполнения по юрско-меловым отложениям равен 42 080 км³, по юрским — 20 480, меловым — 21 600 км³ (табл. 3, 4).

Большехетский мегавал осложняется линейно-вытянутой структурой (Сузунский вал), имеющей высокие средние линейные размеры — 26×100 км и большую величину параметра удлинения — 7,3. Структура II порядка осложняется пятью локальными поднятиями, из которых одно промышленно-газонасное (см. рисунок).

Танамский свод. Имеет округлые очертания и достигает размеров 120×190 км. Удлинение равно 1,58. Средняя амплитуда свода по отношению к Пендомояхской, Юрибейской впадинам и Носковскому прогибу по подошве юрских отложений 2 км; по верхней части среднеюрских образований — 1,6 км, по средней части отложений неокма — 1,25 км. Общая мощность юрско-меловых отложений по данным сейсморазведки МОВ [6, 8] 5,5 км. Эту крупную изометричную структуру (по глубоким горизонтам) осложняют Танамский вал и Мессояхско-Соленинское куполовидное поднятие, имеющие меньшие размеры (см. табл. 1) и различные параметры удлинения с величинами, равными соответственно 2,95 и 4,33. В свою очередь, эти структуры осложняются девятью локальными поднятиями, из которых пять промышленно-газонасные.

Объем осадочного выполнения свода по юрско-меловым отложениям равен 102 600 км³, по юрским — 49 020, меловым — 53 580 км³. Это говорит о большой площади структуры и относительно повышенной мощности осадочного чехла. По названным параметрам Танамский свод — самая

Таблица 3

Осадочное выполнение структур I порядка

Часть	Структура	Объем осадочного выполнения, км ³		
		юрские	меловые	юрско-меловые
Западная	Большехетский мегавал	20 480	21 600	42 080
	Танамский свод	49 020	53 580	102 600
	Рассохинский мегавал	15 120	34 560	49 680
Восточная	Балахининский мегавал	29 120	4 160	33 280

Осадочное выполнение структур второго и третьего порядка

часть	Порядок	Структура	Объем осадочного выполнения, км ³					
			триасовые	юрские	меловые	юрско-меловые	юрско-нижнемеловые	триасово-юрско-меловые
Западная	I	Русский вал	—	12 480	8 190	20 670	—	—
		Сузунский »	—	12 844	9 880	22 724	—	—
		Мессовский »	—	18 460	11 550	22 000	—	—
		Малохетский »	—	5 280	4 320	9 600	—	—
Восточная	II	Курьинское куполовидное поднятие	—	7 121	519	7 740	—	—
		Группа поднятий сопки Белой	244	—	—	—	2768	3012
		Харатумусский вал	456	—	—	—	1944	2400
		Тигяно-Анабарский	1089	—	—	—	891	1980
	III	Апрельское поднятие	660	—	—	—	649	1416
		Цветковское »	660	—	—	—	—	—
		Арылахское »	171	—	—	—	133	304

большая из всех положительных структур в пределах рассматриваемого региона. Наиболее крупные промышленные запасы газа и газоконденсата приурочиваются именно к этому емкому поднятию.

Рассохи́нский мегавал. Вытянут в субширотном направлении. Имеет протяженность 540 км, среднюю ширину около 40 км. Отношение длины структуры к ширине составляет 13,5. Это ярко выраженная линейная структура. Ее происхождение и развитие связано с наиболее крупными разрывными нарушениями, четко выделяющимися в доюрском комплексе. По данным сейсморазведки (МОВ) и глубокого бурения в юрских отложениях Джангодской структуры (осложняющей мегавал) отмечены разломы, расчленяющие поднятия на ряд блоков. Неравномерные движения отдельных блоков обусловили некоторое отличие структурных планов по юрским и нижнемеловым сейсмическим отражающим границам [7, 8].

В целом рассматриваемая структура вылаживается в верхних горизонтах. Средняя амплитуда ее по отношению к северной (Центрально-Таймырский желоб) и южной (Дудинтинско-Жданыхинский желоб) отрицательным структурам равна: по подошве юрских отложений — 2,4 км; по верхней части среднеюрских образований — 2,2 км, по средней части отложений неокома — 1,3 км. Объем осадочного выполнения по юрско-меловым отложениям 49 680 км³, юрским — 15 120, меловым — 34 560 км³. Это вторая по величине данного параметра структура в пределах изучаемого региона.

В восточной части этот крупный линейно-вытянутый мегавал осложнен Курьинским куполовидным поднятием длиной 86 км и шириной 18 км. Оно находится в зоне сопряжения двух крупнейших линейно-вытянутых структур (Россохинского и Балахнинского мегавалов).

Вдоль Рассохинского мегавала располагается целый ряд локальных поднятий. Как правило, они образуют единую связанную цепь, не разбросаны и характеризуются усредненным региональным субширотным простиранием. Из десяти локальных поднятий, осложняющих мегавал, два являются промышленно-газодонными.

Восточная часть. По сравнению с относительно хорошо изученной западной территорией восточная часть (западная граница захватывает Курьинское куполовидное поднятие, восточная включает Тигяно-Анабарский вал, см. рисунок) изучена очень слабо буровыми и сейсморазве-

дочными работами. До недавнего времени перспективы нефтегазопосности этой территории основывались главным образом на результатах поисковых работ в Нордвик-Хатангском районе, где были открыты небольшие нефтяные полупромышленные залежи в пермских и триасовых отложениях [8]. Проведенные в 1972—1973 гг. сотрудниками Таймырской геофизической экспедиции региональные и поисковые сейсмические исследования (МОВ) позволили выявить ряд структур (Балахнинский мегавал, Курьинское куполовидное поднятие и др.) разного знака и порядка. Эти материалы дали возможность определить основные тектонические особенности и характерные черты геологического строения юрско-меловых и пермо-триасовых образований, которые освещены в ряде работ [6, 8].

Ниже дана общая морфологическая характеристика всех структур рассматриваемой части регионального прогиба с более детальным описанием Балахнинского мегавала как одного из главных объектов поисков залежей углеводородов.

В отличие от западной на восточной территории количество структур примерно вдвое меньше. Всего здесь выделяется шесть положительных и пять отрицательных структур I и II порядков. Средние их размеры: положительных I порядка — 40×260 км, II — 20×77 км, отрицательных соответственно — 118×505 км и 20×130 км.

Положительные структуры восточной части характеризуются различным объемом осадочного выполнения (см. табл. 3, 4). Так, у структур I порядка величина этого параметра для юрско-меловых отложений равна 33 280 км³, II порядка — 7740 км³. В пределах Анабаро-Хатангской мульды объем осадочного выполнения структур II и III порядков варьирует в широких пределах. Для всего осадочного комплекса пород (триасовые, юрские и нижнемеловые отложения) этот параметр принимает следующие значения: от 1980 до 3012 км³ поднятия II порядка и от 304 до 1416 км³ — локальные поднятия.

Средняя величина параметра удлинения колеблется от 6,5 до 4,28 у положительных и отрицательных структур I порядка и от 3,86 до 6,5 у положительных и отрицательных структур II порядка, как показано ниже:

Прогиб	Меньше или равно 2	Примерно равно 3	Больше 3
Западная часть	3	4	13
Восточная часть	0	0	11

Из всех охарактеризованных выше структур весьма перспективной является Балахнинский мегавал.

Балахнинский мегавал. Расположен в приосевой части регионального прогиба. Вытянут с юго-запада на северо-восток. С севера и юга ограничен системой линейно-вытянутых рвов (Турковский, Южно-Кубалахский, Боганидский, Жданыхинский, см. рисунок). В юго-западной части через Курьинское куполовидное поднятие сопряжен с Рассохи́нским мегавалом.

Средняя протяженность Балахнинского мегавала (средняя величина по разным сейсмическим горизонтам) 260 км, средняя ширина 40 км. Отношение длины структуры к ширине 6,5. Такие вытянутые структуры, как правило, связаны с разрывами. Балахнинский мегавал, как и Рассохи́нский, контролируется системой разломов (того же простирания), выявленных геолого-геофизическими методами в доюрском комплексе пород.

В строении наиболее изученных (сейсмическими исследованиями и глубоким бурением) частей мегавала — центральной и юго-западной — и глубоким бурением) частей мегавала — центральной и юго-западной — участвуют, вероятно, верхнетриасовые и юрско-меловые образования. В центральной, приосевой части их мощность доходит до 3 км.

Средняя амплитуда мегавала по отношению к линейно-вытянутым отрицательным структурам (см. рисунок) составляет: по предполагаемому

верхнетриасовому горизонту — 2,42 км, по плинсбах-тоарскому — 1,64 км, по байосскому — 1,33 км, келловейскому (?) — 0,84 км.

Объем осадочного выполнения по юрско-меловым отложениям 33 280 км³, юрским — 29 120 км³, меловым — 4160 км³. Численное значение этого параметра по юрским отложениям довольно резко выделяется среди структур I порядка и только по Танамскому своду несколько его превышает.

Соотношение структурных планов по различным стратиграфическим горизонтам существенно не меняется. По всем отражающим сейсмическим горизонтам это высокоамплитудная структура, которая выполаживается в верхних горизонтах. Изучение развития (анализ изменения усредненной амплитуды по разным горизонтам) Балахинского мегавала показывает, что данное крупное поднятие формировалось длительное время на протяжении, по крайней мере, накопления верхнетриасовых и плинсбах-тоарских отложений. К сожалению, в связи с ограниченностью материалов по глубокому бурению и сейсморазведке МОВ по нижнеюрским и особенно триасовым отложениям триасовый этап роста структуры не исследован достаточно детально.

Мегавал осложнен пятью довольно крупными локальными поднятиями. Наиболее высокоамплитудные (около 300 м, а некоторые значительно больше по плинсбах-тоарскому горизонту) и представляющие практический интерес (в отношении возможной нефтегазоносности нижнеюрских и триасовых отложений) — Балахинское, Владимирское, Таймырское и Кубалахское.

Изучение крупных структурных элементов Енисей-Хатангского прогиба показало большое их разнообразие по морфологическим особенностям, объему и характеру осадочного выполнения. Значительную часть региона занимают отрицательные структурные элементы — желоба, мульды. Характерной чертой прогиба являются относительно меньшие размеры поднятий по отношению к отрицательным структурам (см. табл. 1, 2). Общая площадь всех отрицательных дислокаций (отдельных впадин, мульды и т. д.) в 3 раза и более превышает площадь сопряженных с ними мегавалов, валов, куполовидных поднятий (см. рисунок). Это свидетельствует о том, что на большей части рассматриваемой территории определяющим процессом на платформенном этапе развития было прогибание, превышающее в конечном итоге по своим масштабам суммарный эффект положительных движений.

Сравнение структурных элементов (по целому ряду признаков) западной и восточной частей позволяет наметить их общие и отличительные особенности. Последняя заключается в том, что в западной части структур почти вдвое больше (в пределах границ рассматриваемого региона).

Пликативные дислокации (различного знака) восточной части имеют несколько меньшие размеры.

Западная часть отличается от восточной мощностью и полнотой разрезов мезозойских отложений. Такое распределение обуславливает неодинаковые наборы тех или иных стратиграфических комплексов, неодинаковые объемы осадочного выполнения структур, а отсюда и различные этажи нефтегазоносности. Если в восточной части прогиба (Юго-Восточный Таймыр, район Анабаро-Хатангской седловины и т. д.) известен почти непрерывный разрез от нижнего триаса до альба, то в западной части (Усть-Енисейский район и т. д.) достоверные отложения мезозоя начинаются со среднего лейаса. Рассматривая мощности меловых отложений, можно отметить их обратные соотношения. В восточной части верхне-меловые отложения на большей части площади отсутствуют, а в западной представлены всеми ярусами общей мощностью более 1000 м.

Объем осадочного выполнения структур меловыми отложениями в западной части имеет большие величины (Танамский свод — 53 580 км³,

Рассохиинский мегавал — 34 560 км³), а в восточной этот параметр незначителен (Балахинский мегавал — 4160 км³).

В заключение следует отметить, что характерной особенностью всех структур западной и восточной частей прогиба является согласованность ориентировки более мелких структур с простиранием более крупных [3]. Кроме этого, у основной массы складок отмечается выполаживание углов падения вверх по разрезу. Характерная черта большинства структур западной и восточной частей прогиба (различного знака, I и II порядков) — близость средних величин удлинения. Причем преимущественное распространение имеют вытянутые структуры (величина параметра удлинения равна трем, а во многих случаях значительно больше). Следовательно, основное количество структур (Рассохиинский мегавал, Дудытинско-Жданыхинский желоб, Балахинский мегавал и др.), вероятно, приурочено к крупным зонам разрывных нарушений, выделяющихся в доюрском комплексе пород [4]. Различные типы разломов, очевидно, контролируют распределение, морфологию структур I и II порядков, выраженных в юрско-меловых образованиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Клубов В. А. Палеоструктурный анализ восточных районов Русской платформы. М.: Недра, 1974. 176 с.
2. Наливкин В. Д. О морфологической классификации платформенных структур. — Геол. нефти и газа, 1962, № 8, с. 158—166.
3. Прокопенко А. И. Структурный анализ мезозойских отложений при оценке перспектив нефтегазоносности восточной части Енисей-Хатангского прогиба. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1979а. 26 с.
4. Прокопенко А. И. Характеристика зон вероятных разрывных нарушений Енисей-Хатангского прогиба. — В кн.: Проблемы стратиграфии и тектоники Сибири. Новосибирск: ИГГ, 1979б, с. 71-77.
5. Прокопенко А. И. Анализ разрывных нарушений фундамента северо-востока Западно-Сибирской плиты и сопредельных территорий. — В кн.: Разломы западной части Сибирской платформы и методы их изучения. Красноярск: СНИИГГиМС, 1979в, с. 43—45.
6. Тальвирский Д. Б. Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1972. 57 с.
7. Тальвирский Д. Б., Моргунов О. Е., Дмитриев М. Б., Котт Н. Е. О тектонике восточной части Енисей-Хатангского прогиба (в связи с перспективами нефтегазоносности). — В кн.: Енисей-Хатангская область. Л.: Изд-во НИИГА, 1974, с. 38—47.
8. Тальвирский Д. Б. Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. М.: Недра, 1976. 167 с.

А. И. Прокопенко

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗЛОМОВ ДОЮРСКОГО КОМПЛЕКСА ПОРОД ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО ПРОГИБА

До последнего времени основным объектом пристального внимания исследователей тектоники Енисей-Хатангского прогиба были пликативные дислокации. Дизъюнктивные нарушения изучались мало. Это привело к тому, что многие вопросы, такие как классификация разломов, соотношение между пликативными и дизъюнктивными структурами, влияние разрывных нарушений на нефтегазоносность и другие, оказались малоизученными.

Разрывные нарушения — один из фактов, активно действующих на формирование (разрушение) залежей нефти и газа и на их пространствен-

ное размещение. С этой точки зрения изучение разломов важная и актуальная задача.

Исследования проводились на территории Енисей-Хатангского прогиба. Для обоснования основной схемы разломов доюрского комплекса пород составлен ряд промежуточных схем, отражающих поведение зон вероятных разрывных нарушений, часть из которых впоследствии была классифицирована как разломы. Выделение зон в платформенных условиях представляет определенную сложность, и путем непосредственного наблюдения они не устанавливаются, поэтому невозможно привлечь такие признаки разломов, как зоны дробления, смятия, наличие в приразломных полосах изменения состава фаций и формаций, выклинивание или резкие колебания мощности отложений и т. д. В таких условиях для анализа этих зон берутся в основном данные геофизических, морфометрических исследований, результаты обработки материалов, полученных дистанционными методами и др. На результатах обработки этих материалов и остановимся несколько подробнее.

Для выделения и систематизации зон разрывных нарушений Енисей-Хатангского прогиба использованы: схема районирования гравитационного поля с элементами магнитного поля [4], структурные карты, схемы, геолого-геофизические разрезы (данные сейсморазведки МОВ, разведочного и параметрического бурения Таймырской геофизической экспедиции, Нижне-Енисейской нефтеразведочной экспедиции треста Красноярск-нефтегазразведка и др.), результаты проведенного автором морфометрического анализа рельефа по методике А. В. Орловой [2].

Для выделения, трассирования и характеристики разломов, особенно на платформенных территориях, наиболее часто употребляются следующие признаки: 1) зоны высоких градиентов (ступени); 2) крутые и резкие ограничения аномалий, торцовые сочленения неодинаково ориентированных аномалий, пересечение аномалий различных простираний; 3) цепочки узколинейных положительных или отрицательных аномалий, смещение линейно-вытянутых аномалий в плане, изгибы изоаномалий.

Перечисленные признаки использованы при выделении разломов в доюрском комплексе пород. Степень достоверности повышалась в том случае, когда выделение можно было провести по сочетанию двух или более перечисленных признаков. Для повышения степени объективности выделения разрывных нарушений и выявления наиболее контрастных градиентов зон гравитационных аномалий с последующей их систематизацией разработана методика районирования геофизических полей.

Гравитационные и магнитные аномалии изучались в следующем порядке:

а) выделялись региональные направления отрицательных, положительных значений гравитационных и магнитных аномалий;

б) рассчитывался коэффициент интенсивности градиента зоны Δg (это область сочленения положительных и отрицательных аномалий Δg) по формуле: $\lambda = \Sigma l \cdot n$, где l — длина зоны, n — количество пересекаемых границ положительной и отрицательной аномалий (дифференцированность аномалий). Причем суммирование ограничивалось границами положительной аномалии Δg ;

в) намечались области планового совпадения аномалий ΔT с зоной повышенной интенсивности градиента Δg (коэффициента λ);

г) рассчитывалась сложность «узлов» сочленения зон интенсивности градиента Δg (характеризующихся различной величиной коэффициента λ) и аномалией ΔT (приведенных к одной площади) по формуле: $C = \Sigma n \cdot dij$, где n — количество разноориентированных направлений, dij — нормированный коэффициент. Нормировка признака осуществлялась с помощью линейного преобразования.

Таблица 1

Характеристика зон вероятных разрывных нарушений (Енисей-Хатангский прогиб)

Тип	Геофизическая характеристика			Геоморфологическая характеристика	
	Интенсивность градиента аномалий Δg (λ)	Сложность торцовых «узлов» сочленений (C)	Плановое соотношение аномалий Δg и ΔT	Выраженность в рельефе по данным морфометрии	Космических съемок
I	0,51—1,0	2,86—3,63	Цепи линейно-вытянутых аномалий Δg совпадают в плане (часто на всем протяжении) с магнитными аномалиями	Преимущественно отчетливо выражены	Интерпретируются как тектонические уступы и главным образом непосредственно прослеженные линейные элементы
II	0,26—0,50	1,87—2,86	На отдельных участках отмечается совпадение аномалий Δg и ΔT	Преимущественно слабо выражены	Интерпретируются преимущественно как мелкие линейные элементы, прослеженные фрагментарно
III	0,00—0,25, реже 0,26—0,5	1,43—1,87	Чаще не выражены в магнитных аномалиях	Преимущественно не выражены, отдельные слабо выражены	—
IV—V		0,77—1,43			

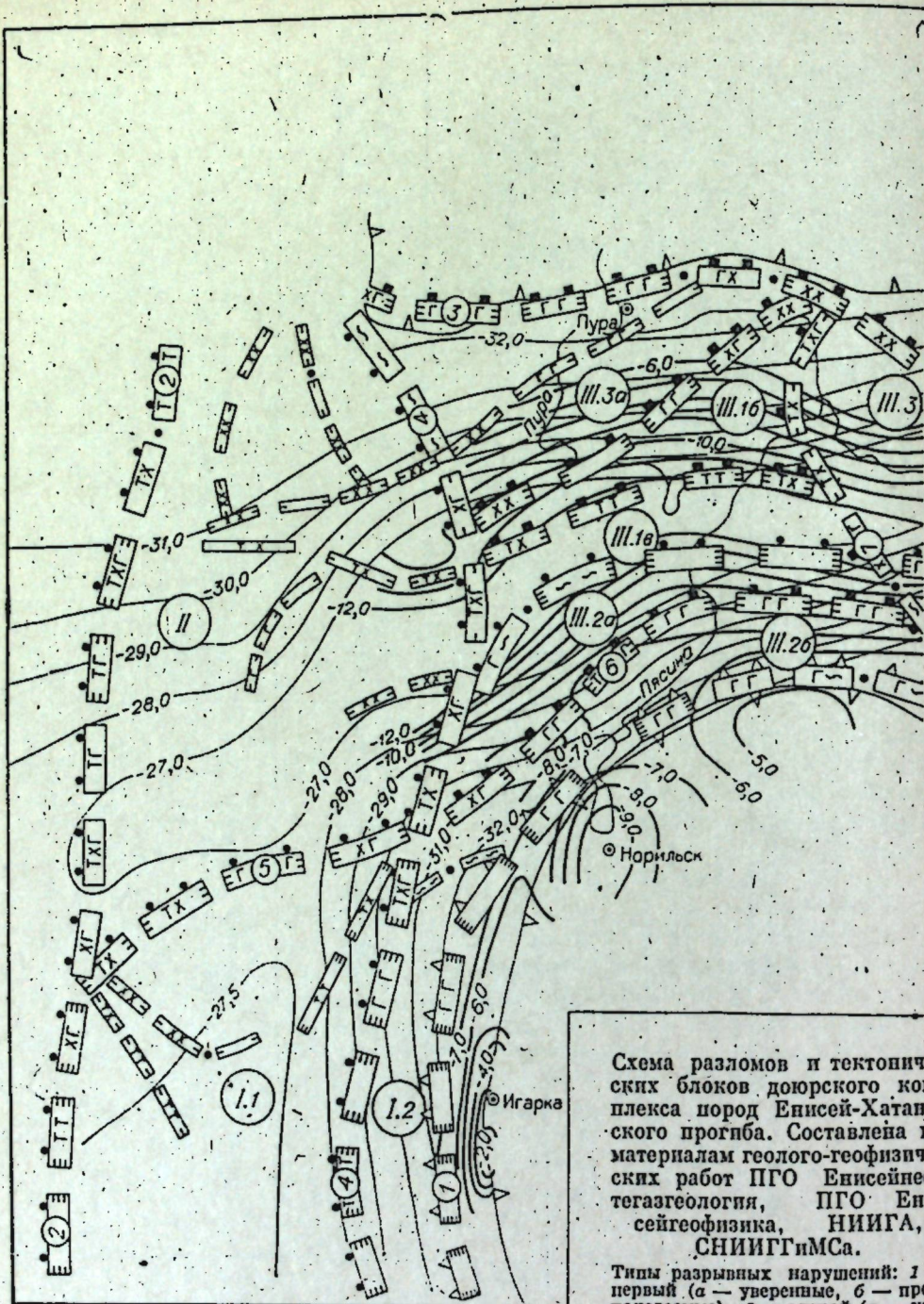
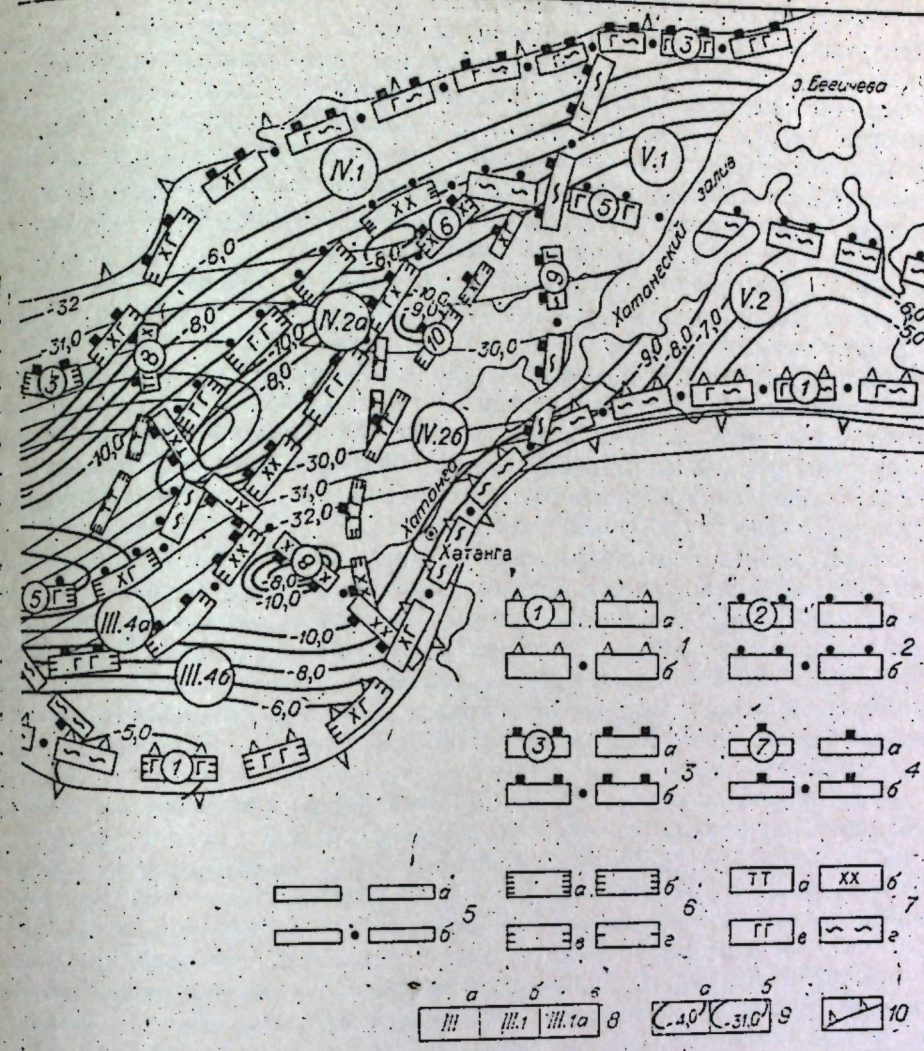


Схема разломов и тектонических блоков доюрского комплекса пород Енисей-Хатангского прогиба. Составлена по материалам геолого-геофизических работ ПГО Енисейнефтегазгеология, ПГО Енисейгеофизика, НИИГА, СНИИГГиМСа.

Типы разрывных нарушений: 1 — первый (а — уверенные, б — предполагаемые), 2 — второй (а — уверенные, б — предполагаемые), 3 — третий (а — уверенные, б — предполагаемые), 4 — четвертый (а — уверенные, б — предполагаемые), 5 — пятый (а — уверенные, б — предполагаемые). Выраженность разломов: 6 — в аномальном гравитационном поле (а — выраженные первого рода, б — второго рода, в — третьего рода, г — четвертого рода, слабо выраженные), 7 — проявление разломов (а — в магнитных и гравитационных аномалиях, б — в «узлах» сочленения гравитационных и магнитных аномалий, в — в современном рельефе, г — по общегеологическим данным); 8 — тектонические блоки (а — блоковые поля, б — блоки, в — подблоки); 9 — изогипсы поверхности (а — кристаллического фундамента). Под ред. Л. И. Ровнина, В. В. Семеновича, А. А. Трофимука, 1976, с дополнением Савинского и др., 1980, б — Мохоровичича, данные Казаиса, 1974); 10 — границы распространения мезокайнозойского чехла.

Наименование разломов (цифры на схеме): 1 — Северо-Сибирский, 2 — Гыдано-Омский, 3 — Таймырский, 4 — Приенисейский, 5 — Танамо-Курийский северный, 6 — Танамо-Курийский южный, 7 — Тарел-Богатицкий, 8 — Хекта-Логатинский, 9 — Монголо-Сибирский, 10 — Жданихинский.



Сложность «узлов» сочленения (С) служила одним из критериев для выделения в пространстве и последующей систематики разломов.

На исследуемой территории выделено четыре группы градиентных зон гравитационных аномалий (см. рисунок, табл. 1,2). Первая, относительно четвертой, характеризуется более протяженными, дифференцированными положительными и отрицательными аномалиями Δg . Помимо этого, на схеме показаны торцевые сочленения аномалий одного знака.

Таблица 2

Классификация разрывных нарушений (Енисей-Хатангский прогиб)

Тип	Примерная длина по простиранию, км	По соотношению с глыбо-блоковыми структурами	По соотношению с плинквативными дислокациями
I	3000 За пределами региона	Периферийные	Продольные
II	800—1200	Периферийные	Продольные
III	200—400, редко 80	Периферийные, частично сквозные	Продольные, частично секущие
IV—V	10—50, редко 80	—	Секущие (сквозные), частично продольные

Совместно с магнитными аномалиями группы образуют линейно-вытянутые области с определенным региональным направлением (субширотным, субмеридиональным и т. д.), причем нередко довольно сложные «узлы» — сочленения различных направлений (величина C колеблется в широких пределах — от 0,77 до 3,30 и более, см. рисунок и табл. 1). Различные значения коэффициента λ с учетом расположения магнитных аномалий и распределения величины C позволяют выделить (см. рисунок) 12 областей, которые сгруппированы в несколько типов зон (пять типов), классифицируемых как вероятные разломы.

На рисунке приведена схематическая карта разломов доюрского комплекса пород Енисей-Хатангского прогиба и прилегающих территорий. Отдельными знаками выделены разломы, отображающиеся одновременно в магнитном и гравитационном полях и прослеживающиеся только по магнитным или гравитационным данным, выявленным морфометрией, или предполагаемые по общегеологической информации с учетом предыдущих исследований и результатов обработки материалов, полученных дистанционным методом и т. д. Таким образом, имеется возможность судить о степени их достоверности.

Некоторые из описываемых ниже разломов (Гыдано-Омский, Монголо-Сибирский, южная часть Приенисейского, часть разломов в бассейне рек Пуры и Анабара) были известны ранее и подтверждены проведенными исследованиями. Другие (Танамо-Курынский, Дудыпта-Пясинский, Хета-Логатинский и Тарей-Боганидовский и др.) большей частью или полностью выделяются и систематизируются впервые. Все вероятные зоны разломов отражены на промежуточной и основной схемах разрывных нарушений.

Как показано в работах С. И. Шермана [5], для классификации тектонических структур и, в частности, разломов удобно принять показатель длины — критерий, наиболее однозначно определяемый различными исследователями. В связи с этим разрывные нарушения систематизировались по протяженности, их ориентировке по отношению к блоковым полям, по соотношению с пликтивными дислокациями юрско-меловых отложений. Все разломы, показанные на схеме, по порядковой соподчиненности (в значительной мере отражающей их масштабность проявления) разделяются на несколько типов.

I тип — наиболее крупные зоны разломов Гыдано-Омского, Приенисейского, Танамо-Курынского и Северо-Сибирского, характеризующиеся большой протяженностью (примерная длина по простиранию более 1000 км) и практически все выходящие за пределы рассматриваемого региона (см. рисунок и табл. 2).

Этот тип разрывных нарушений периферийный относительно тектонических блоковых полей и продольной по отношению к пликтивным дислокациям доюрского комплекса пород. Танамо-Курынский разлом в западной части — секущий, по отношению к некоторым структурам различного порядка, а в центральном и восточном окончаниях — продольный, контролирующий пликтивные дислокации в осадочной толще (см. рисунок).

В целом этот тип разломов характеризуется высокими значениями параметра λ (0,51—1,0), т. е. они трассируются более протяженными, дифференцированными положительными и отрицательными аномалиями Δg . Причем отдельные их части (северная часть Приенисейского, Танамо-Курынского и Северо-Сибирского разломов) пересекают довольно сложные «узлы» сочленения различных направлений аномалий Δg и ΔT (см. рисунок).

По результатам обработки материалов космических съемок они выделяются или как тектонические уступы, или, чаще, непрерывно прослеженные линейные элементы (по терминологии В. Я. Ероменко, см. рисунок).

Определенного внимания заслуживает Танамо-Курынская подвижная зона, протягивающаяся с юго-запада на северо-восток (см. рисунок). К ней пространственно тяготеет большинство известных месторождений. Почти на всем протяжении она отображается наиболее протяженными и дифференцированными гравитационными аномалиями, а на отдельных участках одновременно и магнитными аномалиями. На уровне мезозойских отложений эта зона пространственно тяготеет к области интенсивно деформированных структур различного порядка и в восточном продолжении контролирует диапировые складки и интрузии различного состава (см. рисунок). В генетическом плане эта зона является, по-видимому, раздвигом, который сопровождается сдвиговой компонентой и образованием Тарей-Боганидовского и Хета-Логатинского разломов.

II и III типы — это крупные (сегментальные, или межглыбовые, по В. Е. Ханну) разломы (Дудыпта-Пясинский, Таймырский, Хета-Логатинский, Монголо-Сибирский, по Г. А. Мурзиной [1]), длина которых лежит в интервале 800—1200 км. Они являются периферийными по отношению к тектоническим блокам, продольными и частично поперечными (Хета-Логатинский, Монголо-Сибирский) относительно пликтивных дислокаций, выраженных в юрско-меловом комплексе пород.

Все разрывные нарушения этого типа отличаются целым набором геофизических признаков: цепочками относительно интенсивных линейных аномалий, зонами повышенных градиентов силы тяжести, резкой сменой знака и характера аномалий и т. д. (см. рисунок). Достаточно проследить эти признаки на некоторых разломах. Так, Таймырский четко отдельными зонами отображается в аномальном гравитационном поле (район Янгодо-Горбитского выступа и др.) и проходит «узлы» сочленения разных направлений аномалий Δg и ΔT , с различными значениями параметра C (0,77—1,87, см. рисунок). От него в юго-западном направлении (бассейн р. Пуры) отходит система аналогичных разрывных нарушений, притыкающихся к Приенисейскому разлому. Эта система разрывов (включая Таймырский) по результатам обработки космических снимков отчетливо выражается различным рангом линейных элементов (по терминологии В. Я. Ероменко).

Монголо-Сибирский разлом показан на «Принципиальной схеме главных зон глубинных разломов Сибири и Дальнего Востока» [1]. Эта подвижная зона отмечена в работах К. А. Савинского [3], где она названа Байкало-Таймырским разломом, Д. Б. Тальвирского [4] и др., в 1977 г. описана К. А. Савинским и др. как Хатангский глубинный разлом, выделяющийся на уровне поверхности кристаллических пород фундамента. На схемах Монголо-Сибирский разлом пересекает Енисей-Хатангский прогиб и на севере Таймырскую складчатую область. На юге проходят различные структурно-фациальные зоны земной коры.

В пределах рассматриваемого региона к Монголо-Сибирскому разлому (судя по геофизическим и морфометрическим данным, см. рисунок) причленяется разрывное нарушение (Жданихинское) субмеридионального направления. С юго-запада оно ограничивается Хета-Логатинским разломом. Можно полагать, что эта крупная подвижная зона распадается (в пределах исследуемой территории) на две сближенных области субмеридионального простирания, которые разделяют различные направления геофизических аномалий и пликтивных дислокаций юрско-мелового комплекса пород (см. рисунок).

Рассматриваемый тип разрывных нарушений образует три системы направлений (субширотную, субмеридиональную и промежуточную между ними), которые совместно с разломами первого типа разделяют территорию региона на ряд тектонических блоковых полей и блоков (см. рисунок).

Сопоставление результатов дешифрирования сверхмелкомасштабных космических фотоснимков и геолого-геофизических исследований показывает, что основная часть линейментов (по терминологии В. Я. Ероменко) различного ранга полностью или частично соответствует зонам разломов, выделенным геофизическими, морфометрическими методами и общегеологическими данными. Но есть ряд линейментов, пересекающих почти вкрест простирания разрывные нарушения (восточное окончание Рассохинского и Балахинского мегавалов), выделенные по геолого-геофизическим признакам (см. рисунок).

Существует определенная выраженность I и II типов разломов в мезозойском осадочном чехле. Анализ сейсмических отражающих горизонтов и отдельных глубоких скважин показывает, что к вышеупомянутым разломам приурочиваются сбросы в мезозойских отложениях. Эти подвижные зоны контролируют распределение туфов, лав (восточная часть Танамо-Курийского разлома и др.), интрузий основного состава, положение в пространстве соляных диапиров (район Хара-Тумусского вала и др.). В пределах Рассохинского мегавала, Танамо-Курийского свода, Малохетского и Мессовского валов бурением и сейсморазведкой отмечается резкий перепад (до 1 км и выше) абсолютных отметок (сводная часть крупных структур) сейсмического отражающего горизонта, приуроченного к подошве юрских отложений. Такие резкие градиенты в абсолютных высотах являются отражением жизни глубинных разломов доюрского комплекса пород.

IV и V типы. Это разломы, которые оперяют более крупные разрывные нарушения. По классификации В. Е. Хаина, их можно отнести к внутриглыбовым или внутрисегментальным. Имеют протяженность от 400 до 200 км и менее. Как правило, располагаются внутри тектонических блоковых полей, блоков и являются преимущественно секущими по отношению к паликативным дислокациям юрско-мелового комплекса пород. IV тип разрывных нарушений (Тарей-Боганидовский, Жданихинский) характеризуется относительно высокими значениями (по отношению к V типу) параметра λ (0,25—0,50) и пересекает довольно сложные «узлы» сочленения ($C = 1,43; 2,09; 2,2$) различно ориентированных магнитных и гравитационных аномалий. У V типа в основном невысокие значения параметра λ (0—0,25) и меньшая протяженность в плане.

Возникновение и развитие этих разрывных нарушений связано с жизнью более крупных разломов, к которым они приурочены. Их простирание обычно соответствует направлениям более крупных разрывов. Но нередко они образуют сеть на стыке диаметрально противоположных направлений I и II типов разломов (западнее бассейна р. Пур, юго-западнее оз. Пясина, см. рисунок).

Таким образом, в результате комплексного анализа геолого-геофизических материалов в пределах изучаемого региона выделяется сочетание разломов трех преобладающих направлений: субширотных, субмеридиональных и промежуточных между ними. Широтные разрывные нарушения в сочетании с разломами субмеридионального и других простираний создают решетчатую систему «макротрещиноватости» доюрского комплекса пород, влияющую на распределение нефтегазоносности и структур разломного порядка в юрско-меловых образованиях. Одной из основных форм тектонических движений региона — дифференцированные глыбовые перемещения доюрского комплекса пород, образующих блоки и их ассоциации, разделенные продольными и поперечными разломами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мурзина Г. А. К проблеме классификации глубинных разломов по геолого-геофизическим признакам (на примере главнейших глубинных разломов Сибири и Дальнего Востока). — В кн.: Тектоника Сибири. Т. V. М.: Наука, 1972, с. 137—143.

2. Орлова А. В. Палеомагматические построения и анализ блоковых структур. М.: Недра, 1968. 71 с.
3. Савинский К. А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М.: Недра, 1972. 166 с.
4. Тальвицкий Д. Б. Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. М.: Недра, 1976. 168 с.
5. Шерман С. И. Количественные параметры к динамике развития разломов Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Внутренняя геодинамика. Вып. 2. Л.: Наука, 1972, с. 34—37.

Е. Д. Глушманчук

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ДЕФОРМИРОВАННОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД И ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ НА ТОЧНОСТЬ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ ДАННЫХ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ (НА ПРИМЕРЕ НЕДЖЕЛИНСКОГО ПОДНЯТИЯ)

Проведение детального структурно-тектонического анализа в районах, перспективных на нефть и газ, все чаще сталкивается с необходимостью оценки деформированности горных пород как средства получения дополнительной информации о закономерностях изменения их коллекторских и экранирующих свойств, процессах миграции и аккумуляции углеводородов. Особенно важна эта информация там, где перспективы нефтегазоносности связываются с карбонатными отложениями, коллекторские свойства которых в значительной мере определяются трещиноватостью.

Имеющиеся методы оценки деформированности пород по площади тектонических структур основаны на представлениях о том, что деформированность горных пород в платформенных структурах определяется их кривизной [3, 8]. Такая позиция объясняется зависимостью величины удельной деформации от кривизны деформируемых тел [9], возникающей в условиях поперечного изгиба. Однако анализ распределения тектонической трещиноватости пород на структурах (наряду с отмечаемой в ряде случаев качественной зависимостью интенсивности трещиноватости от кривизны слоев [2, 6, 8, 11]) указывает на приуроченность ее, а также продуктивности скважин к крутым крыльям складок, практически не имеющих кривизны [10]. В этом отношении весьма интересен вывод, полученный из обобщения обширного фактического материала по трещиноватости пород Западно-Сибирской плиты. Он свидетельствует о том, что проявление трещиноватости по элементам тектонических структур имеет более сложный характер [5].

Хотя трещиноватость, развивающаяся под действием многих факторов, только при определенных ограничениях может отражать деформированность пород, полученные данные говорят о том, что оценка ее, основанная только на расчете кривизны слоев, является неполной и нуждается в уточнении. Это же подтверждают и результаты экспериментальных работ по моделированию складок поперечного изгиба [1]. В частности, был сделан вывод о том, что в крыльях складок поперечного изгиба наблюдается состояние пород (а следовательно, и характер деформаций) близкое к чистому сдвигу. Отсюда можно утверждать, что деформации, развивающиеся в крылевых частях платформенных складок, не могут быть описаны посредством расчета кривизны слоев. Таким образом, методика получения оценки деформированности пород на платформенных структурах должна основываться на представлении об одновременном развитии двух типов деформаций — поперечного изгиба, интенсивно развитого в

сводовых частях структур, и сдвига, приуроченного к крыльям складок и описываемого определенной функцией от угла наклона слоев.

Рассматривая тектоническую трещиноватость как индикатор и неотъемлемую часть деформаций реальных геологических тол, при деформационных построениях необходимо исходить из того, что главные оси тектонических деформаций ориентированы закономерно в координатах слоя, так как трещиноватость в этих координатах имеет четко выраженную системность, характеризующуюся последовательностью развития систем [4]. Наиболее ранние системы трещин, типичные для пологих платформенных складок, ориентированы по падению и простираанию слоя, поэтому расчет его кривизны при оценке деформированности должен производиться в этих двух плоскостях. Для расчета кривизны наиболее удобны и просты формулы дифференциальной геометрии [8], позволяющие при определенных допущениях получать оценку удельной кривизны в любой точке анализируемой структуры. Так как рассчитываемая кривизна в сводовой и присводовой частях структур имеет положительные значения, удельные деформации характеризуются удлинениями, величина которых, кроме кривизны, определяется еще и мощностью слоя. В крыльях платформенных складок деформации можно также охарактеризовать удлинениями. Удельная величина этого удлинения при углах падения крыльев до 10° (чему удовлетворяет большинство платформенных структур) пропорциональна квадрату тангенса угла наклона слоев с точностью 5–10%.

Изложенные способы оценки удельных деформаций в породах при двух типах их деформирования дают возможность строить схемы, более полно отражающие деформированность пород, которая оказывает влияние на степень их уплотнения в различных частях тектонических структур [7]. Это в свою очередь, наряду с трещиноватостью, сказывается на скорости распространения сейсмических волн и в конечном счете может снижать точность сейсморазведочных данных. В целях предварительного анализа этого эффекта было проведено сопоставление деформированности пород и особенностей поведения сейсмических горизонтов на Неджелинском поднятии — одном из наиболее изученных сейсморазведкой МОВ и глубоким бурением в Вилюйской синеклизе. Выделенные здесь сейсмические горизонты ТП, ЮТ и Ю³, приуроченные соответственно к подошве триасовых, юрских и меловых отложений, характеризуются более глубоким залеганием, чем соответствующие геологические границы (т. е. положительными невязками между данными сейсморазведки и бурения). Величина невязок в пределах структуры существенно изменяется, и максимальные значения обычно наблюдаются в сводовой части структуры. Деформированность пород рассчитывалась для участков тех скважин, в которых возможно определение невязок на основе структурных карт, составленных по данным бурения. На рис. 1, а дан график, характеризующий зависимость невязок горизонта ТП от удельной кривизны кровли пермских пород, умноженной на половину мощности надпермских отло-

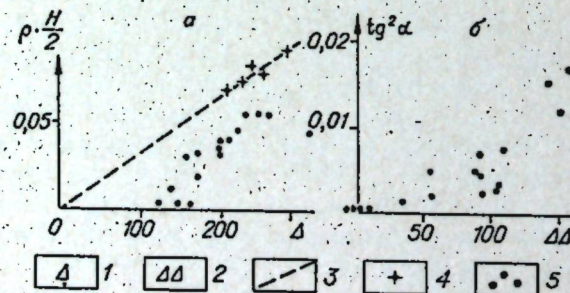
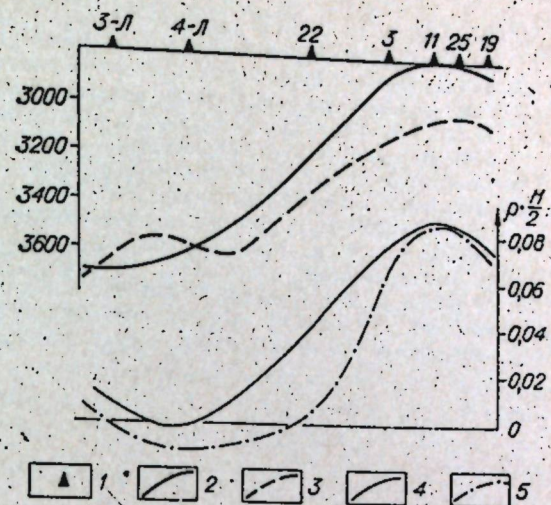


Рис. 1. Зависимость невязок горизонта ТП от деформированности пород на Неджелинском поднятии.

а — зависимость невязок от кривизны кровли пермских пород; б — зависимость невязок от квадрата тангенса угла наклона кровли пермских пород; 1 — величина невязки между кровлей пермских пород и положением сейсмического горизонта ТП (в метрах); 2 — величина невязки, образованной отклонением наблюдаемых значений Δ от условной линии корреляции (в метрах); 3 — условная линия корреляции; 4 — точки, характеризующие сводовую часть структуры; 5 — наблюдаемые значения невязок и деформационные параметры в скважинах.

Рис. 2. Характер распределения невязок и деформированности пород по профилю от Люксюгунского до Неджелинского поднятия. 1 — скважина и ее номер; 2 — кровли пермских пород; 3 — сейсмический горизонт ТП; 4 — деформированность пород с учетом угла их поднятия; 5 — кривизна пород по профилю.



жений. Полагая, что для данного графика невязки обусловлены только кривизной пород и эта зависимость в первом приближении прямолинейна, можно получить условную линию корреляции, отклонения от которой, как следует из графика 1, б, вызваны развитием деформации сдвига и определяются квадратом тангенса угла падения пород. Приняв приближенно оба типа зависимостей прямыми, получим коэффициенты уравнений регрессии для каждого из трех сейсмических горизонтов. При этом плотность установленных связей не рассчитываем, так как допустима корректировка структурных карт без искажения их фактической основы в целях снижения дисперсии. Тем не менее полученные результаты свидетельствуют о том, что в данных условиях деформации пород являются основным неучтенным сейсмогеологическим фактором, который может снижать точность сейсморазведочных работ МОВ. Именно с этих позиций объясняется «происхождение» некоторых локальных поднятий, выделенных сейсморазведкой, но не подтвержденных бурением. На рис. 2 приведен схематический профиль, иллюстрирующий механизм искажения сейсморазведочных данных на одной из таких структур — Люксюгунском поднятии. Как показано на профиле, в районе данной структуры деформированность пород, выраженная в их удельном удлинении, значительно снижается вплоть до появления отрицательной кривизны (т. е. дополнительного уплотнения пород), что соответственно повышает в этой части профиля скорость сейсмических волн и приводит к ложному эффекту наличия положительной структуры на северной периклинали крупного Неджелинского поднятия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Газевский М. В. Основы тектонофизики. М.: Недра, 1975. 533 с.
2. Калачева В. П. Изучение трещиноватости пород нижнего кембрия как метод выделения нефтегазоносных горизонтов в условиях Иркутского амфитеатра. — В кн.: Труды Всесоюз. совещ. по трещинным коллекторам нефти и газа, 1960. Л.: Гостехиздат, 1961, с. 166–169.
3. Каргодин Ю. Н.; Прокопенко А. И. Количественные подходы к изучению платформенных деформаций и прогнозирования структурных планов глубоких горизонтов нефтегазоносных областей. — В кн.: Комплексные геолого-геофизические методы поисков и подготовки структур под глубокое бурение на нефть и газ в Восточной Сибири. Красноярск, 1975, с. 122–125.
4. Кноринг Д. Д. Математические методы при изучении механизма образования тектонической трещиноватости. Л.: Недра, 1969. 85 с.
5. Микуленко К. И., Шеин Т. Г. Связь трещиноватости пород с плинквативными и дизъюнктивными структурами (на примере осадочного чехла Западно-Сибирской плиты). — В кн.: Тектоника нефтегазоносных областей Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1975, с. 58–64.
6. Мусаев С. Э., Агамов В. А. Оценка трещиноватых зон в карбонатных отложениях по структурно-геоморфологическим данным. Вып. 7. Махачкала: Институт геологии М-ва геол. СССР, 1968, с. 100–103.

7. Розанов Л. И. О связи плотности горных пород с тектонической структурой Бугурусланского района. — Прикл. геофизика, 3-й сб., 1947, с. 18—21.
8. Самойлович Ю. Г. Исследование пзгиба пласта по структурной карте для прогнозирования зон повышенной трещиноватости пород припечейского севера. — В кн.: Исследования по тектонике, неотектонике и структурной геологии с применением количественных методов. Л.: ВНИИГА, 1969, с. 5—24.
9. Феодосьев В. И. Сопротивление материалов. М.: Наука, 1970, 544 с.
10. Фролова Е. К. Установление связи распространения макро- и микротрещин в карбонатных породах палеозоя Куйбышевской области с их тектоническими особенностями. — В кн.: Труды II Всесоюз. совещания по трещинным коллекторам нефти и газа, 1962. М.: Недра, 1965, с. 97—102.
11. Чуриков Л. И., Черноморский В. Н., Беседовский Ю. П. О трещиноватости неомских отложений Сургутского нефтеносного района. — Труды Тюменск. индустр. ин-та, 1970, вып. II, ч. I, с. 20—31.

Е. Д. Глухманчук

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ И МЕЗОЗОЙСКИХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Многие исследователи, работая над проблемой влияния деформаций горных пород на процессы нефтегазонакопления, основное внимание уделяют анализу деформаций пород — коллекторов. Характер и особенности деформации экранирующих толщ во взаимосвязи с деформациями всего разреза остаются слабо освещенными. Разработка этих вопросов необходима для полного познания процесса влияния деформаций пород на образование залежей нефти и газа. В процессе формирования тектонических структур породы разреза вступают в сложные деформационные взаимоотношения, в результате которых литологически схожие слои, имея одинаковую мощность, испытывают разные деформации и могут отличаться, например, по экранирующим свойствам.

Одним из методов, позволяющим получать информацию о деформационных взаимоотношениях пород, является анализ тектонической трещиноватости, а точнее, анализ взаимного распределения тектонических трещин разного типа, поскольку формирование того или иного типа трещин (отрыва или скола) отражает характер напряженного состояния пород [2]. Оба указанных типа трещин имеют различные закономерности распределения. Количественное сравнение их проводилось в юрских и нижнемеловых породах Западно-Сибирской плиты [3]. Результаты экспериментальных исследований показывают [2], что образование трещин определенного типа (n) в единице объема породы в единицу времени зависит от величины максимальных касательных напряжений ($\tau_{\max}$):

$$\ln n = \frac{\tau_{\max}}{\xi} + C, \quad (1)$$

где ξ — угловой коэффициент линейного графика зависимости прочности напряжений; C — сумма постоянных величин, зависящих от прочностных свойств породы.

Формула (1) описывает развитие крутопадающих разрывов (трещин отрыва), полученных в экспериментах по моделированию складок поперечного изгиба в зависимости от скорости деформирования. Пологие разрывы (трещины скалывания), возникшие в процессе экспериментов, развивались только при небольших скоростях деформирования, и, следовательно, формула (1) не может быть использована для описания интенсивности образования этих трещин. Таким образом, эксперименты по-

казывают различный характер закономерностей образования типов разрывов: В одном случае (применительно к трещинам отрыва) существует положительная связь между интенсивностью их и скоростью деформирования, в другом (применительно к трещинам скалывания) эта связь скорее всего отрицательна.

Ю. А. Розанов [6], изучая деформации, возникшие в образцах мрамора при всестороннем сжатии до 2300 кг/см², установил наличие тесной связи трещин скалывания с пластическими деформациями и пришел к выводу, что образование их представляет собой завершающий этап пластической деформации, концентрирующейся в узких зонах. С этих позиций между интенсивностью развития трещин скалывания и интенсивностью пластических деформаций существует положительная зависимость, которую в первом приближении можно считать прямой, если сопоставлять интенсивность пластических деформаций (V) с удельным объемом этих зон, т. е. с удельной поверхностью [5] трещин скалывания:

$$V = K_1 \times P_{\text{ск}} + C_1, \quad (2)$$

где K_1 — коэффициент пропорциональности; $P_{\text{ск}}$ — удельная поверхность трещин скалывания в м²/м³; C_1 — постоянная, определяющая некоторую минимальную величину пластической деформации, возникающую в породе до образования трещин скалывания (в данной работе не учитывалась).

Используя зависимость между эффективной вязкостью породы и величиной касательных напряжений, соотношение между интенсивностью развития разных типов трещин можно представить в следующем виде:

$$R = \ln \frac{P_{\text{ск}}}{P_{\text{отр}}} = K_2 \times \ln P_{\text{отр}} + C_2, \quad (3)$$

где C_2 — постоянная величина, зависящая от минимальной величины пластической деформации, образующейся в данной породе до появления трещин скалывания; K_2 — коэффициент пропорциональности, постоянный для данного типа пород и имеющий отрицательное значение в крыльях складок поперечного изгиба; $P_{\text{ск}}$ и $P_{\text{отр}}$ — соответственно удельная поверхность трещин скалывания и отрыва.

Согласно формуле (3), в породах с постоянными физико-механическими свойствами (K_2) с увеличением скорости деформирования ($\ln P_{\text{отр}}$) величина R , отражающая соотношение пластических и хрупких деформаций, должна уменьшаться. Если горные породы рассматривать как максвелловское тело [7], то этот вывод можно подтвердить результатами экспериментальных работ К. И. Кузнецовой [4], установившей, что при большей скорости деформации максвелловского тела разрушение его наступает при меньшей величине деформации. Таким образом, формула (3) качественно соответствует результатам экспериментальных работ К. И. Кузнецовой.

Используя формулу (3) для описания закономерностей развития трещиноватости в юрских и нижнемеловых породах Западно-Сибирской плиты, можно увидеть, что упомянутая выше связь и здесь имеет место, хотя прямой она будет только в первом приближении. Анализ этой зависимости для характеристики деформационных взаимоотношений верхнепермских и мезозойских пород Виллюйской синеклизы проводился по описанию трещиноватости в керне 120 глубоких скважин. Было установлено, что в песчаниках, за исключением наиболее глинистых разностей, прочность которых значительно снижена в отличие от глини и алевролитов, трещины скалывания вообще не развиты. Данное обстоятельство позволяет утверждать, что в условиях существенно песчаного разреза Виллюйской синеклизы разрядка касательных напряжений происходит главным образом в маломощных слоях глини и частично алевролитов.

Некомпетентные в данном отношении тела песчаников в зависимости от их качества и мощности являются своеобразными аккумуляторами напряжений и оказывают влияние на характер деформаций в разделяющих их слоях глин. Этот вывод можно получить из основных зависимостей распределения напряжений при деформации поперечного изгиба [7], так как величина касательных напряжений при прочих равных условиях определяется мощностью деформируемого слоя:

$$\tau = \frac{h}{4l} \times \delta, \quad (4)$$

где τ — величина касательных напряжений, δ — величина нормальных напряжений, h — мощность деформируемого слоя, l — длина деформируемого слоя.

Вследствие увеличения касательных напряжений в слоях глин их эффективная вязкость снижается и деформации приобретают более пластичный характер, что соответственно улучшает их экранирующие свойства. При этом, благодаря логарифмическому типу связи между величиной касательных напряжений и эффективной вязкостью пород, увеличение напряжений в значительной степени определяет вязкость пород. Например, увеличение касательных напряжений в 1,25 раза снижает вязкость глинистого сланца в 5 раз [2]. Таким образом, получен парадоксальный на первый взгляд вывод о том, что в данных условиях экранирующие свойства глин наряду с прочими факторами определяются мощностью подстилающих и перекрывающих их песчаников.

На рис. 1 показан график зависимостей между R и $\ln P_{отр}$ в разрезе наиболее изученного бурением Хапчагайского мегавала (использовано описание керна почти по 80 скважинам). В целом наибольшей интенсивностью проявления пластических деформаций характеризуются глины мономской и отчасти устькельтерской свит, имеющие региональное распространение и являющиеся экранами наиболее крупных газовых и газоконденсатных залежей. Но при этом необходимо учесть, что мономская

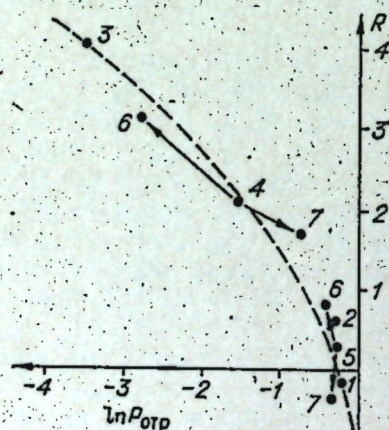


Рис. 1. График зависимости между R и $\ln P_{отр}$ в верхнепермских и мезозойских глинах центральной части Виллюйской синеклизы.

Характеристика значений R и $\ln P_{отр}$ в глинах: 1 — нижнеюрских, 2 — средне-верхнетриасовых, 3 — мономской свиты (кровля нижнего триаса), 4 — устькельтерской свиты, 5 — верхней перми, 6 — восточного типа разреза, 7 — западного типа разреза.

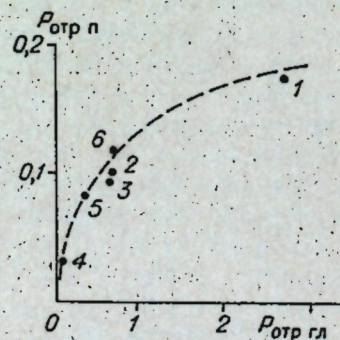


Рис. 2. Характер взаимосвязи интенсивности развития трещин отрыва в песчаниках и глинах Виллюйской синеклизы.

Значения $P_{отр}$ в породах: 1 — средне-верхнеюрских, 2 — нижнеюрских, 3 — средне-верхнетриасовых, 4 — мономской свиты, 5 — устькельтерской свиты, 6 — верхней перми.

свита, представленная в западной части мегавала на Средне-Виллюйском и Толонском поднятиях в основном аргиллитами и алевролитами, почти полностью опесчанивается в центральной и восточной частях. Таким образом, в пределах единой тектонической структуры фактически имеют место два типа разрезов — в одном, западном, разрядка касательных напряжений происходит как в породах мономской, так и в породах устькельтерской свит, в другом, восточном, только в породах устькельтерской свиты. Приведенные на рис. 1 оценки R и $\ln P_{отр}$ для каждого типа разреза позволяют отметить следующее.

1. Для западной части Хапчагайского мегавала характерно наиболее интенсивное проявление пластических деформаций на двух уровнях — в мономской свите и в меньшей степени в устькельтерской свите, главным образом в глинистой пачке, залегающей в ее подошве.

2. В восточной части мегавала в связи с опесчаниванием мономской свиты мощность песчаников, перекрывающих глины устькельтерской свиты, возрастает с 600 до 1200 м, что с учетом некомпетентности песчаников согласно формуле (4) вызывает повышение касательных напряжений в кровле глин, приводя к увеличению R с +1,7 в западной части до +3,1 в восточной.

3. Верхнепермские аргиллиты также испытывают подобное воздействие, но уже в более ослабленном виде, что говорит о том, что, во-первых, отмеченные отличия в деформации глин устькельтерской свиты скорее всего не связаны с особенностями тектонических движений и, во-вторых, полной разрядки касательных напряжений в глинах устькельтерской свиты не происходит.

Следовательно, зависимость деформаций в глинах от мощности более жестких песчаников в совокупности со связанным характером деформаций в разрезе (о чем свидетельствует неполная разрядка «добавочных» касательных напряжений в глинах устькельтерской свиты) позволяет думать о наличии взаимосвязи в развитии трещин отрыва в литологически различных породах по разрезу. Для оценки этой связи построен график (рис. 2). Приведенные на нем данные достаточно четко отражают деформационные взаимоотношения пород изученного разреза и показывают, насколько эти взаимоотношения определяют деформации в глинах, воздействуя на их экранирующие свойства. В связи с этим отметим, что наибольшие значения аномально высокого пластового давления, характеризующего хорошие экранирующие свойства устькельтерской покрывки, в пределах мегавала фиксируются на тех структурах, где мономская свита наиболее опесчанена (Неджелиинское, Соболюхское, частично Мастахское поднятия). Это обстоятельство примечательно еще и тем, что в данной части Хапчагайского мегавала [1] наблюдается уменьшение как общей мощности, так и мощности набухающих устькельтерских глин, что должно было бы отрицательно сказаться на свойствах этой покрывки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакин В. Е. Характер распространения и экранирующие свойства основных газонефтеводоупоров в центральной части Виллюйской гемисинеклизы. — В кн.: Закономерности размещения скоплений нефти и газа на Сибирской платформе. Вып. 217. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1979, с. 161—167.
2. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Недра, 1975. 533 с.
3. Глухманчук Е. Д. Анализ количественного соотношения типов трещин в породах осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Новые данные по тектонике нефтегазоносных областей Сибири. Вып. 273. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1979, с. 91—96.
4. Кузнецова К. И. Закономерности разрушения упруговязких тел и некоторые возможности приложения их к сейсмологии. М.: Наука, 1969. 87 с.
5. Мельников П. В., Воробьев В. П. Изучение трещиноватости горных пород по керну. — Нефтегазовая геология и геофизика. Текущая информация. М.: ВНИИОЭНГ, 1964, № 13, с. 5—8.

6. Розанов Ю. А. Экспериментальные исследования горных пород при высоких давлениях и температуре до 200°C. — Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, М., 1962, вып. 66. 83 с.
7. Феодосьев В. И. Сопротивление материалов. М.: Наука, 1970. 544 с.
8. Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 101 с.

М. А. Левчук, А. Н. Фомин

КАТАГЕНЕЗ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО ПРОГИБА

Енисей-Хатангский прогиб давно привлекал внимание исследователей как объект поиска полезных ископаемых. В первую очередь к ним относятся нефть и газ. Впервые вопрос о возможной нефтегазоносности этого региона был поставлен Н. С. Шатским [5] еще в 1932 г. С этого времени в Усть-Енисейском, Анабарском и Оленекском районах начались геолого-поисковые работы на нефть и газ. За двадцатилетний период исследований была доказана нефтегазоносность мезозойских отложений, но значительных скоплений углеводородов не обнаружено. Новый этап геолого-поисковых работ начался сравнительно недавно. Пробуренные первые скважины на Балахнинском валу показали, что мощности мезозойских отложений значительно превышают предполагаемые. Ранее по геолого-геофизическим данным [1, 4] считалось, что подошва мезозойских отложений на Балахнинском валу находится на глубине 0,5 км. Бурение скважины на Балахнинской площади показало, что подошва только юрских отложений достигает отметки около 4,0 км. Это позволяет юрские отложения восточной части прогиба, в связи с их широким распространением и доступностью, отнести к первоочередным объектам поиска залежей углеводородов.

На северо-восток от Балахнинской площади юрские отложения в периферийных частях прогиба, а также в антиклинальных структурах (Тигино-Анабарская антиклиналь) выходят на дневную поверхность (рис. 1), где они хорошо изучены. Но материалы о степени углефикации рассеянного органического вещества (РОВ) разрознены и малочисленны. Катагенез же осадочных толщ — один из основных факторов, определяющих условия формирования и сохранения скоплений углеводородов. И поэтому не случайно катагенетическая преобразованность органического вещества (ОВ) интенсивно изучается во многих бассейнах, перспективных на нефть и газ.

Цель настоящей работы — выяснить генетический тип РОВ и степень его катагенеза в юрских отложениях восточной части Енисей-Хатангского прогиба, а затем, на основании полученных данных, оценить возможную их нефтегазоносность в этом регионе бассейна.

Исследовались образцы керн юрских отложений Балахнинской площади и образцы из разреза юры Анабарской губы. Из ненарушенной породы без предварительного обогащения изготавливались шлифы и аншлифы. Первые использовались для определения генетического типа РОВ, вторые — для измерения отражательной способности (R) витринита и псевдовитринита с целью диагностики стадий катагенеза.

Все измерения отражательной способности микрокомпонентов РОВ проводились по единой методике на фотоэлектронной установке ПООС-1 при длине волны 546 нм с применением стандартных эталонов из оптических стекол ТФ-2, СТФ-2, СТФ-3. Диагностика стадий катагенеза проводилась по средним значениям отражательной способности витринита (Vi)

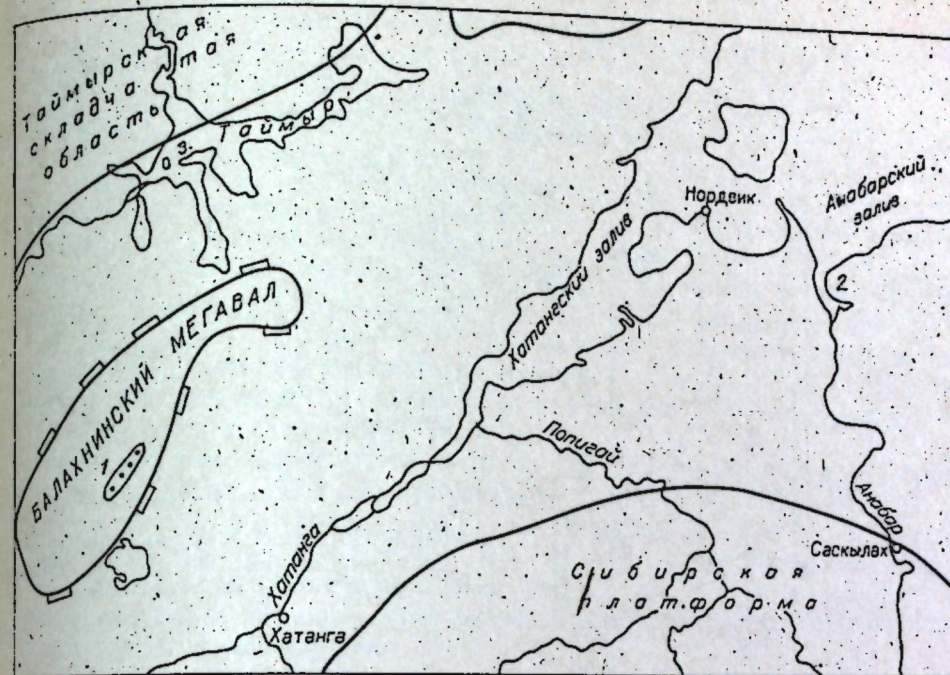


Рис. 1. Расположение разрезов юрских отложений восточной части Енисей-Хатангского прогиба.

Цифры на схеме. 1 — Балахнинская площадь; 2 — побережье Анабарского залива.

и псевдовитринита (pVt). Для надежности (и контроля) замеры проводились в воздухе (R^a) и в кедровом масле (R^o). Предпочтение отдавалось замерам в иммерсии, так как в этой среде обеспечивалось более надежное определение микрокомпонентов. К тому же в иммерсии можно измерять отражательную способность довольно мелких фрагментов РОВ, поскольку с переходом от воздушного объектива к иммерсионному уменьшается площадь фотометрируемого поля. А это особенно важно при изучении тонкодисперсного РОВ, наиболее распространенного в рассматриваемых отложениях.

В Енисей-Хатангском прогибе наибольшая глубина погружения мезозойских отложений (в основном юрских) вскрыта скважинами на Балахнинской площади (забой 4488 м).

Нами исследовался обширный керновый материал из интервала 1830—4488 м. До глубины 3100 м изучался керн из скв. 1, далее вниз до забоя — из скв. 3 (рис. 2). Значительное содержание РОВ в отложениях мезозоя позволило нам проследить изменение степени катагенеза по всему вскрытому разрезу мезозойских отложений.

Верхняя часть изучаемого интервала разреза представлена отложениями тоарского яруса. Здесь в составе РОВ преобладают мелкие красные обрывки растительных тканей гумусового типа, преобразованные до стадии Г. Ниже по разрезу в РОВ наряду с гумусовым материалом широко развиты желто-оранжевые обрывки водорослей, зачастую в преобладающем количестве. Отмечается присутствие лептовидных примазок бурого битумоида. На глубине порядка 2000 м в составе РОВ отмечается преобладание оранжевых фрагментов водорослей. Кроме них встречаются темно-красные и коричневые остатки гумусового ОВ. Катагенез их достигает конца стадии Г — начала стадии Ж.

В интервале 2000—2200 м тоарские отложения сменяются плинсбахскими. В плинсбахских отложениях РОВ преобразовано до стадии Ж. В его составе существенную роль играют эллипсоидные и нитевидные фрагменты водорослей. Среди них встречаются красные, таблитчатой фор-

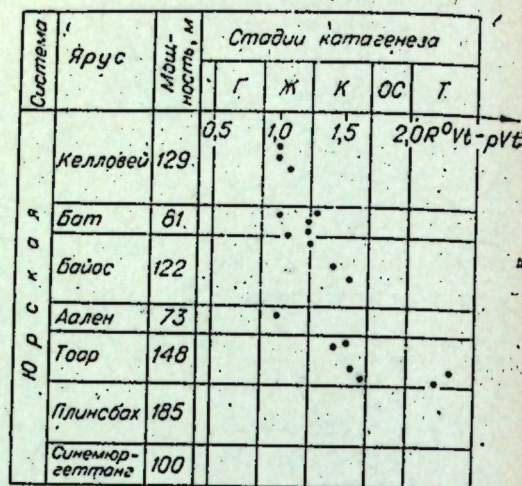
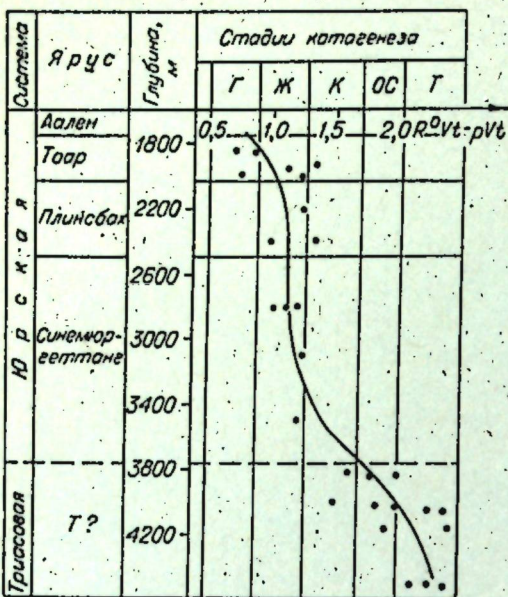


Рис. 3. Катагенез РОВ по разрезу юрских отложений Анабарской губы.

Рис. 2. Катагенез РОВ юрских отложений Балахнинской площади.

мы остатки витринита, светло-оранжевые эллипсоидные фрагменты смоли и вытянутые оранжевые микроспores. Гумусовое ОВ имеет подчиненное значение. Характерной особенностью этого интервала является высокое содержание красно-бурого битумоида, располагающегося полосами, возможно, согласно слоистости породы. Не исключено, что это следы миграции УВ к газовой залежи, обнаруженной поблизости.

Далее вниз по всему вскрытому разрезу плинебахских отложений (переход к геттангскому ярусу. отмечается в интервале 2560—2790 м) особых изменений в составе РОВ и его катагенетической преобразованности не наблюдается. В верхней части геттангских отложений РОВ по-прежнему находится на стадии Ж катагенеза. Однако здесь оно характеризуется существенными колебаниями микрокомпонентного состава. Так, в одних интервалах разреза преобладают фрагменты гумусового ОВ, в других — сапропелевого. Нередко отмечаются и примерно равные соотношения фрагментов разных генетических типов. Сапропелевое ОВ представлено как мелкими желто-оранжевыми остатками водорослей, так и более крупными эллипсоидными формами, по внешнему виду напоминающими водоросли типа *Pila*. Среди гумусового ОВ встречаются красноватый витринит и темные фрагменты микрокомпонентов группы фюзинита.

На забое скв. 1 (3100 м) РОВ преобразовано до конца стадии Ж и так же, как и в верхних частях рассматриваемого интервала, имеет смешанный характер. Накопление подобных соотношений генетических типов РОВ обычно происходит в прибрежно-морских и озерных условиях, либо в прибрежных равнинах, периодически заливавшихся морем.

Далее разрез мезозойских отложений на Балахнинской площади вскрыт скв. 3. Здесь по всему разрезу (3500—4488 м) в составе РОВ отмечается преобладание сапропелевого материала, представленного примерно теми же разновидностями РОВ, что и в верхних горизонтах этой площади. Только среди них существенную роль играют остатки бурых водорослей (псевдовитринит). РОВ здесь более преобразовано и в связи с этим постепенно приобретает сероватые оттенки.

На глубине 3500 м, судя по отражательной способности псевдовитринита ($R^0 = 1,13\%$), катагенез еще не превышает стадии Ж. Однако в интервале 3800—4100 м у РОВ фиксируется переходное состояние между стадиями К — ОС ($R^0pVt = 1,5-2,0\%$), а ниже этого и до забоя скважины РОВ преобразовано до стадии Т ($R^0pVt = 2,0-2,4\%$).

Довольно детальное изучение катагенеза в разрезе Балахнинской площади позволяет подобный характер изменения углефикации РОВ с глубиной взять за основу для вертикальной шкалы катагенеза данного района, и предположительно оценить вероятный характер нефте- и газобразования мезозойских отложений.

Рассмотренный материал показывает, что по изученному разрезу Балахнинской площади в интервале 1830—4488 м катагенез РОВ нарастает от стадии Г до стадии Т. Большую часть разреза (более 1500 м) занимают отложения с катагенезом стадии Ж, которая прослеживается до глубины 3500 м. Исходя из учений о главных фазах нефте- и газобразования, можно предполагать, что до отмеченной глубины условия вполне приемлемы для образования и формирования нефтяных залежей. Этому благоприятствует также преимущественно сапропелевый тип РОВ, которое считается потенциальным источником жидких УВ.

Далее вниз по разрезу катагенез усиливается до стадии К и выше. В таких условиях постепенно затухают процессы нефтеобразования, хотя допустимо сохранение ранее возникших здесь залежей нефти. По мнению многих исследователей [2, 3], на К — Т стадиях катагенеза довольно интенсивно идет генерация газообразных УВ. Следовательно, в интервале разреза 3500—4488 м возможно нахождение газовых и газоконденсатных залежей.

В обнажениях Анабарского района (вблизи устья р. Анабар) встречены отложения келловейского, батского, ааленского и тоарского ярусов. Катагенез РОВ середины стадии Ж (рис. 3) отмечается в породах келловей и аалена. В отложениях бата РОВ углефицировано от середины стадии Ж до конца ее и даже до начала стадии К. В тоаре РОВ преобразовано в основном в пределах стадии К, в отдельных случаях до стадии ОС — Т. Среди этих отложений обнаружен мелкий слой гумусового угля, находящегося на этапе конечного протокатагенеза (ПК₃).

В заключение хотелось бы отметить следующее.

1. Юрские отложения восточной части Енисей-Хатангского прогиба преобразованы в довольно широком интервале шкалы катагенеза (от стадии Г до стадии Т).

2. Преобразование РОВ связано с проявлением факторов регионального метаморфизма.

3. По разрезам изученных скважин катагенез РОВ нарастает с глубиной в соответствии с правилом Хильта. В отложениях Анабарской губы углефикация увеличивается от верхнего отдела юры к нижнему. РОВ этих пород характеризуется более высоким катагенезом, чем однообразные отложения Балахнинской площади.

4. По условиям катагенеза в одних толщах, как, например, тоарских, плинебахских и верхней части геттангских отложений Балахнинской площади, возможно нахождение нефтяных и газовых залежей, в других же только газовых и газоконденсатных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карта тектонического районирования Сибирской платформы/Под ред. Л. И. Ропина, В. В. Семеновича, А. А. Трофимука. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1976.
2. Конторович А. Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М.: Наука, 1976. 248 с.
3. Перушев С. Г., Рогозина Е. А., Конченко Л. Н. Главная фаза газобразования — один из этапов катагенетической эволюции сапропелевого рассеянного органического вещества. — Геол. и геофиз., 1973, № 10, с. 14—16.
4. Тальвинский Д. В. Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазопроизводящей области и смежных территорий по геофизическим данным. М.: Недра, 1976. 168 с.
5. Шатский Н. С. О тектонике Арктики. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Севера СССР. (Тр. геол.-разв. конф. Главсевморпути, 1935, т. 1).

СПЕЦИФИКА НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ В МЕЗОЗОЙСКИХ ДЕПРЕССИЯХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Мезозойские депрессии составляют единый пояс отрицательных структур, окаймляющих Сибирскую платформу с севера и северо-востока и отделяющих ее от разновозрастных Таймырской и Верхояно-Чукотской складчатых областей. Название мезозойские не полностью отвечает общим особенностям формирования депрессий. Приарктическая часть пояса, включающая в себя Анабаро-Хатангскую седловину и Лено-Анабарский мегапрогиб, по Д. В. Лазуркину [10, 11], должны рассматриваться как образования палеозойского возраста. В соответствии с этим в мезозойских и верхнепалеозойских депрессиях особенности нефтегазообразования существенно различны. Как показано авторами ранее [4], по положению относительно основных структурных элементов земной коры (платформы и геосинклинали) и крупных тектонических форм, окружающих депрессии в пределах рассматриваемого пояса, выделяются следующие зоны.

1. Усть-Енисейская — крайняя северо-восточная часть Западно-Сибирской плиты, ограниченная с севера герцинидами Таймыра, а с юга зоной выклинивания мезозойских отложений.

2. Балахнинская — расположенная в междуречье Пясины и Хатанги, заключенная между герцинидами Таймыра и северо-западным склоном Анабарской антеклизы. Обе вышеуказанные зоны образуют надпорядковую отрицательную тектоническую структуру, выделяемую под названием Енисей-Хатангского регионального прогиба [5].

3. Хатангская — сравнительно небольшая по размерам территория между Анабарской антеклизой и побережьем моря Лаптевых приурочена к сочленению трех структурных элементов земной коры — Сибирской платформы, Таймырской и Верхояно-Чукотской складчатых областей. Эта зона структурно соответствует Анабаро-Хатангской седловине.

4. Предверхоанская — обрамляет Анабарскую антеклизу с северо-востока и востока и примыкает к мезозондам Верхояно-Чукотской складчатой области. Здесь обособляются субмеридиональная и субширотная ветви. В литературе зона известна под названием Предверхоанского краевого прогиба. Его субширотная ветвь обычно выделяется под названием Лено-Анабарского мегапрогиба.

5. Вилюйская — располагается между Анабарской и Алданской антеклизами и ограничена с северо-востока Предверхоанским краевым прогибом. Выделяется под названием Вилюйской гемисинеклизы [16].

Мезозойский комплекс пород, выполняющих депрессии, имеет отчетливое четырехчленное строение, отражающее определенную направленность седиментации. В субширотной ветви пояса комплекс выполнения представляет собой полный цикл, т. е. разрез начинается морскими отложениями, затем следуют прибрежно-морские, континентальные и снова морские. Меридиональная ветвь характеризуется регрессивным направлением мезозойской седиментации — от морских к континентальным образованиям. Большая часть объема депрессий выполнена триасово-юрской прибрежно-морской, верхнеюрско-нижнемеловой прибрежно-морской слабоугленосной, нижнемеловой континентальной угленосной формациями, которые по вещественному составу и дислоцированности ближе всего стоят к комплексу плит. Следует отметить, что условия накопления этих формаций близки к современным условиям осадконакопления на шельфах, что явилось основанием для выделения К. В. Боголеповым [1] шельфовых формаций и отнесения рассматриваемых депрессий к группе

структур так называемого шельфового ряда, которые противопоставлены этим исследователем континентальным и геосинклинальным структурам. В Вилюйской и меридиональной ветви Предверхоанской зон сохранились от размыва нижне-верхнемеловые нескладчатые континентальные терригенные образования орогенного типа (вилюйская серия).

В Хатангской и субмеридиональной ветви Предверхоанской зон верхнепалеозойские и мезозойские отложения по условиям накопления тесно связаны. Более того, начиная с юрского периода, история развития этих двух зон сходна. Накопление верхнепалеозойского комплекса морских, прибрежно-морских и лагунно-континентальных осадков связано с прерывистым погружением северного склона Сибирской платформы. Состав пермских отложений существенно отличен от нижележащих палеозойских, представленных преимущественно карбонатными и галогенными образованиями. Нижние горизонты разреза, возможно, содержат отложения средне- и позднекаменноугольного возраста а верхняя часть эффузивно-туфогенных образований формировалась в триасе. Строение мезозойского комплекса отложений мало отличается от нижележащего верхнепермского комплекса. Начавшийся на рубеже перми и триаса тектонический этап, связанный с региональным подъемом территории [3], обусловил размыв мисайлапской и эффузивно-туфовой свит и заполнение осадками погруженных участков в соответствии со сформированным верхнепермским структурным планом. В дальнейшем, особенно в позднеюрскую и раннемеловую эпохи, восходящие тектонические движения проявились наиболее интенсивно в прибортовых частях платформы, что привело к глубокому размыву отложений (вплоть до раннего лейаса включительно), т. е. верхнепалеозойско-мезозойский этап развития Хатангской и Предверхоанской зон характеризуется в целом регрессивным циклом осадконакопления, прерывающимся на короткие промежутки времени и продолжающимся до позднемеловой эпохи.

Следовательно, пояс депрессий, окаймляющих Сибирскую платформу с северо-востока и востока, представляет тектоническую форму, образованную мезозойскими формациями преимущественно плитного, а в Вилюйской и Предверхоанской зонах — орогенного комплексов, сохранившихся от кайнозойского размыва в глубоких депрессиях.

В верхнепалеозойских и мезозойских отложениях рассматриваемого пояса депрессий открыто 22 газовых и газоконденсатных месторождений, а также несколько полупромышленных скоплений нефти. Основная часть запасов газа и газового конденсата в пределах Усть-Енисейской зоны приурочена к нижнемеловой прибрежно-морской слабоугленосной формации. Три газоконденсатные залежи располагаются в верхнемеловой морской терригенной формации, а четыре газовые залежи — в юрской морской и прибрежно-морской терригенной формации. К последней приурочено и единственное газовое месторождение на территории Балахнинской зоны. В Лено-Анабарском мегапрогибе по всему разрезу мезозойских и палеозойских отложений зафиксированы признаки нефтегазоносности от небольших притоков тяжелой нефти и сплошного пропитывания пород нефтью и битумами до редких вкраплений и микропримазок. Как правило, интенсивность битумо- и нефтепроявлений убывает вверх по разрезу при общей тенденции их возрастания в приосевых частях депрессий. В отложениях морской и прибрежно-морской терригенной формации и в регионально выдержанном «подкарнийском горизонте» обнаружены непрямоугольные скопления тяжелой нефти (Южно-Тиганская, Нордвикская, Колониевская, Ильинская площади). В Предверхоанской зоне выявлено два небольших газовых скопления на Китчанском выступе и повсеместно фиксируется битумо- и нефтенасыщенность пород, особенно базальных слоев пермских отложений. В Вилюйской зоне сосредоточена основная часть запасов газового конденсата на восьми месторождениях, продук-

тивность которых связана с верхнепалеозойской угленосной и триасово-юрской прибрежно-морской терригенной формациями.

Рассмотрим особенности формирования осадочных комплексов и некоторые специфические черты процессов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции в пределах выделенных зон и на основе историко-генетических реконструкций попытаемся оценить их влияние на размещение промышленных скоплений углеводородов.

В Усть-Енисейской зоне в конце триаса — начале юры произошло существенное поднятие и расчленение территории [18]. Юрско-нижнемеловая морская и прибрежно-морская терригенная формация почти повсеместно залегает с глубоким размывом и угловым несогласием на образованиях палеозоя. Проведенные авторами палеогеографические реконструкции позволяют предполагать, что подошва отложений этой формации в раннемеловую эпоху находилась преимущественно на глубинах 3—5 км, а в районе Танамско-Малохетской группы поднятий — 1,5—2,5 км. Органическое вещество пород смешанного (гумусово-сапропелевого) типа и в своем преобразовании достигло лишь этапа протокатагенеза. Принято считать, что на указанном этапе органическое вещество генерирует метан с подчиненным количеством его гомологов [9]. В результате восходящих тектонических движений в раннемеловую эпоху и изменения термобарической обстановки создались условия для десорбции углеводородов и формирования газовых залежей. Не исключена возможность, что в юрских отложениях на Зимней и Нижнехетской площадях они возникли именно в это время. В валажнинский век с возобновлением прогибания и осадконакопления образовавшиеся залежи оказались в более жестких термобарических условиях. К концу мезозоя — началу кайнозоя органическое вещество юрско-нижнемеловой морской терригенной формации, судя по степени катагенеза (подэтап МК₁¹), находилось в главной фазе нефтеобразования и могло генерировать жидкие углеводороды. Рассеянное органическое вещество нижнемеловой субконтинентальной слабоугленосной формации достигает подэтапа МК₁¹. С подъемами в неоген-четвертичное время связано образование новых скоплений углеводородов в нижнемеловой субконтинентальной слабоугленосной формации, а также формирование (и, возможно, расформирование) залежей в юрско-нижнемеловой морской и прибрежно-морской формации. Об интенсивности восходящих тектонических движений неоген-четвертичного периода можно составить достоверное представление по глубине размыва верхнемеловых отложений. Максимальный размыв (более 500 м) отмечается в районе Малохетского вала и Джангодской площади. В районе Танамского куполовидного поднятия размыву подвергались только верхние горизонты верхнемеловых отложений — катпарская и частично танамская свиты.

Необходимо отметить некоторое своеобразие в размещении газовых и газоконденсатных месторождений в Усть-Енисейской зоне. Здесь они приурочены к районам проявления восходящих тектонических движений и крупным структурным формам. Палеогеотермические реконструкции показывают, что эти же площади характеризуются и повышенным палеогеотермическим градиентом [12]. Это вполне закономерно, так как процессы тепло- и массопереноса тесно связаны. При обобщении огромного материала по современным тепловым потокам в земной коре [15] установлено, что в областях нисходящих движений тепловой поток (и, соответственно, геотермический градиент) уменьшен, а в орогенических областях увеличен. Вероятнее всего, вариации палеогеотермического градиента отражают дифференциацию тектонических движений на рубеже юры и мела.

Таким образом, для Усть-Енисейской зоны типичны следующие особенности размещения и формирования газовых и газоконденсатных месторождений:

— пространственная и, вероятно, генетическая связь основных запасов газа и газового конденсата с нижнемеловой субконтинентальной формацией, органическое вещество пород которой преобразовано до подэтапа МК₁¹;

— преобладание на большей части территории низких значений палеогеотермических градиентов, что приводит к преимущественной генерации газообразных углеводородов и в этой формации;

— два этапа формирования залежей газа и газового конденсата, совпадающие по времени с периодами интенсивного проявления восходящих тектонических движений в берриас-валажнине и неогене [12];

— приуроченность залежей углеводородов к областям восходящих тектонических движений, соответствующих участкам повышенных значений (до 3,5° С/100 м) геотермических градиентов.

Характерной чертой Балахнинской зоны является значительная мощность (до 3500 м) триасовой, юрско-нижнемеловой морской терригенной формации. Формирование такой депрессионной зоны, выполненной преимущественно глинистыми породами, свидетельствует о существовании здесь обширной унаследованной области прогибания на протяжении триасового и юрского периодов. В дальнейшем раннемеловые восходящие тектонические движения в сводовых частях Балахнинского мегавала и Тундрового поднятия привели к размыву отложений верхнего отдела юры, а иногда (Владимирская площадь) и среднего отдела. Нижнемеловая субконтинентальная формация сохранилась от мощного неоген-четвертичного размыва лишь в погруженных частях рассматриваемой зоны. Палеогеотермическая обстановка подобна таковой в Усть-Енисейской зоне — повышенный геотермический градиент приурочен к основным положительным структурным формам, а пониженный — к отрицательным. По сравнению с Усть-Енисейской рассматриваемая зона менее благоприятна в отношении возможной нефтегазоносности. Это обусловлено:

— глинизацией разреза триасовой и юрско-меловой формаций и связанным с этим ухудшением диффузивных характеристик флюидопроводящих толщ в разрезе, что ведет, как установлено А. А. Трофимукон и А. Э. Койторовичем [20], к запаздыванию завершения главной фазы нефтеобразования и значительному ограничению масштабов ее проявления;

— отсутствием в разрезе Балахнинского мегавала основного продуктивного комплекса — нижнемеловой субконтинентальной угленосной формации, что ограничивает перспективы нефтегазоносности зоны прибрежными ее частями, где возможно наличие коллекторов;

— существованием мощного барриас-валажнинского размыва юрских отложений (до 900 м на Владимирской площади), приведшего к перестроированию и расформированию ранее образованных залежей углеводородов.

Хатангская зона по сравнению с прилегающими зонами пояса мезозойских депрессий характеризуется максимальным подъемом палеозойских отложений, наименьшими мощностями мезозойских формаций с межформационными размывами. Как было указано выше, на исследуемой территории в раннепермскую эпоху произошла обширная трансгрессия, результатом которой было накопление мощной толщи терригенных осадков, обогащенных рассеянным органическим веществом (в глинах — до 2%, а в песчаниках — до 1%). В пределах северного склона Оленекского поднятия формировались отложения морского мелководья, а в Нордвикском районе существовали прибрежные и мелководно-морские условия седиментации. В позднепермскую эпоху общий мелководный характер бассейна сохранился. В западной части зоны структурный план палеозоя и мезозоя частично не совпадает. В восточной части триасовые отложения также залегают с перерывом на палеозойских без явных признаков углового несогласия [7]. С оленекским временем связано накопление гли-

нистых толщ, почти повсеместно перекрывающих пермские отложения. Сохранность триасовой глинистой покрышки контролировала изолированность пермского нефтегазоносного комплекса. К концу юры подошва пермских отложений была погружена в Нордвикском районе до 2,8—3,0 км, а в Оленекском — до 2,2—2,5 км. Максимальное погружение пермских отложений приурочено к концу раннего мела и составило около 4,6 км в осевых частях впадин и порядка 3,0 км в приплатформенной части. Сопоставление палеоглубин погружения с наблюдаемой степенью преобразования рассеянного органического вещества и углей, проведенное по материалам из обнажений и отдельных замеров в скважинах, показывает, что для приплатформенной части прогиба степень преобразования рассеянного органического вещества и углей соответствует ПК, МК₁¹, МК₁², увеличиваясь до МК₂² в прискладчатой части прогиба и в Нордвикском районе. Если принять указанные выше палеоглубины погружения и степень преобразования органического вещества (соответствующие времени максимального погружения), то палеогеотермический градиент будет 3,5°C/100 м.

Итак, уже в раннем мезозое пермские отложения вошли в главную зону нефтеобразования, причем в прискладчатых частях это произошло раньше, чем в приплатформенных. В случае равенства палеогеотермического градиента (3,5°C/100 м) для всего раннего мезозоя время вхождения кровли пермских отложений в главную зону нефтеобразования в прискладчатых районах будет соответствовать среднему — позднему триасу, а в приплатформенных частях — поздней юре — раннему мелу.

В Хатангской зоне сохранились отложения нижне-верхнемеловой морской терригенной формации (бегичевская свита), а в субширотной части Предверхоянской зоны — нижнемеловой континентальной угленосной формации. Геологическая история этого периода характеризуется проявлением соляной и дизъюнктивной тектоники, отмечается значительная дислоцированность и в ряде мест выход на дневную поверхность триасовых отложений. Наличие галогенных образований мощностью до 400 м, девонского возраста по М. К. Калинин [7], усложняет расшифровку условий формирования залежей углеводородов. Имеющийся опыт поисков залежей нефти в солянкуполюных структурах свидетельствует о наибольшей перспективности участков, приконтактных с соляным штоком.

Таким образом, основные особенности нефтегазообразования в Хатангской зоне сводятся к следующему:

- залежи углеводородов в древних по заложению структурах подверглись разрушению и большая часть скоплений углеводородов мигрировала в более молодые по возрасту ловушки, преимущественно литологически и тектонически экранированные;

- сложная неотектоническая история развития приплатформенной части зоны, сопровождавшаяся выводом на дневную поверхность нефтесодержащих пермо-триасовых отложений, привела к дегазации залежей нефти и рассеиванию скоплений газа.

Предверхоянская зона в позднем палеозое и мезозое являлась областью непрерывной седиментации, особенно интенсивно проявившейся в меловой период. Анализ палеофацальных обстановок осадконакопления в пределах ее субмеридиональной и субширотной частей указывает на довольно резкую дифференциацию литофаций осадков и типов рассеянного органического вещества. В приплатформенной части нижнемелозойские и верхнепалеозойские отложения представлены лагуно-континентальными фациями с преобладанием рассеянного органического вещества гумусового типа, в прискладчатой — заметно возрастает степень катагенеза пород и увеличивается доля рассеянного органического вещества сапропелевого типа. Незначительный внутриформационный размыв фиксиру-

ется в морской и прибрежно-морской терригенной формации по отсутствию в разрезе средне-верхнетриасовых отложений. Детали послемеловой истории развития до конца еще не ясны. Степень сохранности верхнемеловых отложений свидетельствует о том, что максимальному размыву подверглись приплатформенные области и часть зоны к северу от Жиганска. Ориентировочно оценить величину подъема от степени преобразования органического вещества и мощности отложений представляется затруднительным в связи со своеобразным линейным распространением зон катагенеза, напоминающих зоны контактово-термального метаморфизма. На протяжении 100—120 км происходит непрерывная смена степени преобразования органического вещества. На границе с Верхояно-Чукотской складчатой областью степень преобразования органического вещества верхнепалеозойских отложений достигает стадии АК, а на границе с платформой — стадии ПК [49]. Такая зональность скорее всего обусловлена уменьшением плотности теплового потока от Верхояно-Чукотской складчатой области к Сибирской платформе. При этом возникает тепловой поток с градиентом по горизонтали порядка 0,4°C/100 м. Главные области регионального нефтегазоаккумуляции в пределах рассматриваемой зоны будут, вероятно, приурочены к склонам крупных погребенных поднятий — Мунского и Оленекского. Так, на Оленекском поднятии известно месторождение битумов. На восточном склоне Мунского поднятия встречены песчаники нижнего отдела юры, насыщенные битумом.

Для нефтегазообразования Предверхоянской зоны характерны:

- интенсивная степень литификации верхнепалеозойских и нижнемелозойских отложений в прискладчатой части, приводящая к метаморфизации нефтей;

- наличие горизонтального градиента теплового потока в направлении от складчатой области к платформе, вероятно, совпадающего с направлением литеральной миграции углеводородов;

- приуроченность максимального количества нефте- и битумопроявлений к приплатформенной части, имеющей наиболее благоприятные условия для сохранения залежей нефти и газа в пермо-триасовых отложениях зон развития ловушек неантиклинального типа.

Вилуйская зона отличается устойчивым осадконакоплением с увеличением площади седиментации на протяжении всего мезозоя. Перерывы в осадконакоплении фиксируются главным образом в средне-позднетриасовую и позднеюрскую эпохи. Наиболее крупный региональный подъем территории начался в плиоцене; интенсивность его возрастает по направлению к Верхояно-Чукотской области и периферийным участкам зоны. Амплитуда подъема территории в центральной части зоны не превышает 150 м.

Органическое вещество верхнепермско-нижнемелозойской толщи Вилуйской зоны по данным многих исследователей [8, 6] имеет смешанный сапропелево-гумусовый состав. Степень катагенетической преобразования органического вещества верхнепермских отложений изменяется от протокатагенеза до подэтапа МК₃¹, возрастая от платформенных склонов к наиболее погруженным участкам. Большую часть площади Вилуйской зоны занимают области раннего мезокатагенеза пород. Степень катагенетического преобразования органического вещества триасовых отложений также изменяется от протокатагенеза до подэтапа МК₃¹. В основании нижнеюрской толщи органическое вещество находится на этапе протокатагенеза. Области мезокатагенеза занимают обширную площадь и постепенно сменяют друг друга в северо-восточном направлении. В этом же направлении возрастает степень катагенетических преобразований пород (до МК₂). Основная масса органического вещества сапропелево-гумусового типа сосредоточена в верхнепермских угленосных отложениях, степень катагенеза его благоприятна для нефтегазообразования. По этим причи-

нам наиболее распространена точка зрения, согласно которой формирование месторождений газа в триасовых и юрских отложениях обусловлено главным образом вертикальной его миграцией из верхнепермских отложений [8]. Существует точка зрения о миграции газа из более древних отложений.

Для Вилюйской зоны как области интенсивного осадконакопления характерны низкие значения палеогеотермических градиентов. Даже для района Хапчагайского мегавала — основной области газонакопления — значения палеогеотермического градиента колеблются в пределах 1,8—2,7°C/100 м и являются ниже современных его значений. Исключение составляет Усть-Вилюйский район, где этот градиент равен 2,8—3,2°C/100 м. Более высокие значения палео- и современного геотермических градиентов фиксируются в складчатой части зоны.

Сопоставление палеотемпературного поля с данными палеоструктурных построений позволяет заключить, что, несмотря на значительные глубины погружения пермских отложений в центральной части Вилюйской гемисинеклизы, в главную зону нефтеобразования к началу мелового периода они не вошли. Вместе с тем пермские отложения пригеосинклинальных районов уже к началу юры были погружены на глубину до 2,5 км, судя по палеогеотермическим градиентам, вошли в главную зону нефтеобразования. Предъюрский межформационный разрыв, фиксируемый по отсутствию в разрезе отложений верхнего, а иногда и среднего отдела триаса, заметного влияния на формирование геотермического поля и геологической структуры территории не оказал. Различия в интенсивности погружения привели к формированию крупных конседиментационных положительных структурных форм.

Основными особенностями нефтегазообразования в Вилюйской зоне являются:

— низкие значения палеогеотермических градиентов, что обусловило позднее время вхождения пермо-триасовых отложений в главную зону нефтеобразования. Позднемезозойские отложения вошли в главную зону нефтеобразования только в прикладчатых частях территории. В связи с этим естественно предположить, что генерация углеводородов, особенно жидких, протекала с большей интенсивностью в восточных районах;

— размещение месторождений в тесной связи с динамикой формирования крупных конседиментационных положительных структурных форм. Региональный подъем территории в плиоцен привел к активизации процессов миграции углеводородов в пределах Хапчагайского мегавала и перестроению уже существующих залежей Лунгхиско-Келинского мегапрогиба;

— залежи газа с высоким конденсатным фактором и небольшими оторочками нефти приурочены к локальным поднятиям и более крупным структурным формам повышенными палеогеотермическими градиентами.

Необходимо отметить также и основные различия нефтегазообразования в собственно мезозойских (Усть-Енисейская, Балахнинская и Вилюйская) и верхнепалеозойско-мезозойских (Хатангская и Предверхоанская) депрессионных зонах. Если для первых характерна преимущественно газонасыщенность верхнепалеозойско-мезозойских отложений, то для вторых — нефтеносность. Объясняется это как спецификой тектонического развития отдельных частей пояса мезозойских депрессий, так и своеобразием источников углеводородов и особенностями их преобразования.

В рассеянном органическом веществе собственно мезозойских депрессий преобладает гумусовая составляющая, особенно в нижнемеловой субконтинентальной слабоугленосной формации Усть-Енисейской зоны и верхнепермской угленосной формации Вилюйской зоны. Степень катагенетического преобразования органического вещества формаций, залегающих в основании комплекса выполнения впадин, а также верхнепалеозой-

ской угленосной формации, не превышает этапа МК₂. На этом этапе как в гумусово-сапропелевом, так и в сапропелево-гумусовом веществе происходит интенсивная генерация битумоидов, причем в гумусовом органическом веществе интенсивность новообразования в 1,5—2 раза меньше [9]. Нефтепроизводящий потенциал мезозойских и верхнепалеозойских отложений по этой причине несколько снижается, хотя и не в такой мере, чтобы вообще затормозить нефтеобразование.

Преимущественно газонасыщенность мезозойских зон объясняется также имеющимися модельными представлениями [14]. При низких геотермических градиентах, зафиксированных в этих зонах, процесс преобразования органического вещества, десорбция из пород, миграция и аккумуляция находящихся в водорастворенном состоянии углеводородов происходят при более высоких давлениях, чем при нормальных градиентах. Так, на этапах МК₁ — МК₂ при градиентах 1,5°C/100 м эта разница составляет 250—350 атм. Повышение давления, согласно теории абсолютных скоростей реакций [2], уменьшает константу скорости образования углеводородов в зависимости от величины молекулярного объема выделенных углеводородов. Причем, чем больше молекулярный объем углеводородов, выделяющихся из органического вещества, тем меньше их будет в образующейся смеси. Иными словами, повышение давления смещает процесс преобразования в сторону «облегчения» углеводородного состава. Это явление А. Д. Луговцовым и В. И. Москвиным [12, 14] было названо эффектом «фильтра давления». Не менее важны последствия повышения давления при сорбции — десорбции, растворении — выделении углеводородов. В обоих случаях повышенные давления препятствуют десорбции и выделению углеводородов из флюидов [17, 21], при этом особенно заметные влияния оказали давления на константы фазовых равновесий тяжелых углеводородов.

Итак, условия генерации и эмиграции углеводородов имели решающее влияние на нефтеносность и газонасыщенность мезозойских депрессий. Более благоприятные условия генерации и эмиграции жидких углеводородов существовали в районах с повышенным геотермическим градиентом и интенсивными тектоническими движениями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М.: Наука, 1967. 328 с.
2. Глестон С., Лайдлер К., Эйринг Г. Теория абсолютных скоростей реакций. М.: ИЛ, 1948. 584 с.
3. Грамберг И. С. О взаимоотношении пермских и триасовых отложений на севере Средней Сибири. — В кн.: Сборник статей по геологии Арктики. Л.: НИИГА, 1959, с. 44—51.
4. Гребенюк В. В., Гурари Ф. Г., Луговцов А. Д., Москвин В. И. Некоторые закономерности размещения зон нефтегазонакопления в краевых депрессиях Сибирской платформы. — В кн.: Закономерности размещения скоплений нефти и газа на Сибирской платформе. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1979, с. 126—139.
5. Гурари Ф. Г. и др. Методика составления тектонической карты. — В кн.: Тектоника мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971, с. 5—15.
6. Изосимова А. И. Нефтепроизводящие отложения Вилюйской синеклизы и Предверхоанского прогиба. — В кн.: Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск: Наука, 1975, с. 130—149.
7. Калинин М. К. Геология и нефтегазонасыщенность полуострова Нордкин (Юрунг-Тумус). М. — Л.: Глосевмориздат, 1953. 196 с.
8. Конторович А. Э., Полякова И. Д., Трушков П. А. и др. Геохимия мезозойских отложений нефтегазонасыщенных бассейнов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971. 87 с.
9. Конторович А. Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазонасыщенности. М.: Недра, 1976. 249 с.
10. Лазуркин Д. В. Тектоническое строение Лено-Анабарского синклинария. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазонасыщенность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М.: Недра, 1968, с. 163—167.

11. Лазуркин Д. В. Геологическое строение Удвинского и Вилуйского внутренних углов Сибирской платформы. — В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Советской Арктики. Л.: Недра, 1972, с. 78—81.
12. Луговцов А. Д., Москвин В. И. Об особенностях формирования зон нефтегазо-накопления в юрско-меловых отложениях Енисей-Хатангского регионального прогиба. — В кн.: Органическое вещество в современных ископаемых осадках (тезисы докладов). М.: МГУ, 1979, 195 с.
13. Луговцов А. Д., Москвин В. И. Об особенностях тектонического развития Енисей-Хатангского регионального прогиба в связи с размещением зон нефтегазо-накопления. — В кн.: Новые данные по тектонике нефтегазоносных областей Сибири. Новосибирск.: СНИИГиМС, 1979, с. 59—65.
14. Луговцов А. Д., Москвин В. И. Об особенностях формирования зон нефтегазо-накопления в юрско-меловых отложениях Енисей-Хатангского прогиба. — Геол. нефти и газа, 1980, № 4, с. 10—15.
15. Любимова Е. А. и др. Обзор данных по тепловым потокам в СССР. — В кн.: Теп-ловые потоки из коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1973, с. 154—193.
16. Микуленко К. И. Подводно-оползневые образования в нефтегазоносных отложе-ниях Вилуйской синеклизы и Предверхоянского прогиба. — В кн.: Лено-Вилуй-ская нефтегазоносная провинция. М.: Наука, 1969, с. 65—71.
17. Намиот А. Ю., Бондарева Н. М. Растворимость газов в воде под давлением. М.: Гостоптехиздат, 1963. 147 с.
18. Сакс В. И. О тектоническом развитии Хатангской впадины на протяжении мезо-зойской эры. — В кн.: Сборник статей по геологии Арктики. Л.: НИИГА, 1959, с. 74—92.
19. Сафронов А. Ф. Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Пред-верхоянского прогиба. Новосибирск: Наука, 1974. 112 с.
20. Трофимук А. А., Конторович А. Э. Некоторые вопросы теории органического про-исхождения нефти и проблемы диагностики нефтепроизводящих толщ. — Геол. и геофиз., 1965, № 12, с. 3—14.
21. Шейдеггер Л. Э. Физика течения жидкостей через пористые среды. М.: Гостоптех-издат, 1960. 250 с.

И. Д. Полякова, Е. И. Соболева, Г. Ф. Степаненко

ИНТЕНСИВНОСТЬ ЭМИГРАЦИИ ЖИДКИХ И ГЕНЕРАЦИИ ГАЗООБРАЗНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ ИЗ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ХАТАНГСКО-ВИЛУЙСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Количественная оценка эмиграционно-генерационного потенциала нефтегазопроизводящих отложений по отдельным областям Хатангско-Вилуйской нефтегазоносной провинции (НГП) объемно-генетическим ме-тодом проводилась неоднократно [7, 8, 14]. Его теоретические основы в последние два десятилетия разрабатывались советскими учеными С. Г. Не-ручевым, А. Э. Конторовичем, Е. А. Рогозиной, А. А. Трофимуком, В. А. Успенским. Этот метод широко используется при качественном и количественном прогнозе нефтегазоносности территорий разной степени изученности.

Геохимическая информация по новым площадям позволяет с единых позиций объемно-генетического метода показать нефтегазопроизводящие свойства отложений всей провинции в целом и внести коррективы в преж-ние оценки по отдельным областям. В настоящей работе, выполнявшейся под руководством профессора А. Э. Конторовича, сделаны некоторые уточнения в расчетах и терминах. Считаю необходимым привести соот-ветствующие разъяснения.

Под интенсивностью эмиграции жидких и генерации газообразных углеводородов (УВ) понимается количество УВ, эмигрировавших или генерированных в блоке пород с основанием в 1 км^2 и высотой, отвеча-ющей мощности расчетного комплекса от начала катагенеза органического вещества (ОВ) до той его градации, при которой комплекс достиг макси-

мальной глубины погружения. Объемная плотность эмиграции жидких и генерации газообразных УВ определяется для 1 км^3 пород комплекса в интервале тех же грааций катагенеза ОВ.

В расчеты вводились ограничения, связанные с влиянием на процес-сы газообразования факторов аккумуляции и катагенеза. Так, количест-венная оценка объема генерированных углеводородных газов проводилась без учета этапов и подэтапов катагенеза ОВ; в которые происходило пол-ное рассеивание газов. Вследствие этого газы, которые не могли сохра-ниться в ловушках к настоящему моменту, в расчет не вошли. Историко-генетические построения показали, что газы, подвергшиеся рассеиванию, обычно продуцировались в верхней зоне газообразования.

Интенсивность и объемные плотности эмиграции жидких и генерации газообразных УВ оценивались для отдельных нефтегазоносных комплек-сов и всего нефтегазоносного этажа в целом. На территории Хатангско-Вилуйской НГП этаж нефтегазоносных отложений имеет широкий стра-тиграфический диапазон, охватывающий пермь, триас, юру и мел. Нефте-газоносные отложения образованы чередующимися песчано-алевролитов-ыми и алеврито-глинистыми толщами. Их стратиграфическое расчлене-ние соответствует схеме, принятой в 1978 г. на Межведомственном сове-щании в г. Новосибирске.

Выделение нефтегазоносных комплексов в Хатангско-Вилуйской НГП проводилось на понятийной основе, близкой той, которая дана в ра-боте [4]. Под нефтегазоносным комплексом в ней понимается геологиче-ское тело, прослеживающееся в пределах большей части нефтегазоносной области, которое представляет примерно однообразное литолого-стра-тиграфическое подразделение с близкими свойствами литологического состава и строения, с однотипным составом и закономерностями распре-деления ОВ, битумоидов. Условия генерации, эмиграции и аккумуляции УВ, закономерности локализации их залежей в разрезе комплекса близ-ки по всей площади его распространения. Нефтегазоносные комплексы отделяются друг от друга региональными покровными.

В состав Хатангско-Вилуйской НГП входят четыре нефтегазоносных области (НГО); Вилуйская, Предверхоянская, Лено-Анабарская и Ени-сей-Хатангская, территориально соответствующие одноименным надпо-рядковым структурам [6].

В верхнепермско-юрском разрезе нефтегазоносного этажа Вилуйской и Предверхоянской НГО отмечаются только две существенно глинистые толщи, обладающие хорошими экраняющими свойствами на большей части площади [1, 2, 5, 11]. Это неджелинская (нижний инд) и суптарская (тоар) свиты, по которым разрез расчленяется на два региональных неф-тегазоносных комплекса: верхнепермско-нижнетриасовый и триасово-нижнеюрский.

Верхнепермско-нижнетриасовый комплекс состоит из мощной (1000—3000 м) песчано-алевролитово-глинистой толщи верхней перми, перекрытой глинистыми отложениями нижнего инда, мощностью не более 50—100 м. В комплексе выделяются продуктивные горизонты, с которыми связаны газовые и газоконденсатные залежи, отдельные из них с нефтя-ными оторочками. ОВ верхнепермско-нижнетриасового комплекса Вилуй-ской и Предверхоянской НГО характеризуется высокими содержаниями $S_{орг}$ (средневзвешенное значение на толщину — 1,17%). ОВ присутствует как в рассеянной, так и в концентрированной форме. По составу преобла-дает гумусовое ОВ, гумито-сапропелитовый тип отмечается редко, в основ-ном в глинистых слоях разреза. Степень катагенетической преобразо-ванности ОВ изменяется от ПК до МК₃. Средние содержания битумоидов в глинах и аргиллитах составляют 0,08%, в песчаниках — 0,02%. Глав-

* Шкала катагенетической преобразованности ОВ взята по А. Э. Конторовичу [9].

Масштабы эмиграции жидких 10^6 усл. ед. генерации газообразных 10^6 усл. ед. углеводородов Хатангско-Вилуйской НГО

Нефтегазоносный комплекс	Вилуйская и Пред- верхоянская НГО		Лено-Анабарская НГО		Енисей-Хатанг- ская НГО	
	Жидкие	Газооб- разные	Жидкие	Газооб- разные	Жид- кие	Газооб- разные
P_2-T_1	236	528	140	90		
T_1-J_1	170	138				
J_{1+2}					290	360
J_2					44	42
K_1, nc					45	34
$K_1-K_2, ap-t$					32	
Всего	406	666	140	90	411	436

ная зона нефтеобразования на территории Вилуйской НГО приурочена к интервалу глубин 3300—4100 м, а зона глубинного газообразования начинается с 4100 м. В пределах Предверхоянской НГО зоны нефте- и газообразования имеют более высокое гипсометрическое положение и меньшие мощности [12].

По нашим подсчетам, породы верхнепермско-нижнетриасового нефтегазоносного комплекса продуцировали $236 \cdot 10^6$ усл. ед. жидких и $528 \cdot 10^6$ усл. ед. газообразных УВ (см. таблицу). Интенсивность эмиграции жидких УВ на территории НГО достигает $1000-2500$ усл. ед./км², генерации газообразных — 15000 усл. ед./км². Средняя объемная плотность соответственно равна 1400 усл. ед./км³ и 3200 усл. ед./км³.

Триас-нижнеюрский нефтегазоносный комплекс, выделенный на территории Вилуйской и Предверхоянской НГО, представлен переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Он содержит 11 продуктивных горизонтов. Его региональным экраном является сунтарская свита верхнего лейаса, средняя мощность которой в пределах Вилуйской гемисинеклизы 50 м.

В породах комплекса преобладают ОВ терригенных неугленосных формаций. Основная форма его присутствия рассеянная. Тип ОВ для триасовой и нижне-среднелейасовой частей комплекса преимущественно смешанный: гумито-сапропелиты и сапропелито-гумиты. В глинистой толще сунтарской свиты преобладает рассеянное ОВ, в составе которого доминирует планктоногенная составляющая.

Средневзвешенные содержания $C_{орг}$ в осадочной толще триаса составляют 0,2% (это минимальные значения для мезозойских отложений Вилуйской НГО), в нижнеюрской толще они несколько выше — 0,6%. Концентрации битумоидов в породах триас-нижнеюрского комплекса — в песчаниках и алевролитах 0,018%, в глинах и аргиллитах 0,028%.

Катагенез ОВ в породах триас-нижнеюрского комплекса изменяется от ПК до МК₂ и лишь в отложениях нижнего триаса (таганджинская свита) возможно, что преобразование ОВ в зоне, примыкающей к Верхоянской складчатой области, дошло до этапа МК₃. В этой зоне могло происходить катагенетическое преобразование жидкой фазы углеводородов в газообразную.

Интенсивность и объемная плотность эмиграции жидких и генерации газообразных УВ в породах триас-нижнеюрского комплекса значительно ниже, чем в пермско-нижнетриасовом. В среднем с 1 км³ эмигрировало 400 усл. ед. жидких УВ и 500 усл. ед. газообразных. В целом на территории Вилуйской и Предверхоянской НГО из пород данного комплекса эмигри-

ровало жидких УВ $170 \cdot 10^6$ усл. ед. и газообразных $138 \cdot 10^6$ усл. ед. (см. таблицу).

Интенсивность эмиграции жидких и генерации газообразных УВ на площади варьирует в широком диапазоне. Для жидких УВ — от 10 усл. ед. до 1000 усл. ед./км², для газообразных — от 250 усл. ед. до 1000 усл. ед./км².

В основании разреза верхнепалеозойско-мезозойских осадочных терригенных пород Лено-Анабарской НГО, на территории которой расположены одноименный мегапрогиб и Анабаро-Хатангская седловина, выделяется пермско-нижнетриасовый региональный нефтегазоносный комплекс. Он является основным генератором жидких и газообразных УВ.

Экраном для этого комплекса служат глинистые образования нижнего триаса, широко распространенные на описываемой территории. Они изолируют отложения перми, содержащую горизонты регионального коллектора, от лежащих выше пород.

Отложения пермско-нижнетриасового комплекса, являющиеся мелководно-морскими, прибрежными и лагуно-континентальными образованиями, содержат ОВ типа гумито-сапропелитов, реже сапропелитогумитов. Преобладает рассеянная форма захоронения ОВ. Однако ОВ встречается и в концентрированной форме. Например, на территории Анабаро-Хатангской седловины в мелководно-морских отложениях отмечаются прослои угля мощностью до 1,5 м.

Средневзвешенные содержания $C_{орг}$, рассчитанные для толщ пермских отложений, составляют 0,98%, битумоидов — 0,07%.

Катагенез ОВ пермско-нижнетриасового нефтегазоносного комплекса для преобладающей части Лено-Анабарской НГО находится в градациях ПК и МК₁. Только в наиболее погруженной зоне прогиба, примыкающей к складчатой Оленекской ветви Верхоянья, катагенетически превращения ОВ достигают МК₂. Вероятно, пермско-нижнетриасовые отложения на современном этапе развития Лено-Анабарского мегапрогиба находятся в главной зоне нефтеобразования.

Всего из пород пермско-нижнетриасового комплекса Лено-Анабарской НГО эмигрировало $140 \cdot 10^6$ усл. ед. жидких и $90 \cdot 10^6$ усл. ед. газообразных УВ (см. таблицу). На площади Лено-Анабарской НГО объемные плотности эмиграции жидких УВ варьируют в пределах $250-5000$ усл. ед./км³, генерации газообразных УВ — $500-1000$ усл. ед./км³. Интенсивность эмиграции жидких УВ достигает 1000 усл. ед./км² и более, генерации газообразных — $1000-2500$ усл. ед./км².

Известная нефтегазоносность Енисей-Хатангской НГО связана с юрскими и меловыми отложениями, в разрезе которых выделено четыре региональных нефтегазоносных комплекса: нижне-среднеюрский, верхнеюрский, неокомский и нижне-верхнемеловой. Последний в восточной части НГО отсутствует вследствие выклинивания коллектора. Основой для расчленения разреза на названные нефтегазоносные комплексы послужили материалы Е. Г. Бро [3] по региональным коллекторам и региональным покровкам и данные В. Я. Шерихоры, А. Л. Хименчук [16] по резервуарам Енисей-Хатангского регионального прогиба.

Органическое вещество юрских отложений характеризуется смешанным составом. По генетическому типу оно относится к гумито-сапропелитам и сапропелито-гумитам. Основная форма нахождения ОВ — рассеянная. Средневзвешенные содержания $C_{орг}$ в толще юрских отложений несколько более 1%, битумоидов — около 0,04%. Степень катагенетической преобразованности ОВ варьирует от ПК на платформенных склонах Енисей-Хатангского регионального прогиба до МК₂ в его западной части. Юрские отложения наиболее погруженных частей Центрально-Таймырского и целой серии других внутренних мегапрогибов находятся в главной зоне нефтеобразования и частично глубинной зоне газообразования.

Из пород нижне-среднеюрского комплекса эмигрировало $290 \cdot 10^6$ усл.ед. жидких, $360 \cdot 10^6$ усл.ед. газообразных УВ (см. таблицу). Объемная плотность эмиграции жидких УВ по площади Енисей-Хатангской НГО изменяется от 100 усл.ед./км² до 2500 усл.ед./км², а генерации газообразных — от 500 усл.ед. до 2500 усл.ед./км². Интенсивность эмиграции и генерации УВ возрастает к центральным, наиболее прогнутым частям Енисей-Хатангского регионального прогиба, где она имеет значения 2500—5000 усл.ед./км² для жидких УВ и столько же (в усл.ед./км²) для газообразных.

Из отложений верхнеюрского нефтегазоносного комплекса эмигрировало $44 \cdot 10^6$ усл.ед. жидких и $42 \cdot 10^6$ усл.ед. газообразных УВ (см. таблицу). Объемные плотности эмиграции и генерации УВ возрастают с востока (250 усл.ед./км² нефти и 500 усл.ед./км² газа) на запад (1000 усл.ед./км² нефти и 1000 усл.ед./км² газа). Интенсивность эмиграции жидких УВ достигает 500 усл.ед./км², а генерации газообразных — 750 усл.ед./км².

Большинство открытых газовых и газоконденсатных месторождений в Енисей-Хатангской НГО приурочено к неокомскому нефтегазоносному комплексу — основному продуктивному комплексу НГО. В нем выделяется 18 горизонтов — коллекторов, с которыми связаны залежи УВ [10]. Нижне-верхнемеловой комплекс, включающий в себя отложения аптурона, территориально ограничен западной половиной НГО.

ОВ отложений этих двух комплексов по генетическому типу относится к сапропелито-гумитам и гумитам. Накапливалось оно в рассеянной и концентрированной формах. Средневзвешенные содержания $C_{орг}$ в толще меловых отложений составляют 0,62%, битумоидов — 0,025%. Катагенетические превращения ОВ в кровле неокомских отложений соответствуют грациям ПК и МК₁. В Центрально-Таймырском мегапрогибе катагенез ОВ находится на переходном этапе МК₁—МК₂.

Из пород неокомского нефтегазоносного комплекса эмигрировало $45 \cdot 10^6$ усл.ед. жидких и $34 \cdot 10^6$ усл.ед. газообразных УВ (см. таблицу). Объемные плотности на площади изменяются незначительно, и на большей части НГО для нефти они составляют 250 усл.ед./км², для газа — 300 усл.ед./км². Интенсивность эмиграции и генерации УВ варьирует на площади в более широком диапазоне: от 50 усл.ед. до 1000 усл.ед./км² (нефть) и от 100 усл.ед. до 750 усл.ед./км² (газ).

Из нижне-верхнемелового нефтегазоносного комплекса эмигрировало $32 \cdot 10^6$ усл.ед. жидких УВ (см. таблицу). Расчет генерации газообразных УВ для этого комплекса не проводился, поскольку катагенез ОВ не достигает тех граций, при которых может происходить активная генерация газообразных УВ, сопровождающаяся их аккумуляцией. В среднем с 1 км³ отложений нижне-верхнемелового комплекса эмигрировало 250 усл.ед. жидких УВ. Интенсивность эмиграции жидких УВ из пород данного комплекса на площади изменяется очень незначительно. В погруженной западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба она несколько превышает 250 усл.ед./км².

Как видно из таблицы и дополняющего ее описания, все рассмотренные нефтегазоносные комплексы Хатангско-Вилуйской НГП обладают достаточно высоким потенциалом к углеводородообразованию. Однако среди них выделяются комплексы, поставляющие особенно большие количества УВ. Последние составляют основную часть от общей массы УВ, продуцированных отложениями всего нефтегазоносного этажа. В Вилуйской и Предверхоинской НГО главным генерирующим комплексом является верхнепермско-нижнетриасовый, в Лено-Анабарской НГО — пермско-нижнетриасовый, в Енисей-Хатангской — нижне-среднеюрский.

Интенсивность эмиграции жидких и генерации газообразных УВ в осадочных образованиях нефтегазоносного этажа Хатангско-Вилуйской НГП изменяется в широком диапазоне (рис. 1; 2). На территории Вилуйской и Предверхоинской НГО, где оцениваются нефтегазопроизводящие

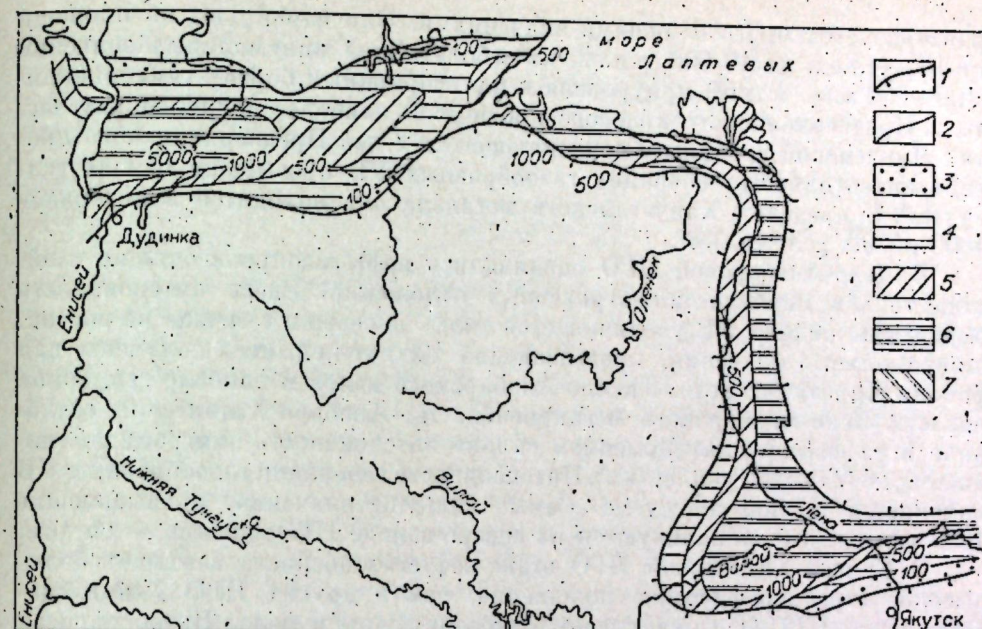


Рис. 1. Схема интенсивности эмиграции жидких углеводородов из нефтегазоносных отложений Хатангско-Вилуйской НГП.

1 — граница НГП, интенсивность эмиграции жидких УВ (усл.ед./км²): 2 — границы зон, 3 — < 100, 4 — 100—500, 5 — 500—1000, 6 — 1000—5000, 7 — > 5000.

свойства верхнепермско-нижнеюрских отложений, интенсивность эмиграции жидких УВ от 100 усл.ед./км² на платформенных склонах депрессий возрастает до 1000—2500 усл.ед./км² в центре Вилуйской гемисинеклизы и глубокой части Предверхоинского краевого прогиба, примыкающей к складчатой области. Интенсивность генерации углеводородных газов ха-

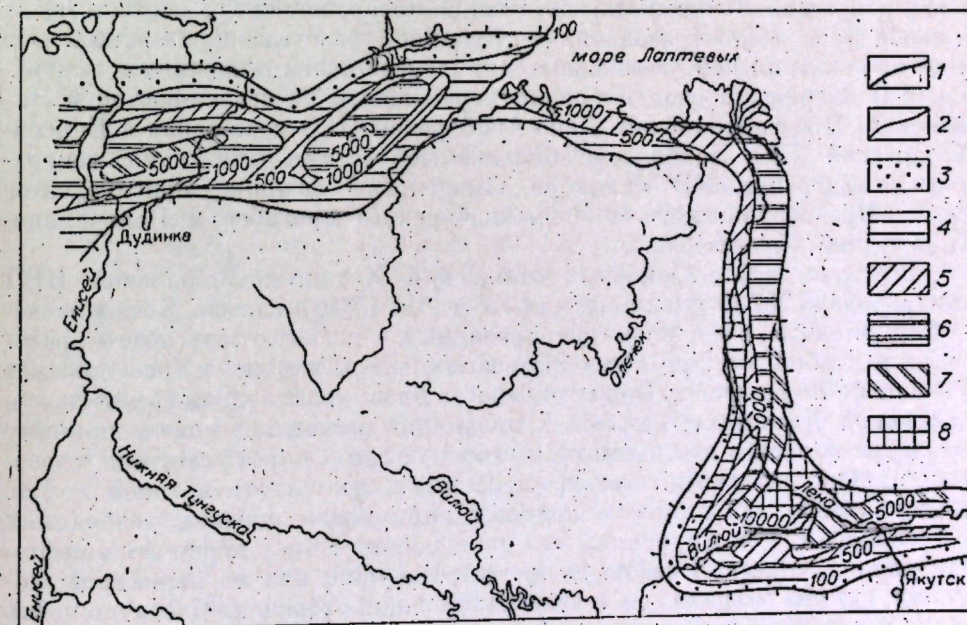


Рис. 2. Схема интенсивности генерации газообразных углеводородов из нефтегазоносных отложений Хатангско-Вилуйской НГП.

1 — граница НГП, интенсивность генерации газообразных углеводородов (усл.ед./км²): 2 — границы зон, 3 — < 100, 4 — 100—500, 5 — 500—1000, 6 — 1000—5000, 7 — 5000—10000, 8 — > 10000.

рактеризуется много большими значениями. Они варьируют на площади от 100 усл.ед. до 10 000 усл.ед./км² и более. Зона минимальных значений (100—500 млн. м³/км²) приурочена к платформенным бортам гемисинеклизы и Предверхоанского краевого прогиба. В наиболее погруженных частях Линденской впадины и сочленяющегося с ней Предверхоанского прогиба интенсивность генерации газообразных УВ превышает 10 000 усл.ед./км². В пределах Хапчатайского мегавала она находится в интервале 1000—5000 усл.ед./км².

В Лено-Анабарской НГО оценивались нефтегазопроизводящие свойства только пермско-нижнетриасовых отложений. Здесь интенсивность эмиграции жидких УВ увеличивается с юга на север и с запада на восток. Максимальные значения, превышающие 1000 усл.ед./км², получены для района Харатумусского, Тигяно-Анабарского валов и наиболее глубокой области Лено-Анабарского мегапрогиба. На Анабаро-Хатангской седловине и на южном платформенном склоне интенсивность эмиграции понижается до 500—100 усл.ед./км². Интенсивность генерации газообразных УВ изменяется по той же схеме. Самые большие значения, превышающие 1000 усл.ед./км², локализуются на северо-западе НГО, низкие — на юге.

В Енисей-Хатангской НГО этап нефтегазоносности занимает более высокое стратиграфическое положение, чем в других НГО Хатангско-Вилуйской НГП. Он охватывает отложения юры и мела. Интенсивности эмиграции жидких и генерации газообразных УВ, рассчитанные для этих отложений, имеют близкие значения и однотипное распределение на площади, нарастая к центральным внутренним частям Енисей-Хатангского регионального прогиба—500—1000 усл.ед./км² (нефть) и 500—1000 усл.ед./км² (газ). На западе Енисей-Хатангского регионального прогиба, где выделяется Центрально-Таймырский мегапрогиб, и на востоке, в районе Туровского мегапрогиба, интенсивность генерации газообразных УВ имеет значения, превышающие 5000 усл.ед./км².

Распределение интенсивностей на территории Хатангско-Вилуйской НГП показало, что мощные очаги генерации и эмиграции УВ из пермско-меловых отложений располагаются во внутренних наиболее прогнутых зонах депрессий. В них катагенетические превращения ОВ соответствуют главной фазе нефтеобразования и глубинной фазе газообразования. По мере омоложения нефтегазоносных комплексов очаги генерации и эмиграции УВ сокращали свои площади, перемещаясь на северо-восток в Вилуйской, Предверхоанской, Лено-Анабарской НГО и на запад в Енисей-Хатангской НГО. Наиболее стабильными областями интенсивной генерации и эмиграции УВ являются Линденская впадина, прикладчатое крыло Предверхоанского и Лено-Анабарского прогибов и Центрально-Таймырский мегапрогиб.

Всего из нефтегазоносных отложений Хатангско-Вилуйской НГП эмигрировало 957 10⁶ усл.ед. жидких УВ и 1192 10⁶ усл.ед. газа. Хотя в расчете был учтен газ, в основном генерированный в главную фазу нефтеобразования и глубинную фазу газообразования, массы жидких и газообразных УВ близки по величине. Общеизвестность преимущественной газоносности отложений Хатангско-Вилуйской провинции заставляет искать причину смещения фазового соотношения в сторону газа. Скорее всего оно вызвано стадийностью вертикальной миграции, в результате которой нефть, первоначально заполнявшая ловушки, при более поздних генерациях вытеснялась газом. Глубинный газ, попадавший в зону первичного нефтенакопления, отеснял нефть за пределы ловушки или на периферию ловушки, где она сохранялась в виде маломощной оторочки. Частично нефть могла переходить и в газоконденсатное состояние. Такой механизм образования газовых и газоконденсатных залежей с нефтяными оторочками предполагается в Хапчатайском районе [13, 15].

Приведенные материалы и их интерпретация позволяют считать, что

огромные массы глубинного газа, эмигрировавшие из угленосных пород перми Вилуйской и Предверхоанской НГО и субугленосных пород нижней—средней юры Енисей-Хатангской НГО, привели к переформированию залежей, придав преимущественно газоносный облик отложениям этих НГО Хатангско-Вилуйской НГП.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонова Т. Ф., Пода А. Г., Гурова Т. И. Закономерности распределения экранов в мезозойских отложениях Сибири. — В кн.: Роль литогенеза в формировании и сохранении залежей нефти и газа. М.: Недра, 1974, с. 108—124.
2. Афанасьев Ю. Т., Гайдебурова Е. А., Микуленко К. И. Перспективы нефтегазоносности триасовых и юрских отложений Вилуйской гемисинеклизы и Предверхоанского прогиба. — Геол. нефти и газа, 1966, № 10, с. 21—25.
3. Бро Е. Г. Коллектора и покрышки в юрско-меловом разрезе. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л.: НИИГА, 1971, с. 40—54.
4. Геология нефти и газа Западной Сибири/Конторович А. Э., Нестеров И. И., Салманов Ф. К. и др. М.: Недра, 1975, 680 с.
5. Грубов Л. А. Некоторые гидрогеологические закономерности в мезозойских отложениях восточной части Якутского артезианского бассейна в связи с нефтегазоносностью. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Западной Якутии. Л.: Недра, 1966, с. 252—257.
6. Карта перспектив нефтегазоносности Сибирской платформы/Под ред. Л. И. Ровнина, В. В. Семеновича, А. А. Трофимука. Новосибирск: Наука, 1980.
7. Конторович А. Э., Полякова И. Д., Трушков П. А. и др. Геохимия мезозойских отложений нефтегазоносных бассейнов Сибири. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971. 87 с.
8. Конторович А. Э., Полякова И. Д., Стасова О. Ф. и др. Органическая геохимия мезозойских нефтегазоносных отложений Сибири. М.: Недра, 1974. 189 с.
9. Конторович А. Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М.: Недра, 1976. 250 с.
10. Кузнецов Л. Л. Индексация и корреляция юрских и меловых продуктивных горизонтов в западной части Енисей-Хатангского прогиба. — В кн.: Енисей-Хатангская нефтегазоносная область. Л.: НИИГА, 1974, с. 29—33.
11. Матвеев В. Д., Горшенин Ю. Д. Лено-Вилуйская область — новый нефтегазоносный район Сибири. — В кн.: Материалы по литологии и полезным ископаемым Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1967, с. 125—132.
12. Перозно Г. И., Полякова И. Д., Богородская Л. И., Соболева Е. И. О катагенезе пород и органического вещества. — В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках (Седикахиты). М.: МГУ, 1979, с. 220—221.
13. Полякова И. Д., Степаненко Г. Ф. Распределение эпипитумондов в продуктивных горизонтах Хапчатайского газоносного района. — Геол. нефти и газа, 1980, № 1, с. 9—15.
14. Сороков Д. С. Органическое вещество юрско-меловых пород. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л.: НИИГА, 1971, с. 83—91.
15. Филатов С. С., Дворкина Г. И., Половникова И. А. К характеристике битумондов расселинного органического вещества в верхнепермских и мезозойских отложениях Вилуйской синеклизы и Предверхоанского прогиба. — В кн.: Геологическое строение и вопросы нефтегазоносности Якутской АССР. Л.: ВНИГРИ, 1976, с. 53—71.
16. Шерихора В. Я., Хименчук А. Л. Резервуары нефти и газа Енисей-Хатангского регионального прогиба. — В кн.: Коллектора и экраны палеозойских и мезозойских отложений Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1980, с. 16—22.

ГЛАВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ НЕФТЕПОИСКОВЫХ РАБОТ ПО ОЦЕНКЕ ЗОНЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ВЫКЛИНИВАНИЯ ОКСФОРД-КИМЕРИДЖСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (J₂) В ЮЖНОЙ ПОЛОВИНЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ (НА ПРИМЕРЕ ИРТЫШ-ВАСЮГАНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ)

Изучение зон регионального выклинивания нефтегазоносных комплексов отложений в осадочных бассейнах относится к числу важнейших проблем прогноза и поиска различных типов залежей нефти и газа.

Для юрского комплекса отложений Западно-Сибирской плиты эти вопросы впервые освещены в работе А. А. Трофимука и Г. М. Таруца [3]. В ней рассмотрены основные закономерности изменения литолого-фациальных и структурных особенностей юрских осадков на юге Западно-Сибирской плиты в зоне перехода от погруженной внутренней области к ее приподнятому внешнему поясу.

Более детальные исследования зоны регионального выклинивания нефтепродуктивных комплексов отложений верхней юры в пределах Иртыш-Васюганского междуречья были начаты также по инициативе А. А. Трофимука. Этими исследованиями предусматривалось прогнозирование ряда наиболее перспективных объектов для поисков залежей нефти и газа как антиклинального, так и неантиклинального типа. В основу исследований положен комплексный анализ геолого-геофизических материалов, включающих высокоточную аэромагнитную съемку, детальную площадную гравиметровую съемку различных масштабов, сейсморазведки МОВ, МОГТ, КМПВ, глубокое нефтегазопроисловое бурение, полный комплекс промыслово-геофизических работ, современный рельеф дневной поверхности и космические снимки.

В результате анализа всей полученной информации установлено следующее.

Полифациальные юрские отложения в пределах южной половины Западно-Сибирской плиты в региональном плане можно четко разделить на два нефтегазоносных комплекса (НГК). Первый комплекс охватывает отложения нижней—средней юры и частично триаса. Он представлен терригенными песчано-глинистыми осадками преимущественно лагуно-континентальных фаций, объединенных в тюменскую свиту (плинсбах — ранний келловей). Второй нефтегазоносный комплекс составляют породы верхней юры, представленные песчано-глинистыми разностями, накопленными в морских и прибрежно-морских условиях.

Отложения тюменской свиты (1 НГК) на большей части рассматриваемой территории залегают непосредственно на породах докембрийского фундамента и формируют базальный комплекс платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. Регионально мощность пород тюменской свиты изменяется от нуля в пределах приподнятого Внешнего пояса до 500—600 м в погруженных частях Внутренней области. Локальные изменения мощностей этих пород происходят в зависимости от морфологии рельефа поверхности докембрийского фундамента.

Рельеф поверхности фундамента обуславливается главным образом вертикальными подвижками блоков фундамента, максимальная дифференциация которых отмечается в юрское время, причем подвижки блоков фундамента контролировали не только общую мощность отложений тюменской свиты, но и в значительной части их литолого-фациальные особенности.

В стратиграфическом диапазоне пород первого нефтегазоносного комплекса известны многочисленные проявления нефти и газа, однако до настоящего времени крупных залежей пока не обнаружено.

Верхнеюрские отложения (келловей, оксфорд, кимеридж), объединяющие васюганскую и георгиевскую свиты, нами относятся ко второму НГК; глинистые породы баженновской свиты вместе с вышележащими отложениями куломзинской рассматриваются как верхнеюрско-валанжинский водоупор.

Накопленный в настоящее время большой фактический материал по нефтегазоносности юрских отложений Западно-Сибирской плиты показывает, что именно второй келловей-оксфорд-кимериджский комплекс пород — главный нефтегазоносный комплекс в пределах южной половины региона. Общая продуктивность его по латерали изменяется в целом симметрично относительно активного центра бассейна осадконакопления. Как правило, таким центром является наиболее тектонически активная часть главного разлома, контролирующего прогибание бассейна. К периферии бассейна диапазон продуктивности комплекса уменьшается, закономерно поднимаясь вверх к глинистому водоупору. Таким образом, на разных расстояниях от главного центра прогибания бассейна осадконакопления наблюдается различный диапазон продуктивности разреза в НГК. Например, в пределах северо-западной части Нурольской впадины и в прилегающих районах продуктивны только песчаные пласты верхнего оксфорда и кимериджа. Нижележащие оксфорд-келловейские отложения в основном водоносны, т. е. характер нефтегазонасыщения песчаной части васюганской свиты позволяет выделять в ней три различные по продуктивности зоны. Продуктивная нефтегазонасыщенная зона выклинивается из разреза в направлении с востока на запад на отметках 2600—2550 м и оконтуривает Верхне-Демьянский мегавал — Каймысовский свод и прилегающую часть Юганской впадины. Водонасыщенная часть разреза выклинивается в том же направлении на более высоком гипсометрическом уровне — 2400 м и оконтуривает присводовые участки локальных структур. Выше отметки 2400 скважинами вскрываются лишь нижние непродуктивные горизонты песчаного комплекса оксфорд-кимериджа.

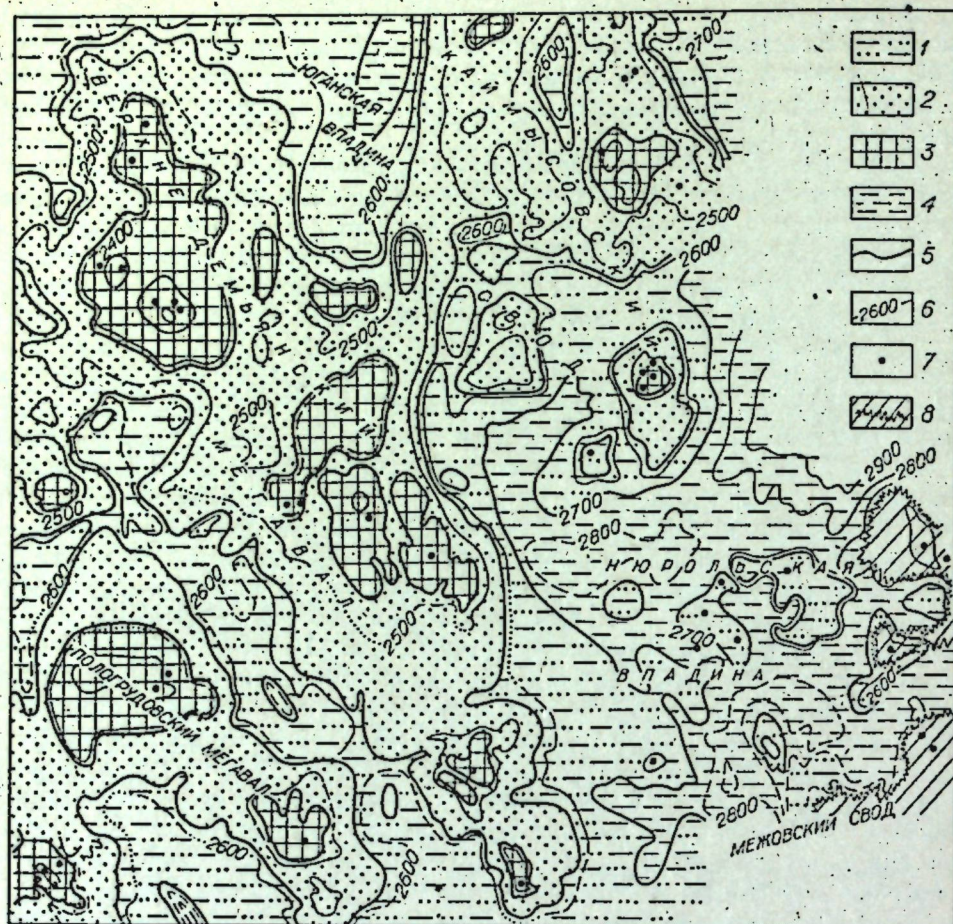
Таким образом, в зоне регионального выклинивания верхнеюрских отложений верхнеоксфордско-кимериджские комплексы пород формируют основной НГК бассейна осадконакопления.

Следовательно, для решения проблемы нефтегазоносности южной и юго-восточной частей Западно-Сибирской плиты необходимо прежде всего откартировать площади распространения верхне-оксфордско-кимериджских пород. Площадь их распространения и определяет границы благоприятного нефтегазоносного бассейна.

Прогнозная литолого-фациальная схема зоны регионального выклинивания отложений кимеридж-оксфорда Иртыш-Васюганского междуречья (см. рисунок), составленная на основе анализа геолого-геофизических материалов, дает возможность оценить палеотектонический режим рассматриваемой части региона на конец кимериджа, а также определить литолого-структурные факторы, влияющие на нефтегазоносность.

Общая геологическая обстановка в юрское время представляется следующей. Пенеппенизированные породы гетерогенного докембрийского фундамента в начале мезозоя в период общей инверсии тектонического режима Западно-Сибирской плиты были расчленены системой глубинных разломов на блоки. Это этап начала формирования платформенного чехла.

В приразломных зонах мезозойской системы разломов в ранней юре развивались, как правило, грабенообразные прогибы, представлявшие собой небольшие раннеюрские бассейны осадконакопления. Те из них, которые развивались наиболее устойчиво и интенсивно в течение длительного времени, были сконцентрированы в обособленные зоны вокруг общего центра прогибания и впоследствии образовали крупные впадины или бассейны.



Прогнозная литолого-фацциальная схема зон регионального выклинивания нефтепродуктивных отложений кимеридж — оксфорда Иртыш-Васюганского междуречья (Составили Е. А. Гайдебурова, Г. М. Таруц, 1980 г.).

Зоны: 1 — развития верхней части нефтепродуктивной толщи кимеридж — оксфорда, 2 — развития нижней части нефтепродуктивной толщи оксфорда, 3 — размыва продуктивных отложений кимеридж — оксфорда, 4 — глинизация отложений кимеридж — оксфорда; 5 — границы литолого-фацциальных зон; 6 — изогипсы отражающего горизонта Па (структурная карта, составленная М. Ф. Шамшиковым, 1979 г.); 7 — пробуренные скважины; 8 — зона фацциального замещения морских и континентальных отложений келловей — оксфорда.

Главными разломами на рассматриваемой территории были Колтогорский (Омский) и Юганский, выделенные впервые И. В. Дербиковым по геофизическим данным. В верховьях р. Васюган эти два глубинных разлома дискордантно пересекаются и в районе Игольской площади образуют тектонический активный центр прогибания, относительно которого в мезозое формируется Нюрольская впадина или Нюрольский нефтегазоносный бассейн. Наиболее глубокая часть его приурочена к активному центру. В результате унаследованно развивавшихся непрерывно-прерывистых относительных нисходящих движений эта впадина формировалась на протяжении всего мезозоя. Работами последних лет В. С. Суркова и др. [2] Омский разлом относится к категории рифтов; главная зона проявления которого отмечается в северной половине Западно-Сибирской плиты и уходит в Карское море. Южная ветвь Колтогорского разлома, простирающаяся в северо-восточном направлении, пересекает ряд крупных тектонических структур фундамента, относящихся, по В. С. Суркову, к горчинской системе и простирающихся в северо-западном направлении. К ним относятся Верхне-Демьянский мегантиклинорий, Тарско-Муромцевский синклинорий и др.

Известно, что для Западно-Сибирской плиты характерна преобладание в развитии платформенных структур от складчато-блоковых палеозойских структур домезозойского фундамента [4]. В зонах, отмеченных выше антиклинорийных структур фундамента, в мезозое в платформенном чехле формируются крупные положительные структуры типа валов и мегавалов. Сопряжение их с главными разломами и приразломными грабнями определяет общую морфоструктуру Нюрольского бассейна. При этом структуры фундамента представляются как некоторые «первичные» элементы по отношению к структурам платформенного чехла и обуславливают их. Наиболее четко они видны в геопотенциальных полях. Им соответствуют крупные отрицательные магнитные и гравитационные аномалии. Эта закономерность общая для всего региона. В пределах крупных мегаструктур платформенного чехла происходит значительное изменение мощности мезозойско-кайнозойских отложений в целом, но наиболее резко изменяются нижние юрские части разреза. На положительных структурах мощность их уменьшается, на отрицательных увеличивается.

Установлено, что максимальная мощность отложений оксфорд-кимериджа наблюдается в наиболее опущенной части в районе Игольской площади. В восточном направлении происходит постепенный подъем верхнеюрских пород и уменьшение их мощности. В самой крайней восточной части на погруженном склоне Межовского антиклинория (Майская приподнятая зона) отмечается фацциальное замещение морских и прибрежно-морских осадков оксфорда и келловей континентальными. В этой зоне проходила восточная граница оксфорд-кимериджского моря, а крупные приподнятые зоны, формировавшиеся в пределах Межовского антиклинория, являлись тем главным тектоническим барьером, который препятствовал проникновению моря на восток [1]. Таким образом, западные склоны крупных платформенных структур, развитых на определенной гипсометрии западного борта Межовского антиклинорийного блока, представляют интерес с точки зрения обнаружения в отложениях оксфорд-кимериджа залежей нефти и газа в основном структурно-литологического типа. Здесь могут быть встречены дельты, авандельты и другие песчаные зоны. В западном направлении келловей-оксфорд-кимериджский бассейн распространялся на значительной территории. В верхнем оксфорде-кимеридже вся территория к западу от колтогорского и юганского разломов резко поднимается и наиболее благоприятные в нефтегазоносном отношении отложения в значительной степени размываются. На территории Иртыш-Васюганского междуречья наиболее интенсивно поднимался блок фундамента Верхне-Демьянского антиклинория, поэтому здесь размыва максимальная часть пород оксфорда, а в наиболее повышенных частях — келловей. Юрский комплекс отложений, в частности их келловей-волжскую часть в зоне регионального выклинивания, следует рассматривать как единую глинистую толщу (cl + km + vg), которая может быть потенциальным экраном.

По мере удаления от зоны регионального выклинивания в восточном направлении в глубь юрского бассейна в верхней части васюганской свиты появляется песчаный комплекс пород, сформировавшийся на завершающем регрессивном этапе верхнеюрского осадконакопления (oxf), который в пределах этой территории сохранился от размыва. Песчаные отложения в разрезе появляются постепенно и достигают максимума на Таловой площади (Нюрольская впадина). В этой зоне комплекс юрских отложений состоит из трех частей: глинистой (cl₂₊₃ — oxf₁), песчаной (oxf₂₋₃), глинистой (km + vg).

Такое строение разреза, когда нижняя и верхняя части являются экраном, а средняя — коллектором, который по латерали в западном направлении запечатывается глинистой толщей, весьма благоприятно для формирования продуктивного пласта в зоне регионального выклинивания.

Верхнеоксфордско-кимериджские отложения сохранились на этой территории лишь в наиболее прогнутых зонах, приуроченных к прогибам, разделяющим крупные положительные структуры, на которых продуктивные комплексы пород первого НГК отсутствуют. Таким образом, в пределах Иртыш-Васюганского междуречья породы основного НГК имеют наиболее широкое распространение в Нюрольской и южной части Юганской впадин, в пределах контуров, показанных на прогнозной литолого-фациальной схеме (см. рисунок). С запада они выклиниваются (размыты) на большей части Верхне-Демьянского мегавала и Каймысовского свода, к востоку — фациально переходят в континентальные отложения на опущенном склоне Майской приподнятой зоны. К западу от Верхне-Демьянского мегавала этот комплекс в сокращенном объеме (в основном своей нижней частью) сохранился только в виде реликтов в отдельных узких вытянутых зонах Тарско-Муромцевского, Васисского и других прогибов, а также в прилегающей части Юганской впадины (см. рисунок). Выше уже отмечалось, что зоны распространения пород верхнего оксфорда и кимериджа определяют нефтегазоносный бассейн в пределах Иртыш-Васюганского междуречья. В этой связи, как следует из литолого-фациальной схемы, все площади, на которых проводилось ранее глубокое поисковое бурение в Тарском Прииртышье, расположены в зонах, где отложения главного НГК отсутствуют, т. е. вне нефтегазоносных бассейнов. Поэтому нефтегазопоскольные работы этого района должны быть перемещены в зону бассейнов с первым НГК.

При решении вопроса о выборе наиболее перспективных объектов внутри бассейнов с благоприятным НГК мы исходим из установленной закономерной приуроченности залежей нефти и газа к структурам, отражающимся в магнитном и гравитационном полях отрицательными аномалиями. Кроме того, на примере месторождений Среднего Приобья установлено, что наиболее перспективными являются объекты, расположенные в зонах, активизированных деформациями рельефа по субширотным системам.

Наиболее благоприятными, несомненно, являются зоны выклинивания верхнеоксфордско-кимериджских отложений на склонах крупных положительных структур. В первую очередь это юго-восточный склон Верхне-Демьянского вала, зона сочленения его северо-восточного склона с прилегающим к нему бортом Юганской впадины, западный борт Каймысовского свода, зоны сочленения Игольской и Майской, Айсазской и Баклянской структур, крайние северные части Васисского и Чекинского прогибов, западный борт Межовского антиклинального блока и др.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гайдебурова Е. А. Зоны фациального замещения пород васюганской плиты в связи с блоковой структурой докембрийского фундамента Нюрольской впадины. — В кн.: Методика поисков залежей нефти и газа неантиклинального типа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты. Вып. 253. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1977, с. 35—42.
2. Сурков В. С., Жеро О. Г. Связь тектоники фундамента и платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Тектоника нефтегазоносных областей Сибири и Дальнего Востока. Тюмень, 1975, с. 35—37.
3. Трофимук А. А., Таруц Г. И. О возможности нахождения залежей нефти и газа в зоне регионального выклинивания юрских отложений на юге Западно-Сибирской плиты. — Геол. и геофиз., 1969, № 11, с. 3—8.
4. Янин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых плит. — В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1955. 194 с.

М. А. Левчук

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ПОРОДЫ

Первые скважины, пробуренные на Балахнинском валу в восточной части Енисей-Хатангского прогиба, показали газоносность юрских отложений, которые здесь широко распространены и доступны. В центральной части прогиба они погружены на глубину более 3 км, а на востоке, в антиклинальных складках и на окраинах, выходят на дневную поверхность.

Одним из важных вопросов при поиске месторождений нефти и газа является оценка коллекторских свойств пород. Но эти данные по восточной части прогиба слишком малочисленны (единичные скважины и весьма редкий отбор керна), а в тех районах, где юрские отложения выходят на дневную поверхность, их почти невозможно определить, так как породы сильно изменены процессами выветривания. В связи с этим в настоящей статье предпринята попытка оценить и установить зависимость коллекторских свойств пород по данным гранулометрического анализа. Для решения поставленной задачи были использованы данные гранулометрического анализа и коллекторских свойств 160 образцов песчано-алевритовых пород Варь-Еганской площади Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, полученные в Центральной лаборатории Главного геологического управления керна меловых отложений (вартовская свита), переданные автору Никольской Анной Семеновной.

Опубликовано много работ по разным нефтегазоносным бассейнам, в которых исследователями определяются зависимости между коллекторскими свойствами пород и данными их гранулометрического анализа (Md, Ma, So и т. д.). Нами устанавливается зависимость между коллекторскими свойствами пород и их величиной зернистости (Z), наиболее полно учитывающей гранулометрический состав пород [3, 4]. Известно, что основным параметром, по которому оцениваются коллекторские свойства пород, является их проницаемость [7]. Автором в полулогарифмическом масштабе был построен график зависимости между проницаемостью пород и величиной их зернистости (см. рисунок). Анализируя его, можно отметить следующее.

1. Зависимость между величиной зернистости (Z) и проницаемостью породы существует. Коэффициент корреляции между этими величинами равен $+0,24$ при значимом коэффициенте корреляции $0,16$ при однопроцентном пороге допустимости.

2. С увеличением зернистости пород (Z) возрастает и их проницаемость. К подобному выводу приходят многие исследователи, используя вместо величины зернистости (Z) пород медианный диаметр [6].

3. Характерно, что породы, имеющие величину зернистости меньше 500—600 усл. ед., практически непроницаемы. Это важный момент в расчленении осадочной толщи



зоносного бассейна, исследователи Т. Ф. Антонова [1], Т. И. Гурова, А. Г. Пода и др. [5] указывают на высокие экранирующие качества глинистых толщ, в которых содержание песчано-алевритовых частиц не превышает 20%, что в пересчете на величину зернистости пород составляет 300—500 усл. ед. Таким образом, зона от 0 до 500 усл. ед. на графике, очевидно, является зоной непроницаемых пород различного качества.

4. Разброс точек свидетельствует, видимо, о зависимости проницаемости пород от других факторов.

Автор считает, что установленная зависимость может нарушаться многими факторами (трещиноватостью, изменением состава цемента, степени литификации пород и т. д.) и что использовать ее в однотипных отложениях, видимо, возможно лишь для предварительной оценки коллекторских свойств пород обнажений и прогноза на закрытые территории.

Для уточнения корреляционных связей по показателям других параметров породы на ЭВМ получено (коэффициенты корреляции значимо отличны от нуля при $r = 0,16$ при однопроцентном пороге допустимости);

Параметр	K_p	$P_{от}$	$P_{эф}$	Z	K
Проницаемость K_p	1,00				
Пористость открытая $P_{от}$, %	0,48	1,00			
Пористость эффективная $P_{эф}$, %	0,37	0,65	1,00		
Величина зернистости Z	0,24	0,00	0,13	1,00	
Карбонатность K	0,01	-0,43	-0,24	-0,08	1,00

Анализируя эти данные, отметим:

а) значимые положительные корреляционные связи устанавливаются между проницаемостью породы и пористостью (открытой — 0,48, эффективной — 0,37), проницаемостью и величиной зернистости (0,24), пористостью эффективной и открытой (0,65);

б) значимые обратные (отрицательные) корреляционные связи устанавливаются между карбонатностью и пористостью (открытой — 0,43 и эффективной — 0,24);

в) степень карбонатности пород сильно не влияет на ее проницаемость (0,01), но влияет на открытую и эффективную пористость.

Таким образом, используя данные гранулометрического анализа, в первом приближении можно говорить о коллекторских свойствах терригенных пород; установленная зависимость проницаемости пород от их величины зернистости позволяет расчленить (разбить) осадочные терригенные породы на проницаемые (резервуары) и непроницаемые (экраны); зная закономерности изменения величины зернистости пород, можно прогнозировать их коллекторские свойства на закрытые территории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонова Т. Ф. О классификации глинистых покрышек в разрезе центральных районов Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Геология нефтегазоносных районов Западно-Сибирской низменности. Вып. 47. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1966, с. 128—132.
2. Антонова Т. Ф. Породы экрана над пластами A_1 — A_2 . — В кн.: Коллекторы и экраны залежей нефти и газа Западной Сибири. Вып. 208. М.: Недра, 1976, с. 77—79.
3. Левчук М. А. О количественной характеристике гранулометрического состава обломочных пород циклокомплексов. — В кн.: Геоциклность. Новосибирск: ИГГ, 1976, с. 90—99.
4. Левчук М. А. Использование количественного метода для выделения мезоциклитов в терригенных отложениях. — В кн.: Теоретические и методические вопросы седиментационной цикличности. Новосибирск: ИГГ, 1977, с. 136—141.
5. Гурова Т. И., Пода А. Г. Породы экрана над пластом Ю₁. — В кн.: Коллекторы и экраны залежей нефти и газа Западной Сибири. Вып. 208. М.: Недра, 1976, с. 42—44.

6. Калинин М. К. Песчаные породы. — В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 520 с.
7. Халин А. А. Основы учения о породах — коллекторах нефти и газа. М.: Недра, 1965. 360 с.

С. А. Афанасьев, В. О. Красавчиков

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ НЕФТИ И ГАЗА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПОКРЫТИЙ «ИНФОРМАЦИОННЫМИ МНОЖЕСТВАМИ»

При разработке оптимальной методики разведки месторождений нефти и газа большое значение имеет анализ разведочных работ на разбуренных месторождениях. Исследования в указанном направлении естественно подразделить на три основные группы:

1. Анализ результатов завершённых разведочных работ.
2. Анализ завершённого разведочного процесса.
3. Поэтапный анализ результатов бурения в процессе разведки с целью управления этим процессом.

Большинство имеющихся методов анализа посвящено разбору задач первой группы. Предложены различные подходы к решению основной проблемы методики разведки — определению оптимального числа скважин и рациональному их размещению. Разработаны оценки точности определения тех или иных параметров, полученных в результате разведки.

Среди методов первой группы следует отметить разработанную во ВНИИ НП методику определения оптимальной плотности сетки разведочных скважин в зависимости от момента стабилизации исследуемого параметра, так называемый «равноплощадный» подход [9]. Однако этот метод, позволяющий определить необходимую плотность разведочной сети и, таким образом, необходимое количество скважин, не дает возможности выявить наиболее благоприятные места для их заложения.

Интересны также методы анализа результатов поисково-разведочных работ, основанные на принципах равнообъемного подхода к определению количества разведочных скважин [2, 6, 10]. Обладая неоспоримыми достоинствами, они приемлемы только для залежей массивного типа или же для многопластовых месторождений, аппроксимируемых суммарным резервуаром.

Несколько менее разработанными являются методы оценки точности определения параметров залежей [3]. Некоторые из них базируются на принципе «равноплощадного» подхода и обладают недостатками, присущими этому подходу.

Отметим, что при анализе точности определения параметров пласта и залежи применяются методы математической статистики [7]. Однако они дают должный эффект при условии, если количество анализируемых точек (скважин) не менее 30. В практике геологоразведочных работ это условие часто не выполняется, так как значительное количество месторождений по той или иной причине разведывается гораздо меньшим числом скважин.

В последние годы задачу оптимизации размещения разведочных скважин стали решать на основе аппарата сплайн-аппроксимации геологических поверхностей. В основе подхода лежит «оценка погрешности построения карт геологических параметров» [4], либо использование понятия области неопределенности модели залежи [5]. Этот подход дал возможность оценивать не только результаты разведки, но и весь разведочный процесс. Более того, он позволил вмешаться в управление процессом

разведки на любой его стадии, независимо от достигнутой степени разбуренности месторождения.

Нам представляется рациональным решение всех трех вышеуказанных групп задач с помощью метода покрытий «информационными множествами». В данной статье мы остановимся подробно только на решении задач первой группы.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ МЕТОДА

Формальный аспект метода анализа. В прикладных исследованиях важную роль играют задачи на нахождение покрытий. Задача о покрытии формулируется следующим образом [11]. Заданы два множества объектов произвольной природы V и E (в принципе не исключается ситуация, когда $V \equiv E$ или E — часть V). Множество V называется покрываемым, E — покрывающим. Задано также произвольное отношение I между элементами этих множеств. Если v — элемент V , e — элемент E и при этом v и e находятся в отношении I , то это обозначается vIe . Отношению I принято называть отношением инцидентности и в случае, когда vIe , говорят, что v и e инцидентны. Подмножество C множества E называется покрытием, если для любого элемента v множества V найдется элемент e подмножества C такой, что vIe . Под задачей о покрытии понимается задача о нахождении по заданным V , E и отношению I минимального по числу элементов покрытия C множества V . Как отмечают Сапоженко и др. [11], в настоящее время не существует эффективного алгоритма для решения этой задачи, и в практических приложениях используются «простые в вычислительном отношении алгоритмы, которые отыскивают покрытия хотя и не минимальные, но достаточно близкие к минимальным. К таким алгоритмам относятся градиентные алгоритмы или алгоритмы наискратчайшего спуска... На каждом шаге такой алгоритм выбирает элемент e множества E , покрывающий наибольшее число элементов множества V , не покрытых на предыдущих шагах».

Если для решения практической задачи достаточно покрыть не все множество V , а некоторую его часть, удовлетворяющую определенным условиям, то можно прекратить описанный выше пошаговый процесс, как только покрытая часть множества V будет этим условиям удовлетворять.

Отметим также, что с каждым элементом e множества E можно связать множество $S(e)$ тех элементов v множества V , которые инцидентны e , т. е. выполняется vIe .

В рассматриваемом случае в качестве покрываемого множества принимается совокупность узлов произвольной сетки с размером ячейки $l \times l$, нанесенной на структурную или иную карту; в качестве покрывающего множества E принимается совокупность некоторых специально выбранных подмножеств множества V . Отношение инцидентности в данном случае совпадает с отношением принадлежности точки v к выделенному подмножеству $S \subseteq V$.

Наряду с V используется также множество V' , полученное добавлением к V точек поверхности, отвечающих пробуренным скважинам.

Предлагаемый метод анализа размещения разведочных скважин имеет следующие основные особенности:

- 1) с каждой точкой v из V' связывается некоторое подмножество $S(v) \subseteq V$, называемое «информационным множеством» (ИМ) точки v ;
- 2) в качестве $S(v)$ используется совокупность всех точек w , таких что для заданных признаков $x_1, \dots, x_n$ и порогов различимости их значений $\varepsilon_1, \dots, \varepsilon_n$ выполняются неравенства $|x_j(w) - x_j(v)| \leq \varepsilon_j$, $j = 1, \dots, n$, т. е. точек w , сходных с v при заданных порогах;

3) применяется градиентный метод покрытия площади «информационными множествами». Если после k шагов градиентного алгоритма, где $k = 1, 2, 3, \dots$, в покрывающее множество включены ИМ $S(v_1), \dots, S(v_k)$, то это соответствует некоторому гипотетическому размещению скважин в точках $v_1, \dots, v_k$.

Отметим, что в наших построениях не требуется, чтобы все точки, входящие в множество $S(e)$, были попарно сходны. В случае, когда в какой-либо конкретной ситуации данное условие окажется необходимым, возникает особая задача, связанная с разбиением множества объектов на однородные группы. Решать ее можно с помощью алгоритма Соловьева [12].

В основе предлагаемого метода лежит идея о том, что информация о части исследуемой площади, покрытой «информационными множествами», при оптимальном размещении скважин позволяет с достаточной уверенностью устанавливать целевые параметры разведки, причем этот результат достигается при минимально возможном числе скважин. Поэтому анализ фактического размещения скважин включает в себя три этапа:

- 1) отыскание ИМ пробуренных скважин;
- 2) всесторонняя оценка входящей в них части площади;
- 3) сравнение фактического размещения с теоретическим (найденным, например, с помощью градиентного алгоритма).

Строго говоря, градиентный метод может не привести к минимальному покрытию. Однако для оценки разведочных работ, ведущихся с неполной информацией об изучаемом объекте, он является вполне оправданным. Во всяком случае, более правомерно проводить сравнение фактических результатов с гипотетическим размещением, найденным по градиентной схеме, отвечающей практике геолого-разведочных работ, чем с оптимальным размещением, найденным «задним числом».

Таким образом, суть разработанного метода состоит: в оценке обоснованности данными бурения карт геологических параметров; нахождении размещения скважин, оптимального с точки зрения обоснованности карты данными бурения; сравнении двух вариантов размещения скважин. Весь процесс анализа результатов разведки удобно представить в виде схемы, приведенной на рис. 1.

Геолого-методические основы анализа. Предлагаемым методом можно решить задачу покрытия одной поверхности или нескольких (суммарной поверхности). Как правило, геолог имеет дело одновременно с отображениями нескольких геологических поверхностей. Это карты подсчетных параметров, промышленных характеристик пласта и залежи и т. п.

Главная цель разведочных работ — изучение и обоснование параметров для подсчета запасов нефти и газа. Опыт показывает, что наибольшее влияние на точность подсчета запасов оказывает площадь залежи (F), эффективная нефтенасыщенная (газонасыщенная) мощность ($h_{эф}$), открытая пористость (m_o) и коэффициент нефтегазонасыщения ($K_{нг}$). При оценке этих параметров больше всего возникает трудностей и ошибок. Очевидно, что главное внимание при разведке месторождений должно уделяться изучению этих подсчетных параметров (целевых параметров разведки). Поэтому анализ результатов разведочных работ можно проводить с позиции обоснованности данными бурения целевых параметров разведки. Для этого вводятся понятия геологической ситуации и «информационного множества».

Выбирая точки для заложения скважин, геолог, кроме всего прочего, преследует цель — получение максимума информации о поведении тех или иных геологических параметров в пределах разведываемой залежи. При этом он исходит из существования вполне определенных участков изучаемых поверхностей, характеризующихся качественным сходством всех своих точек — так называемых геологических и структурных ситу-

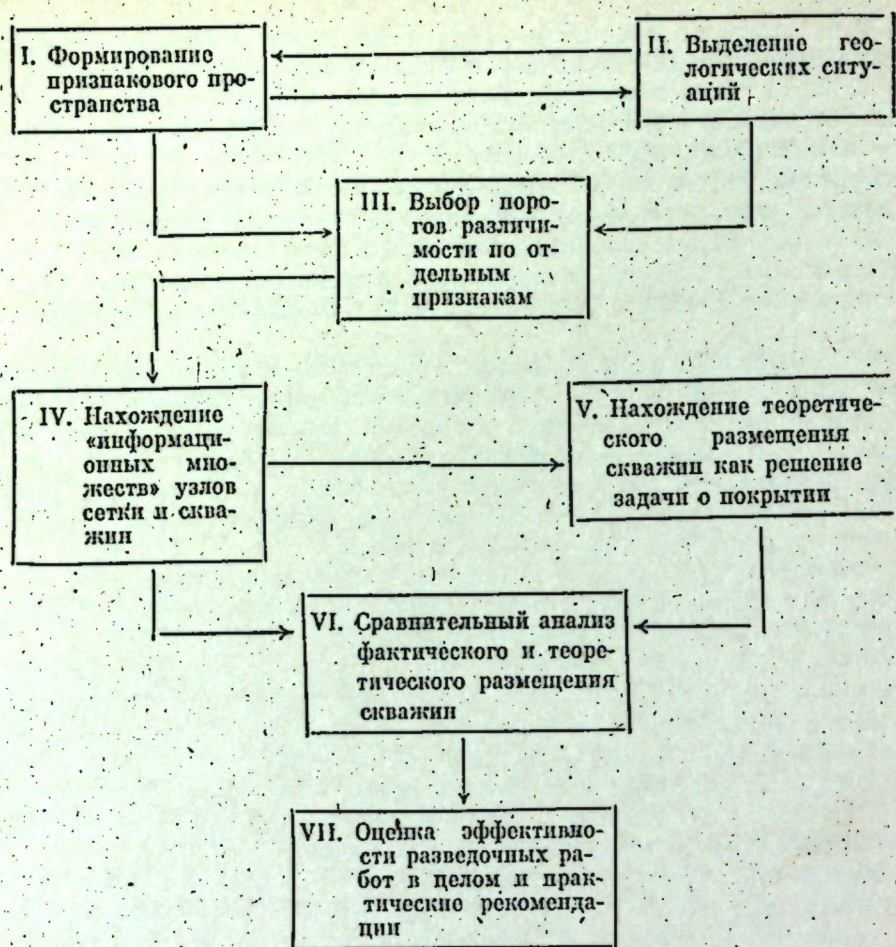


Рис. 1. Схема решения задачи.

аций (зон). Это могут быть зоны отсутствия коллектора в продуктивном горизонте; зоны повышенных эффективных мощностей; структурные — крыльевые, периклиналильные или сводовые ситуации и т. д. Совокупность всех ситуаций той или иной поверхности дает полную картину ее изменения в пределах исследуемого объекта. Изучение бурением всего набора структурных и геологических ситуаций на исследуемом объекте полностью снимает информационную неопределенность об особенностях поведения целевых параметров разведки. В данном случае каждая пробуренная на месторождении скважина может рассматриваться как носитель информации о множестве точек с относительно устойчивыми целевыми параметрами разведки в пределах площади, тяготеющей к скважине (ИМ). Размеры ИМ определяются интенсивностью изменения значений признаков, описывающих целевые параметры в его пределах, и величинами выбранных порогов различимости для этих признаков. Пороги различимости определяются требованиями к детальности изучения целевых параметров разведки.

Важнейшей особенностью предлагаемого метода является положение о том, что карту любого целевого параметра можно считать обоснованной только внутри ИМ пробуренных скважин. О достоверности экстраполяции за пределы ИМ судить, по существу, невозможно. Они могут быть как истинными, так и ложными. Анализ результатов поисково-разведочных работ, тем самым, сводится к нахождению такого теоретического покрытия суммарной поверхности ИМ, которое свело бы к минимуму необоснован-

ность построений тех или иных карт целевых параметров разведки. В принципе, ИМ можно покрыть 100% площади суммарной поверхности любого объекта. Однако некоторые ИМ в этом случае могут состоять лишь из одного узла покрываемого множества V. Минимальный размер ИМ, на наш взгляд, целесообразно определять исходя из геолого-экономической эффективности бурения разведочных скважин на месторождениях конкретного региона.

Следующая особенность метода — это воспроизводимость поверхностей целевых параметров по данным «теоретических» скважин (точек). Независимо от точности карт поверхностей, полученных по данным бурения, характеристики, замеренные в точках размещения теоретических скважин, позволяют отрисовывать тождественные исследуемым карты целевых параметров без привлечения какой-либо дополнительной информации за исключением сейсмических данных (если анализируемая карта построена с учетом сейсмики).

На наш взгляд, независимо от выбранного метода анализа разведочных работ, теоретическое размещение скважин должно удовлетворять описанному выше требованию воспроизводимости. Иначе сравнение результатов по теоретическому и фактическому размещению (особенно в отношении необходимого количества скважин) будет неправомерным.

ПОДРОБНАЯ СХЕМА РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ

I. Формирование признакового пространства. Рассматривая процесс разведки как решение задачи покрытия поверхностей целевых параметров, мы тем самым определяем признаковое пространство, с помощью которого описываем любой объект (точку) изучаемой суммарной поверхности.

В качестве обязательных параметров в признаковое пространство должны входить характеристики эффективной (нефтегазонасыщенной) мощности и открытой пористости продуктивного горизонта. При значительных изменениях нефтенасыщенности по площади залежи ее также необходимо включить в число обязательных параметров. Проведенные исследования первоначальной нефтегазонасыщенности по залежам Западной Сибири показали, что максимальное нефтенасыщение в продуктивных пластах отмечается на 30—40 м гипсометрически выше уровня ВНК [1, 8]. Ниже нефтенасыщенность уменьшается до 30—50% на уровне ВНК. Если залежь приурочена к пласту большой мощности с малыми углами падения, то возникает необходимость построения карты нефтегазонасыщенности с целью учета закономерностей ее распределения по площади и высоте залежи. В данном случае, ввиду недостаточной изученности этого параметра по промыслово-геофизическим данным (17 скважин из 27) и небольшой площади водоплавающей части залежи, нефтенасыщенность пласта не принималась во внимание.

Основной объем признакового пространства приходится на структурные признаки. Их количество в каждом конкретном случае зависит от сложности строения локального поднятия, к которому приурочена залежь нефти или газа. В целом же структурно-пространственные характеристики должны выполнять две функции: давать детальное описание морфологии структуры, жестко фиксировать любую точку на ее поверхности.

II. Выделение ситуаций. Геологической основой для формирования признакового пространства, а также выбора порогов различимости служат структурные и геологические ситуации (зоны). Из-за невозможности проведения четких границ зоны внутри ее выделяются элементарные участки, характеризующие переход одного качественного состояния в другое, одной ситуации в другую.

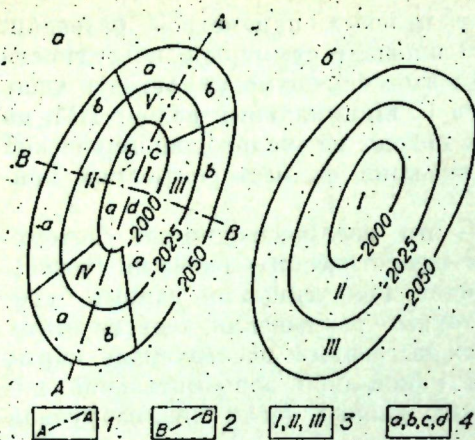


Рис. 2. Схема выделения структурных ситуаций локального поднятия по «планиметрическим» (а) и «гипсометрическим» (б) признакам.

1 — длинная ось поднятия; 2 — короткая ось поднятия; 3 — выделяемые структурные ситуации (зоны); 4 — выделяемые структурные участки.

Решая задачу покрытия суммарной геологической поверхности, необходимо учитывать, что в пределах залежи может быть несколько несходных структур и геологических ситуаций (зон). Поэтому на данном шаге надо выделить все основные структурные и геологические ситуа-

ции на исследуемых поверхностях, а затем выбрать величины порогов различимости для каждого конкретного признака. Рассмотрим пример выделения ситуаций по структурно-пространственным признакам. На рисунке 2, а приведен вариант простейшего локального поднятия с минимальным количеством структурных ситуаций, которые необходимо различать между собой на основе «планиметрических» параметров выбранного признакового пространства. К ним относятся: I — сводовая структурная ситуация (зона), II, III — крыльевые структурные зоны, IV, V — периклиналильные структурные зоны.

Количество зон, выделяемых для «планиметрических» признаков, у всех платформенных структур, не осложненных дополнительными элементами, как правило, постоянно. Меняется лишь число участков в пределах крыльевых зон. В зависимости от соотношения короткой и длинной осей складок их количество (M) внутри одной зоны будет определяться по формуле

$$M = L - 1, \quad (1)$$

где L — кратность длинной и короткой осей локального поднятия в целых числах. У поднятий изометричной в плане формы условно можно выделить равновеликие и равнозначные периклиналильные и крыльевые зоны. В этом случае внутри крыльевых зон не выделяется каких-либо особых участков, что и вытекает из формулы (1). Кроме того, осложненность складки несколькими вершинами вызывает возникновение новых сводовых зон соответственно числу вершин складок.

По «гипсометрическим» характеристикам любую складку также можно разбить на несколько зон. В зависимости от высоты поднятия и особенностей строения приуроченной к нему залежи выделяется от трех до пяти ситуаций (зон). Основные из них (см. рис. 2, б): I — сводовая гипсометрическая зона, II — крыльевая гипсометрическая зона, III — зона околантиклинальной изогипсы. При учете «планиметрических» и «гипсометрических» особенностей поднятия количество структурных ситуаций увеличится.

Аналогично могут быть выделены ситуации особенностей изменения по площади залежи основных подсчетных параметров ($h_{эф}$, m_0 , $K_{нг}$).

III. Выбор порогов различимости по отдельным признакам. На основе понятий структурных и геологических ситуаций (зон) сформулируем некоторые необходимые условия сходства и различия любых точек поверхности локального поднятия, определяющие величину выбираемых порогов различимости.

Условия сходства точек: а) пороги не должны различать точки, лежащие в пределах одной структурной зоны; в) допускается сходство точек

соседних участков различных зон. Например, могут быть похожими точки участков IIIa и IVb и т. д. (см. рис. 2, а). Точки участков сводовой зоны могут быть схожи с близлежащими точками крыльевых и периклиналильных зон. На рис. 2, а это соответствует точкам участков Ia и IIa, Ia и IVa и т. д.

Условия различия точек: а) точки поверхности локального поднятия, лежащие внутри зон, не граничащих между собой, должны отличаться друг от друга (зоны II и III, IV и V на рис. 2, а); б) допускается различие точек соседних зон, но лежащих внутри несмежных участков (участки IIIb и IVb, IIa и Va и др.).

В случае «гипсометрических» и целевых параметров разведки все приведенные условия сходства и различия остаются в силе. Так, все точки зоны I должны быть схожи между собой (см. рис. 2, б), а точки зоны III должны отличаться от них и т. д.

Таким образом, по каждому из признаков можно выбрать значение порога различимости, удовлетворяющее необходимым условиям и имеющее в соответствии с ними минимальное значение.

IV. Нахождение «информационных множеств» $S(v)$ узлов сетки и скважин. Операция осуществляется при заданных признаках и порогах различимости. На этом шаге достигается один из конечных результатов анализа — нахождение части площади, для которой структурно-геологические данные обоснованы бурением. Результат фиксируется построением карты ИМ и величиной

$$A = \frac{a}{N} \times 100\%, \quad (2)$$

где a — фактическое число покрываемых узлов; N — общее число узлов.

V. Нахождение теоретического размещения скважин как решение задачи о покрытии. Поскольку число узлов сетки даже для небольшой залежи велико — 150—200, а для крупной достигает нескольких тысяч, найти (путем полного перебора) минимальное покрытие невозможно. Поэтому воспользуемся градиентным алгоритмом, тем более, что он задает некоторую очередность размещения скважин, имеющую достаточно ясную геологическую обоснованность. Кроме того, при анализе важно получить теоретическое размещение числа скважин, равного реально пробуренному (для оценки эффективности буровых работ), либо покрыть ту же часть площади, но при меньшем числе скважин. Указанное выше теоретическое размещение может не дать покрытия всей площади, что является дополнительным аргументом в пользу выбора градиентного алгоритма.

Отметим также, что пошаговый процесс градиентного алгоритма прекращается, если ИМ $S(v)$, включаемое в покрывающее множество на очередном шаге, охватывает площадь с ожидаемыми запасами, не позволяющими получить высокую эффективность бурения скважины в этой точке.

На некоторые узлы может быть наложен «запрет» с точки зрения размещения в них скважин, тогда в ходе расчетов по градиентному алгоритму при выборе очередного элемента покрывающего множества эти узлы пропускаются (но не выводятся из покрываемого множества V). В частности, запрет может быть наложен на узлы, попадающие за околантиклинальную изогипсу, чтобы избежать «бурения» заведомо законтурированных скважин.

Если на очередном шаге обнаруживается несколько узлов, для которых $S(v)$ покрывает наибольшее количество элементов множества V , не покрытых на предыдущих шагах, то для выбора одного из таких узлов, не покрытых на предыдущее множество, используется принцип приоритетности. Он заключается в следующем: в покрывающее множество включается $S(v)$ того из узлов, у которого ниже приоритетный показатель $Y(s)$, где s — узел. В ходе очередного размещения скважин, имитирующего

разведочный процесс, $Y(s)$ может быть изменен с целью управления разведочным процессом. С помощью его изменения разведка может быть сориентирована либо на выявление ВНК, либо на прирост запасов, в зависимости от целей на каждом конкретном шаге. В качестве приоритетных показателей использовались, в частности, признаки, характеризующие: а) расстояние от оконтуривающей изогипсы; б) расстояние от оси или свода, в зависимости от соотношения длин короткой и длинной осей складки. В принципе, могут быть использованы и другие показатели.

VI. Сравнительный анализ фактического и теоретического размещения скважин включает в себя несколько моментов.

1. Качественное сравнение фактического и теоретического расположения скважин с целью оценки рациональности их размещения. Сюда входит оценка с точки зрения освещенности геологических ситуаций и особых участков изучаемых поверхностей, таких как замыкание в плане периклиналей поднятия, заливообразные зоны наличия или отсутствия коллекторов, переходные зоны от плавного к резкому уменьшению или увеличению мощностей и т. д.

2. Оценка числа q «теоретических» скважин, покрывающих столько же узлов, что и при фактическом размещении. При этом возможны две ситуации: либо число «теоретических» скважин существенно меньше, либо теоретическое размещение не дает существенного уменьшения числа скважин. Этим проверяется возможность покрытия стольких же узлов меньшим числом скважин. Может оказаться, что q «теоретических» скважин дают худшую, сходную или лучшую картину с точки зрения равномерности освещения залежи. Когда q «теоретических» скважин дают не худшую картину по освещенности, чем при фактическом размещении, и при этом будет меньше числа пробуренных скважин, можно сделать вывод о недостаточной эффективности фактического размещения. Этот вывод иллюстрируется картой ИМ q «теоретических» скважин и количественно выражается коэффициентом

$$E_q = \frac{q}{p}, \quad (3)$$

где p — фактическое число пробуренных скважин.

3. Оценка рациональности размещения p «теоретических» скважин. Для этого просматривается p шагов градиентного алгоритма, подсчитывается число покрываемых узлов и строится карта ИМ p «теоретических» скважин. Для сопоставления результатов покрытия теоретического и реального размещения скважин используем показатель сравнительной обоснованности:

$$K_p = \frac{b(p)}{a}, \quad (4)$$

где $b(j)$, $j = 1, 2, \dots$ — число покрытых узлов при теоретическом (после j шагов алгоритма) размещении скважин. На основании соответствующих карт ИМ и коэффициента K_p проводится сравнительная оценка эффективности размещения фактических и «теоретических» скважин. Чем выше K_p , тем менее эффективно фактическое расположение скважин. Если $K_p \leq 1$, то проведенный анализ позволяет считать проведенные работы высокоэффективными.

4. Определение количества «теоретических» скважин r , полученного в результате прекращения процесса градиентного алгоритма на последнем допустимом шаге r , определяющемся из оценки геолого-экономической эффективности бурения разведочных скважин на месторождениях конкретного региона. Полученный набор «теоретических» скважин приближенно можно считать оптимальным с точки зрения их геолого-экономической эффективности, размещения по площади залежи, предложенного

показателя A и других и сравнивать его с фактическим числом скважин p . Поскольку градиентный алгоритм не обязательно приводит к минимальному покрытию, высказанное означает, что оптимальное число скважин $r_{\min}$, во всяком случае, не превосходит r :

$$r_{\min} \leq r.$$

Однако рассмотренные практические примеры позволяют нам считать, что в данной ситуации r и $r_{\min}$ отличаются незначительно, поэтому r можно принять в качестве приемлемой оценки $r_{\min}$. Если p значительно больше r , то оно будет значительно больше $r_{\min}$, что позволяет сделать недвусмысленные выводы о недостаточной эффективности разведочных работ. Если же $p \ll r$, то это чаще всего свидетельствует о недоразведанности залежи и проверяется сравнением величин A и $\frac{b(r)}{N} \times 100\%$

(A в этом случае будет значительно меньше $\frac{b(r)}{N} \times 100\%$). Ситуация, когда $p < r$ и одновременно $A \geq \frac{b(r)}{N} \times 100\%$, маловероятна. Но когда она имеет место, то можно считать, что разведочные работы проведены с высокой эффективностью.

Когда $p = r$ и $A = \frac{b(r)}{a} \times 100\%$ примерно равны — работы проведены достаточно эффективно. Высказанное результируется картой ИМ после r шагов и коэффициентами: сравнительной обоснованности

$$K_r = \frac{b(r)}{a} \quad (5)$$

и сравнительной эффективности бурения

$$E_r = \frac{r}{p}. \quad (6)$$

VII. Оценка эффективности разведочных работ в целом и практические рекомендации. Одной из важнейших оценок разведочных работ является оценка их геологической эффективности. Чтобы провести ее более всесторонне, предлагается использовать: 1) процент обоснованности бурением A , 2) коэффициенты достижимой эффективности бурения E_q , 3) достижимой обоснованности K_p , 5) сравнительной эффективности бурения E_r .

Одновременное использование K_p и K_r обусловлено необходимостью оценки эффективности разведочных работ в ситуации недоразведки.

Описанные пять коэффициентов дают, на наш взгляд, довольно полную характеристику качества результатов разведочных работ и позволяют проводить сравнение эффективности разведки на различных месторождениях.

Таким образом, разработанный метод анализа позволяет оценить степень разведанности любого конкретного месторождения и сделать вывод об обоснованности целевых параметров разведки. В случае недоразведки метод позволяет выявить точки, интересные в отношении заложения в них дополнительных скважин.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ РАЗВЕДКИ ПЕРВОМАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФТИ

Разработанная методика опробована на материалах разведки залежи пласта Ю₁ Первомайского нефтяного месторождения Томской области. В пределах собственно Первомайского месторождения на продуктивный пласт Ю₁ пробурено 27 глубоких скважин. Анализировались карты:

Признак	Абсолютная отметка кровли пласта, м	Расстояние от северной периферии подпитки	Расстояние от центр. вершины подпитки	Расстояние от южной периферии подпитки	Расстояние от северной периферии клина	Расстояние от южной периферии клина	Расстояние от оси подпитки	Мощность, эффективная, м	Пористость, %
Значения порогов	В долях от диапазона изменения признаков	0,15	0,08	0,10	0,085	0,15	0,15	0,1	0,06
	Абсолютное значение	22,5	54,0	57,0	59,5	130,5	130,5	25,0	0,9
									1,0

структурная, открытой пористости и эффективной мощности. Ввиду недостаточности данных карта нефтенасыщенности не строилась. Информация с анализируемых карт снималась в узлах равномерной сетки с размером ячейки 1×1 км в масштабе карт. Всего к исследованию было привлечено 375 узлов.

Для характеристики скважин и узлов сетки сформировано признаковое пространство из 9 признаков. На всех трех анализируемых картах были выделены соответствующие структурные и геологические ситуации. Затем, основываясь на изложенных выше принципах сходства и различия точек выделенных ситуаций (зон), были выбраны пороги различимости для каждого признака. Их значения приведены в таблице.

В результате обработки на первом шаге было определено число узлов *a*, покрываемых ИМ скважин, равное 168. Построена карта ИМ всех фактически пробуренных скважин (рис. 3, а). По формуле (2) рассчитан процент обоснованности анализируемых карт бурением. Величина *A* оказалась недостаточно высокой и составила 44,8%. На этом же шаге найдены ИМ всех узлов сетки.

Затем с помощью градиентного алгоритма найдены все необходимые для анализа, согласно схеме (см. рис. 1), теоретические размещения скважин. Оказалось, что одинаковую площадь с фактическим числом скважин (или 44,8% узлов сетки) покрывают ИМ всего лишь 13 «теоретических» скважин (см. рис. 3, б):

$$E_q = \frac{13}{27} = 0,48.$$

Величина коэффициента E_q указывает на недостаточную эффективность размещения фактических скважин. Анализ же карты ИМ «теоретических» скважин свидетельствует о наличии значительных по размерам участков, не освещенных «бурением».

Далее была определена площадь, покрываемая, как и в реальном случае, ИМ для 27 «теоретических» скважин (см. рис. 3, в). Она составила 66,4% от всей изучаемой площади месторождения. Согласно формуле (4) рассчитан коэффициент K_p . Он равен 1,48. Это говорит о значительно более высокой эффективности размещения 27 «теоретических» скважин.

При дальнейшем анализе результатов разведочных работ оказалось, что для Первомайского месторождения допустимое число скважин *r* равно их фактическому числу, т. е. 27. Тогда, естественно, $K_r = K_p$, а $E_r = E_p$. Результаты анализа сводятся к следующему.

1. Первомайское месторождение нефти разбурено рациональным числом поисково-разведочных скважин. Об этом свидетельствует значение коэффициента сравнительной эффективности бурения ($E_r = 1$) относительно допустимого числа скважин.

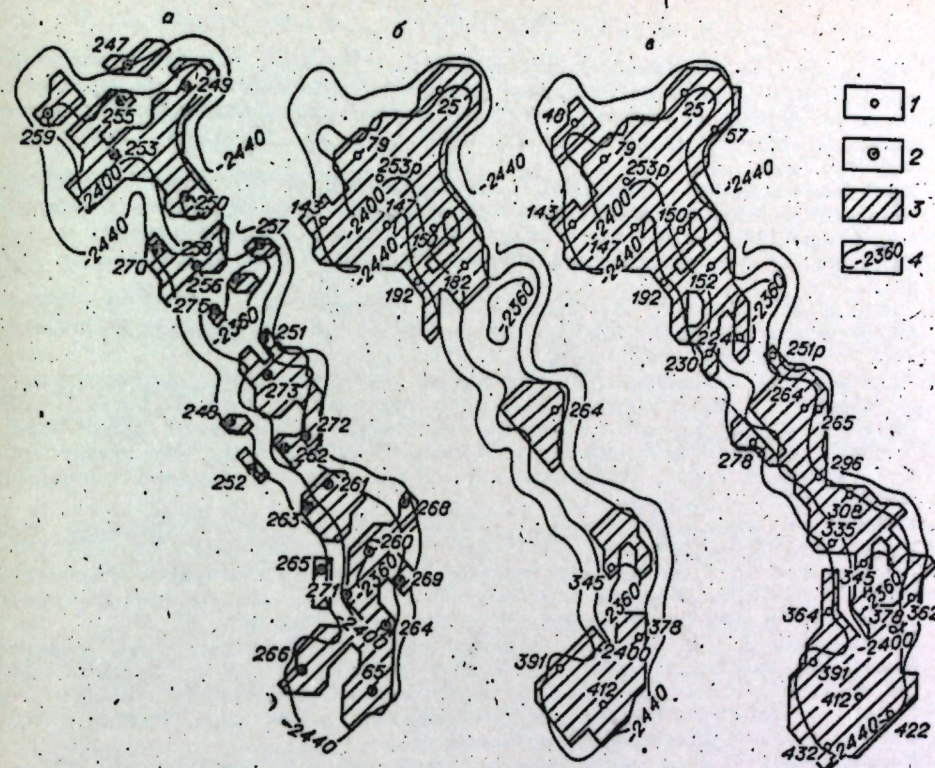


Рис. 3. Сравнительная схема покрытия «информационными множествами» фактических (а) и «теоретических» (б, в) скважин.

— скважины, фактически пробуренные; 2 — скважины «теоретические»; 3 — площадь, покрываемая скважинами; 4 — изогипсы кровли продуктивного горизонта 10^3 .

2. Следует отметить недостаточно эффективную расстановку скважин. Это привело к тому, что рисовка исследуемых карт обоснована бурением всего лишь на 44,8%, в то время как размещение того же количества скважин по градиентному алгоритму повышает обоснованность до 66,4%, т. е. почти в 1,5 раза.

3. Качественное сравнение размещения фактических и «теоретических» скважин свидетельствует в пользу последнего. «Теоретические» скважины более равномерно распределены по площади месторождения. Несмотря на несколько возросшие расстояния между ними, они покрывают, как отмечалось, в 1,5-раза большую площадь, чем фактические скважины.

4. Следует обратить внимание на узлы 143, 147. Они располагаются на участке месторождения, запасы которого классифицированы по категории C_2 . Эти точки можно рекомендовать к бурению для перевода запасов из непромышленной категории в промышленные.

Проделанная работа позволяет сделать вывод о том, что переход от равномерных разведочных сеток к неравномерным при учете особенностей поведения структурных и геологических параметров по площади залежи дает возможность более эффективно проводить разведочные работы.

Предлагаемый метод может быть использован для более объективной оценки результатов разведочных работ на месторождениях нефти и газа.

Авторы выражают свою признательность главному геологу ПГО «Томскнефтегазгеология» В. И. Биджакову за оказанное содействие при выполнении работы.

1. Афанасьев С. А., Медведева Н. И., Санин В. П. О выборе метода для определения средних величин некоторых параметров при подсчете запасов (на примере месторождений Тюменской области). — В кн.: Геология и разработка нефтяных месторождений Западной Сибири. Тюмень, 1973, с. 31—38. (Тр. ин-та Гипротюменнефтегаз, вып. 35).
2. Бридзинский А. М., Габриэлянц Г. А., Саркисов В. А. Некоторые положения методики разведки многозалежных месторождений, аппроксимируемых суммарным резервуаром в пределах этапа разведки. — В кн.: Методика разведки и подсчета запасов месторождений нефти и газа. Вып. 201. М.: ВНИГНИ, 1977, с. 92—111.
3. Быков Н. Е., Егоров Р. А., Фролов Е. Ф., Фурсов А. Я. Требования к достоверности определения параметров залежей нефти и процессе разведочных работ. — Геол. нефти и газа, 1974, № 10, с. 18—22.
4. Волков А. М., Никашкин А. М., Яковлев В. М. Оптимизация размещения разведочных скважин с помощью ЭВМ. — Геол. нефти и газа, 1978, № 11, с. 31—38.
5. Волков В. А. Моделирование геологических поверхностей в связи с задачами размещения скважин и установления достаточности разведки нефтяных месторождений. Обзорная серия: Математические методы исследований в геологии. М.: ВИАМС, 1977. 71 с.
6. Габриэлянц Г. А., Карпушин В. З., Пороскун В. И. Методика разведки массивных залежей нефти и газа. М.: Недра, 1978. 137 с. (Тр. ВНИГНИ, вып. 197).
7. Деметьев Л. Ф. Применение математической статистики и теории вероятностей к оценке результатов разведки. — В кн.: Вопросы геологии нефтяных месторождений. М.: Гостехиздат, 1960, с. 101—113. (Тр. ВНИИ, вып. XXIII).
8. Ковальчук Ю. А., Санин В. П., Посажениникова Л. И. Обоснование коэффициента нефтенасыщенности для терригенных коллекторов с целью подсчета запасов нефти (на примере пластов БС₁—БС₅ Усть-Балыкского месторождения). — В кн.: Геология и разработка нефтяных месторождений Западной Сибири. Тюмень, 1973, с. 25—30. (Тр. Гипротюменнефтегаз, вып. 35).
9. Мелик-Пашаев В. С. Методика разведки нефтяных месторождений. М.: Недра, 1968. 183 с.
10. Павлов М. Б., Дряхлова Г. И. Способы размещения скважин на моделях залежей пирамидального типа. — В кн.: Методика разведки и подсчета запасов месторождений нефти и газа. Вып. 201. М.: ВНИГНИ, 1977, с. 44—58.
11. Сапоженко А. А., Асратян А. С., Кузюрин И. И. Обзор некоторых результатов о покрытии. — В кн.: Методы дискретного анализа в решении комбинаторных задач. Новосибирск, 1977, с. 46—75. (Сб. науч. тр. ИМ СО АН СССР, вып. 30).
12. Соловьев Н. А. Разбиение множества объектов на однородные группы. — В кн.: Методы дискретного анализа в решении экспериментальных задач. Новосибирск, 1979, с. 90—98. (Сб. науч. тр. ИМ СО АН СССР, вып. 33).

Ю. Н. Карогодин

КОЭФФИЦИЕНТЫ ПРОГРЕССИВНОСТИ И АЛИТНОСТИ (ДЕЛИТНОСТИ) В СИСТЕМНОМ АНАЛИЗЕ СЛОЕВЫХ АССОЦИАЦИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТОЛЩ

Развитие системных исследований слоевых ассоциаций нефтегазоносных толщ потребовало введения ряда новых понятий и терминов. Этому вопросу был посвящен специальный семинар (г. Новосибирск, 1980). Ему предшествовала публикация двух сборников [8, 11] и двух препринтов автора [5, 6]. Этому вопросу посвящен значительный раздел и в монографии автора [2].

К настоящему времени появились новые понятия и термины. Процесс их рождения вполне закономерен. Новые термины и аббревиатуры рассматриваются в коллективной статье «Понятия, термины и аббревиатура в системном анализе» в сборнике «Системный анализ в геологии каустобиолитов», выходящем в издательстве «Наука».

Ниже мы остановимся лишь на двух понятиях и их количественном выражении в виде коэффициентов, так как они имеют особо важное значение в системном анализе (СА) породно-слоевых ассоциаций (ПА), особенно при использовании количественных подходов. Это — понятия прогрессивности и коэффициента прогрессивности, алилиты (алиты) и коэффициента алилитности (делилитности).

В основе выделения и классификации ПА, циклитов лежат направленность и непрерывность изменения существенного свойства, элемента слоевой системы, т. е. слоя, от одного к другому в разрезе, отражающей связь элементов (слоев) в последовательности, в процессе (времени). По этому основанию любой разрез можно разделить на простейшие (элементарные, локальные) слоевые ассоциации, состоящие как минимум из двух слоев. В качестве крайнего, вырожденного случая можно представить и «ассоциацию» из одного слоя. Это тот случай, когда один из элементов практически равен нулю. Подобное нами наблюдалось в природе нередко.

Теоретически можно представить две группы ПА, отличающиеся 1) простой и 2) сложной направленностью изменения существенного свойства элемента. В первой группе два основных типа: с прямой направленностью и обратной. Во второй группе также два основных типа: с прямо-обратной и обратно-прямой направленностью. Это и есть четыре основных структурных типа циклитов (Ц). Вначале они были обозначены номерами I—IV [9], но началась путаница, так как в другой публикации III—IV типы мы, не придавая этому значения, поменяли местами.

Цифровые (порядковые номера) и буквенные обозначения, как известно, лишь суррогат терминов и допустимы на первых этапах формирования понятия, а затем нуждаются в замене ориентирующими полноценными словами-терминами*.

Большая по объему доля осадочных пород земной коры сложена терригенными образованиями. Совершенно «чистых» хемогенных пород тоже нет — в них присутствует то или иное количество терригенного материала. Уменьшение размера зерна от слоя к слою снизу вверх по разрезу или доли примеси терригенного материала в хемогенных, а также органогенных образованиях было условно названо «прогрессивной» направленностью; а циклиты — прогрессивными (проциклитами).

Прогресс (П) (от латинского progressus) — движение вперед, направление развития от менее совершенного к более совершенному. «О прогрессе можно говорить применительно к системе в целом, отдельным ее элементам, структуре развивающегося объекта» [7, с. 1076]. «Источник прогресса — борьба внутренних противоположностей, отмирание старого и возникновение нового» [4, с. 481]. В логике прогрессивным доказательством считается такое, в котором «ход рассуждения идет от оснований к следствиям» (там же). В этом отношении термин как будто бы выбран правильно. Глины, доломиты, известняки по многим признакам подавляющее большинство геологов сочтет более «совершенными», прогрессивными образованиями, чем конгломераты, хотя бы потому, что первые образуют закономерные, разной степени сложности соединения, химико-минералогические системы, а вторые — смеси.

Понятие П. противоположно понятию «регресс» (Р). Поэтому циклиты с «обратной» (противоположной прогрессивной) направленностью были названы регрессивными (или рециклитами). Оба эти понятия условные и структурные. Однако за термином «регрессивный»

* Сказанное не относится к бытовым и техническим терминам. Конечно, нам удобнее витамины называть (обозначать) буквами А вместо ретопол, В₁₂ вместо цианкоболамины и т. д.

в геологии прочно укрепилось понятие отступления, деградации моря. Это понятие противоположно понятию трансгрессии моря. Смещение понятий прогресса и трансгрессии, регресса и регрессии моря недопустимо и явно свидетельствует о том, что термины «проциклит» и «рециклит» несовершенны и, может быть, нуждаются в замене более ориентирующими. Однако за шесть лет их существования пока не было более удачных предложений.

Производными от названия этих двух типов являются и термины сложноподчиненных типов: про-ре и ре-проциклиты.

Впервые автор вынес на обсуждение эти термины в 1976 г. на первом семинаре, проходившем на Северном Кавказе (Кара-Урсдон). Появление сокращенных вариантов терминов (про-, ре-, про-ре, ре-проциклиты) обязано обсуждению данной классификации и терминологии с И. А. Одесским на упомянутом семинаре.

Еще раз подчеркнем, что термины «прогрессивный» и «регрессивный» не следует отождествлять с терминами «трансгрессивный» и «регрессивный», хотя, в принципе, в каких-то случаях прогресс и может отражать трансгрессию, а регресс — регрессию. В качестве иллюстрации приведем два примера. Многокилометровая толща неоген-четвертичных моласс практически начепола локальными проциклитами, хотя, как известно, их формирование шло на фоне мощной устойчивой регрессии. Такого же типа циклитами (проциклитами) представлены и тысячеметровые верхнемеловые флишевые образования Кавказа. В общем это была широкая трансгрессия, а на ее фоне были трансгрессии и регрессии моря, но это не нашло отражения в типе локальных циклитов (ЛЦ).

В связи с поисками количественного выражения характера структуры локальных Ц был предложен коэффициент прогрессивности (K_p) как отношение прогрессивной части Ц к регрессивной локальных циклитов (ЛЦ) [10]. Его использование позволило без особого труда выделять в разрезе регоклиты по направленности и непрерывности изменения от ЛЦ к Ц. Эта методика демонстрировалась автором на школе-семинаре в Иркутске (июль 1981 г.) на обнажениях рек Иркут (обн. Шамаи-Горы) и Урик (горы Серая и Красная) мотской свиты (серии). При коллективном обсуждении значения этого коэффициента в системном анализе ПА на данной школе и позже (август 1981 г.) на флишевых разрезах Кавказа с С. Л. Афанасьевым стало очевидным, что изображать на графике изменение K_p лучше не в значениях отношения прогрессивной части к регрессивной, а как долю прогрессивной части в процентах от общей мощности. Сущность коэффициента та же, а изображение более компактное, так как шкала изменений K_p ограничивается 100%. Своеобразной «демаркационной» линией (нулевой в первом варианте) принята линия 50%.

Таким образом, под коэффициентом прогрессивности понимается отношение прогрессивной (П) части циклита (любого из четырех типов) в метрах (сантиметрах) к общей мощности (М) циклита: $K_p = П/М \cdot 100\%$. Выделить прогрессивную часть на практике, как правило, не представляет труда. Использование K_p позволяет объективно выделить слоевую систему (циклит) следующего ранга, т. е. является важным ключом количественного определения иерархической организации слоевых ассоциаций. Тип циклита следующего ранга и его границы определяются по направленности и непрерывности изменения значений K_p [10].

Когда значения K_p практически равны нулю, или 100%, циклит может оказаться «одноэлементным» (тот самый крайний, вырожденный случай одноэлементной системы, о котором упоминалось выше). Подобная процедура применяется и для выявления циклитов следующего ранга. Только K_p определяется не для ЛЦ, а более сложных (региональных или субрегиональных).

В системном анализе ПА важнейшим становится вопрос оценки степени дискретности и непрерывности изменения существенного свойства системы. Дискретность, прерванность чаще всего определяется качественно, «на глаз»: больше — меньше. Да и термина, означающего отсутствие породного слоя или слоев, в геологической литературе нет. Данное явление можно назвать антилитом.

Антилит — это отсутствие, выпадение одной или нескольких литологических разностей (независимо от причины и масштаба) в виде слоев или их последовательностей в общем литологическом ряду.

Следует отметить, что геологи давно наталкивались на мысль о необходимости отразить в терминах и понятиях отсутствие геологических тел. Так, В. Ю. Забродин [1] пишет о геологических «антителах». Значительно раньше * Я. Р. Меламед пришел к мысли о целесообразности введения понятия «антиформация» и др.

Необходимо различать отсутствие какой-либо литологической разности (ЛР) в общем литологическом ряду (РЛ) и масштаб, меру этого явления. Чтобы мерить, нужна единица измерения. Для единицы меры можно предложить термин «алит» («делит») и производный от него — «алитность» («делитность»).

Следовательно, пауза — это явление во времени процесса, антилит — следствие, алит — единица меры следствия.

Для выражения величины алитности можно предложить коэффициент алитности $K_a = m/n \cdot 100\%$, где m — число алит (отсутствующих ЛР), n — общее число ЛР в РЛ. Возможны и другие варианты подсчета коэффициента алитности. Например, n может быть общим числом ЛР (слоев) в циклите плюс m — число отсутствующих ЛР (делит).

Оба коэффициента — прогрессивности и алитности — наряду с другими количественными показателями, дополняющими их, призваны служить количественному выявлению и обоснованию иерархии слоевых систем нефтегазоносных бассейнов различного возраста.

ЛИТЕРАТУРА

1. Забродин В. Ю. Системный анализ дизъюнктивов. М.: Недра, 1981. 199 с.
2. Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1980. 242 с.
3. Карогодин Ю. Н. и др. Понятия, термины и аббревиатура в системном анализе. — В кн.: Системный анализ в геологии каустобиолитов. М.: Наука, 1983.
4. Кондаков Н. И. Логический словарь-справочник. М.: Наука, 1975. 720 с.
5. Понятийно-терминологическая база седиментационной цикличности. Новосибирск, 1978. 43 с.
6. Понятия и термины седиментационной цикличности. Новосибирск, 1978. 42 с.
7. Советский энциклопедический словарь. М.: Наука, 1981.
8. Теоретические исследования по терминологии седиментационной цикличности. Новосибирск: изд. ИГиГ, 1978. 139 с.
9. Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Принципы районирования нефтегазоносных бассейнов в аспекте цикличности седиментогенеза. — Геол. и геофиз., 1974, № 3, с. 12—19.
10. Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Проблемные и методологические вопросы региональной стратиграфии нефтегазоносных бассейнов. — Геол. и геофиз., 1982, № 6, с. 3—14.
11. Цикличность осадконакопления нефтегазоносных бассейнов и закономерности размещения залежей. Новосибирск: изд. ИГиГ, 1978. 139 с.

* Устное сообщение и фондовый отчет.

СОДЕРЖАНИЕ

Ю. Н. Карогодин. Принцип литмичности и его реализация в схеме литмостратиграфии триасовых отложений Енисей-Ленского мегапрогиба	3
А. А. Дагис, А. С. Дагис, А. М. Казаков, Н. И. Курушин, З. И. Булатова, Н. К. Могучева. Стратиграфия триасовых отложений побережья Анабарского залива	21
В. Г. Князев, В. П. Девятков, Э. Н. Кисельман, Б. Н. Шурьгин, В. В. Граусман. Основные разрезы морской юры Вилюйской гемпснэклизы	29
В. Г. Князев. Обоснование границы между нижним и верхним оксфордом на севере СССР	43
А. В. Гольберт, И. Г. Климова, С. П. Булыничкова, В. П. Девятков, А. С. Турбина. Морские волжские и неокимские отложения бассейна р. Буолналах (арктическая Якутия)	48
А. М. Казаков. Минералогические особенности литостратиграфических подразделений триаса Лено-Енисейской системы прогибов	58
А. В. Гольберт, В. П. Девятков. К методике обработки и генетической интерпретации массовых данных гранулометрического анализа	77
М. А. Левчук, Е. П. Акулыгина. Геохимическая характеристика и условия осадкообразования нижне-среднеюрских отложений восточной части Енисей-Хатангского прогиба	83
К. И. Микуленко. Тектоника осадочного чехла краевых депрессий Сибирской платформы (в связи с нефтегазоносностью)	90
А. И. Прокопенко. Сравнительный анализ крупных поднятий мезозойского осадочного чехла Енисей-Хатангского нефтегазоносного бассейна	104
А. И. Прокопенко. Характеристика разломов доюрского комплекса пород Енисей-Хатангского прогиба	113
Е. Д. Глузманчук. Методика оценки деформированности горных пород и влияние тектонических деформаций на точность сейсморазведочных данных в центральной части Вилюйской синеклизы (на примере Неджеланского поднятия)	121
Е. Д. Глузманчук. Деформационные взаимоотношения верхнепермских и мезозойских пород центральной части Вилюйской синеклизы	124
М. А. Левчук, А. И. Фомин. Катагенез юрских отложений восточной части Енисей-Хатангского прогиба	128
В. В. Гребенюк, Ф. Г. Гулари, А. Д. Луговцов, В. И. Москвин. Специфика нефтегазообразования в мезозойских депрессиях Сибирской платформы	132
Н. Д. Полякова, Е. И. Соболева, Г. Ф. Степаненко. Интенсивность эмиграции жидких и генерации газообразных углеводородов из нефтегазоносных комплексов Хатангско-Вилюйской нефтегазоносной провинции	140
Г. М. Таруц, Е. А. Гайдебурова. Главные направления нефтепоисковых работ по оценке зоны регионального выклинивания оксфорд-кимериджских отложений (J ₂) в южной половине Западно-Сибирской плиты (на примере Иртыш-Васюганского междуречья)	148
М. А. Левчук. Опыт применения результатов обработки данных гранулометрического анализа для изучения коллекторских свойств породы	153
С. А. Афанасьев, В. О. Красавчиков. Анализ результатов поисково-разведочных работ на месторождениях нефти и газа с использованием покрытий «информационными множествами»	155
Ю. Н. Карогодин. Коэффициенты прогрессивности и алитности (долитности) в системном анализе слоевых ассоциаций нефтегазоносных толщ	166

ГЕОЛОГИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ МЕЗОЗОЙСКИХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ СИБИРИ

Ответственные редакторы
Андрей Алексеевич Трофимук, Юрий Николаевич Карогодин

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства Л. Н. Калинина
Художественный редактор Т. Ф. Каминина
Художник Н. А. Пискури
Технический редактор Г. Я. Герасимчук
Корректоры В. А. Бирюкова, З. Ф. Бухалова

ИБ № 23135

Сдано в набор 29.01.82. Подписано к печати 10.01.83. МП-05003. Формат 70×108. 1/16. Бумага типографская № 3. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 15,4. Усл. кр.-отт. 15,7. Уч.-изд. л. 17,8. Тираж 1000 экз. Заказ 39. Цена 2 р. 70 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

УВАЖАЕМЫЕ ТОВАРИЩИ!

Для ускорения выпуска академических изданий издательство «Наука» переходит на новую систему сбора заказов.

Ежеквартально будут выпускаться бюллетени, включающие в себя общественно-политическую, естественно-научную и техническую, а также научно-популярную литературу. В них будет представлена литература, намеченная к выпуску в соответствующем квартале. Бюллетени заменят три годовых аннотированных тематических плана, выпускавшихся раньше (кн. 1, кн. 2 и план выпуска научно-популярной литературы).

На книги Главных редакций физико-математической и точной литературы сбор заказов будет проводиться в прежнем порядке, т. е. по самостоятельным годовым планам.

Тиражи квартальных бюллетеней на 1983 г. поступят в книготорговую сеть в следующие сроки:

I квартал — в августе 1982 г.

II квартал — в ноябре 1982 г.

III квартал — в феврале 1983 г.

IV квартал — в мае 1983 г.

Тиражи квартальных бюллетеней на последующие годы будут поступать по такому же графику.

Сбор заказов по каждому номеру бюллетеня будет производиться в течение 1,5 месяцев со дня его поступления.

Для оформления заказа на книгу издательства необходимо указать номер бюллетеня и позицию.

Издательство «Наука»

УДК 551.3.051:551.761 (571.51)

Принцип литмичности и его реализации в схеме литмостратиграфии триасовых отложений Енисей-Ленского мегапрогиба. Карогоди И. Н. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

Сформулирован принцип литмичности в стратиграфии. На основании его использован дано обоснование выделения системы литмостратиграфических подразделений триасовых толщ Енисей-Ленского мегапрогиба. Приведена схема их иерархии и взаимоотношения во времени и пространстве, принципиально отличающаяся от принятой и утвержденной региональной стратиграфической схемы.

Ил. 3, библиогр. 10.

УДК 551.761 (571.56—17)

Стратиграфия триасовых отложений побережья Анабарского залива. Дагис А. А., Дагис А. С., Казаков А. М., Курушин Н. И., Булатова З. И., Могучева Н. К. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

Рассмотрено строение триасовой системы Усть-Анабарского района. Описан разрез среднего—верхнего отделов на мысе Аиркат (западное побережье Анабарского залива) с лито- и биостратиграфическим его расчленением. Дана геохимическая (Fe_{пир}/С_{орг}) характеристика отложений и списки фауны и флоры. Кратко освещены условия формирования осадков. Акцентировано внимание на рассматриваемых отложениях как возможных коллекторах.

Ил. 1, библиогр. 10.

УДК 551.762:551.35 (571.56)

Основные разрезы морской юры Вилуйской гемисинеклизы. Князев В. Г., Девилов В. И., Кисельман Э. И., Шурьгин Б. И., Граусман В. В. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

Кратко описаны основные разрезы морской юры в Вилуйской гемисинеклизе, позволившие уточнить объемы некоторых местных стратиграфических подразделений. Последовательность комплексов макро- и микрофауны в изученных разрезах аналогична таковой в юре севера Средней Сибири и Северо-Востока СССР. Дана детальная характеристика комплексов двусторок и фораминифер, позволяющих достаточно подробно расчленить разрез морской юры исследуемого района.

Ил. 1, библиогр. 23.

УДК 571.762.31:564.53(47—17 — 57—17)

Обоснование границы между нижним и верхним оксфордом на Севере СССР. Князев В. Г. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматривается стратиграфия пограничных слоев нижнего и верхнего оксфорда на территории Севера СССР. На основании собственных материалов и литературных данных автор предлагает проводить границу между нижнеоксфордским и верхнеоксфордским подразделениями в кровле зоны *Cardioceras cordatum* и обосновывает это данными по ряду разрезов Севера СССР и параллелизацией их с разрезами Западной Европы.

Библиогр. 18.

УДК 551.763.12:563.12+564.1+564.53 (571.5)

Морские волжские и неокимские отложения бассейна р. Буоллах (Арктическая Якутия). Гольберт А. В., Климова И. Г., Булыничкова С. П., Девилов В. П., Турбина А. С. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

Приводятся данные о геологическом строении и стратиграфии морских волжских и неокимских отложений, обнажающихся в береговых обрывах верхнего течения р. Буоллах (левый приток р. Оленок у его устья). Отложения впервые расчленяются на сити: буоллахскую (средневолжский подъярус — берриас) и издесскую (валанжик). Даются их краткое литологическое описание и палеонтологическая характеристика, определяется фациальный состав, указываются стратотипы.

Ил. 2, библиогр. 3.

УДК 551.7.022.4 (571.56—17)

Минералогические особенности литостратиграфических подразделений триаса Лено-Енисейской системы прогибов. Казаков А. М. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

Показаны петрографические и минералогические особенности впервые выделенных литостратиграфических подразделений триаса. Рассмотрена степень различия минеральных ассоциаций однообразных отложений в зависимости от условий формирования и вещественного состава питающих провинций. Сделан вывод о возможности стратиграфических корреляций.

Ил. 4, библиогр. 16.

УДК 551.763.12.022.4:552.5(571.5)

К методике обработки и генетической интерпретации массовых данных гранулометрического анализа. Гольберт А. В., Девятков В. П. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматривается новый метод обработки массовых данных гранулометрического анализа и их генетической интерпретации. Посредством построения гистограмм и кумулятивных кривых гранулометрического состава песчано-алевритово-глинистых пелловых отложений определяются характер, степень подвижности вод и глубины осадконакопления. Дополнительная характеристика получена расчетом медианного диаметра, коэффициента Трасна и величины суммарной зернистости пород.

Ил. 2, табл. 1, библиогр. 24.

УДК (550.42:552.5)+551.3.051:551.762(571.51)

Геохимическая характеристика и условия осадконакопления нижне-среднеюрских отложений восточной части Енисей-Хатангского прогиба. Левчук М. А., Аккулини Е. П. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

В работе рассматривается изменение величин Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Na_2O , Al_2O_3 , TiO_2 и B_2O_3 в глинистой фракции пород по трем основным разрезам нижне-среднеюрских отложений восточной части Енисей-Хатангского прогиба (р. Анабар, Анабарская губа и мыс Цветного), по которому восстанавливаются условия осадконакопления. Доказывается тесная взаимосвязь геохимических циклов и циклов осадконакопления.

Ил. 4, библиогр. 6.

УДК 551.243:552.5:553.98 (571.5)

Тектоника осадочного чехла краевых депрессий Сибирской платформы (в связи с нефтегазоносностью). Миклузенко К. И. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов. Новосибирск: Наука, 1983.

Дана характеристика плинктивных и дизъюнктивных структур разных порядков, описаны их взаимоотношения, установлены особенности развития в период формирования краевых депрессий, выявлены черты сходства и различий в строении и развитии. Отмечены связи тектоники и нефтегазоносности отложений.

Табл. 9, библиогр. 29.

УДК [551.243.3:551.76]:571.511

Сравнительный анализ крупных поднятий мезозойского осадочного чехла Енисей-Хатангского нефтегазоносного бассейна. Прокопенко А. И. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

В статье описаны структуры I и II порядков Енисей-Хатангского нефтегазоносного бассейна. Характеристика дана в форме сравнительного анализа западной и восточной частей прогиба. Изучены следующие параметры: средние размеры складов, их количество, объем осадочного выполнения, величина удлинения. Разработана морфологическая классификация тектонических структур.

Ил. 1, табл. 4, библиогр. 8.

УДК [551.24:551.76]:571.511

Характеристика разломов доюрского комплекса пород Енисей-Хатангского прогиба. Прокопенко А. И. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

На основе детальных геолого-геофизических исследований дана характеристика дизъюнктивных дислокаций доюрского комплекса пород Енисей-Хатангского прогиба. Рассмотрены вопросы методики выделения и классификации разломов. Для обоснования основной схемы разрывных нарушений составлен ряд промежуточных геолого-геофизических схем, разработана методика районирования геофизических полей.

Ил. 1, табл. 2, библиогр. 5.

УДК 551.240+550.834.5 (571.56)

Методика оценки деформированности горных пород и влияние тектонических деформаций на точность сейсмогеологических данных в центральной части Вилуйской синеклизы (на примере Неджельинского поднятия). Глухманчук Е. Д. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

Рассмотрена методика оценки деформированности горных пород, основанная на анализе структурных карт. Показана необходимость учета двух типов деформаций — сдвига и поперечного изгиба при получении оценки деформированности платформенных структур. На примере Неджельинского поднятия, наиболее изученного бурением в центральной части Вилуйской синеклизы, устанавливается влияние деформированности пород на точность сейсмогеологических данных.

Ил. 2, библиогр. 11.

УДК 551.240:551.736+551.76(571.56)

Деформационные взаимоотношения верхнепермских и мезозойских пород центральной части Вилуйской синеклизы. Глухманчук Е. Д. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

На основе изучения распределения разных типов тектонических трещин в верхнепермских и мезозойских породах Вилуйской синеклизы выясняется характер деформационного взаимодействия пород в разрезе, оказывающего существенное влияние на тип деформаций и экранирующие свойства устьелытерской свиты.

Ил. 2, библиогр. 8.

УДК 551.3.051:551.762(571.51)

Катагенез юрских отложений восточной части Енисей-Хатангского прогиба. Левчук М. А., Фомин А. Н. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

В работе приведены результаты изменения отражающей способности витринита и псевдовитринита на фотоэлектронной установке ПООС-1 с целью диагностики стадий катагенеза юрских отложений Балахнинской площади и побережья Анабарского залива. Полученные результаты позволяют говорить о том, что юрские отложения восточной части Енисей-Хатангского прогиба находятся в главной фазе нефтегазообразования.

Ил. 3, библиогр. 5.

УДК 551.24:533.98.041(571.5)

Специфика нефтегазообразования в мезозойских депрессиях Сибирской платформы. Гребенюк В. В., Гурари Ф. Г., Луговцов А. Д., Москвин В. И. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматриваются геологическое строение, история развития, нефтегазоносность недр системы краевых депрессий Сибирской платформы. На основе палеогеологических реконструкций устанавливается влияние истории геологического развития и термобарических параметров на генерацию и эмиграцию углеводородов. Показывается, что в районах проявления восходящих движений и повышенных значений палеогеотермических градиентов создавались благоприятные условия для миграции углеводородов.

Библиогр. 20.

УДК 553.98.061.33 (571.5)

Интенсивность эмиграции жидких и генерации газообразных углеводородов из нефтегазоносных комплексов Хатангско-Вилуйской нефтегазоносной провинции. Полякова Н. Д., Соболева Е. И., Степаненко Г. Ф. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов. Новосибирск: Наука, 1983.

Верхнепалеозойско-мезозойский разрез Хатангско-Вилуйской нефтегазоносной провинции по литолого-геохимическим параметрам расчленен на нефтегазоносные комплексы. Объемно-генетическим методом рассчитана интенсивность эмиграции углеводородов этих комплексов, которые по соотношению продуцировавших ими жидких и газообразных углеводородов разделяются на категории. Приводятся средние значения интенсивности эмиграции углеводородов (в усл. ед.) с 1 км² пород каждого комплекса и всех нефтегазоносных отложений провинции.

Ил. 2, библиогр. 16.

УДК 553.98.04:551.762.31.33 (571.1—13)

Главные направления нефтепоисковых работ по оценке зоны регионального выклинивания оксфорд-кимеридских отложений (J₂) в южной половине Западно-Сибирской плиты (на примере Иртыш-Васюганского междуречья). Тарун Г. М., Гайдебурова Е. А. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

В Иртыш-Васюганском междуречье установлен нефтегазоносный комплекс отложений в объеме оксфорд-кимеридка. По картированию комплекса определены границы Югорского нефтегазоносного бассейна и выделены зоны его регионального выклинивания. В зонах выклинивания НГК, приуроченных к склонам крупных структур Туйского вала и Майской приподнятой зоны, прогнозируются наиболее благоприятные условия для скопления залежей нефти и газа.

Ил. 1, библиогр. 4.

УДК 551.31

Опыт применения результатов обработки данных гранулометрического анализа для изучения коллекторских свойств породы. Девчук М. А. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматривается зависимость проницаемости гранулярных коллекторов Варь-Еганской площади от величины зернистости пород. Установленная зависимость позволит прогнозировать коллекторские свойства пород на закрытой территории.
Ил. 1, библиогр. 7.

УДК 553.98:550.81

Анализ результатов поисково-разведочных работ на месторождениях нефти и газа с использованием покрытий «информационными множествами». Афанасьев С. А., Красавчиков В. О. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

Разработана новая методика анализа разведочных работ на месторождениях нефти и газа, базирующаяся на применении понятия «информационных множеств». Она дает возможность производить всестороннюю оценку качества разведки нефтяных и газовых месторождений. Рассматриваются результаты опробования методики анализа с помощью ЭВМ на Первомайском месторождении нефти Томской области.

Ил. 3, библиогр. 12.

УДК 551.3.051:553.98

Коэффициенты прогрессивности и алитности (делитности) в системном анализе слоистых ассоциаций нефтегазоносных толщ. Карогодин Ю. Н. Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

Использование количественных подходов в системном анализе слоистых ассоциаций потребовало введения новых понятий и коэффициентов. Под коэффициентом прогрессивности понимается доля прогрессивности прогрессивной части циклита в процентах от общей его мощности. Коэффициент алитности (делитности) — это отсутствующие породные разности между двумя циклитами, выраженные в процентах от общего числа этих разностей в полном литологическом ряду данного разреза. Этот коэффициент характеризует степень дискретности границ между системами. Введению данного коэффициента предшествует введение понятия антилита.