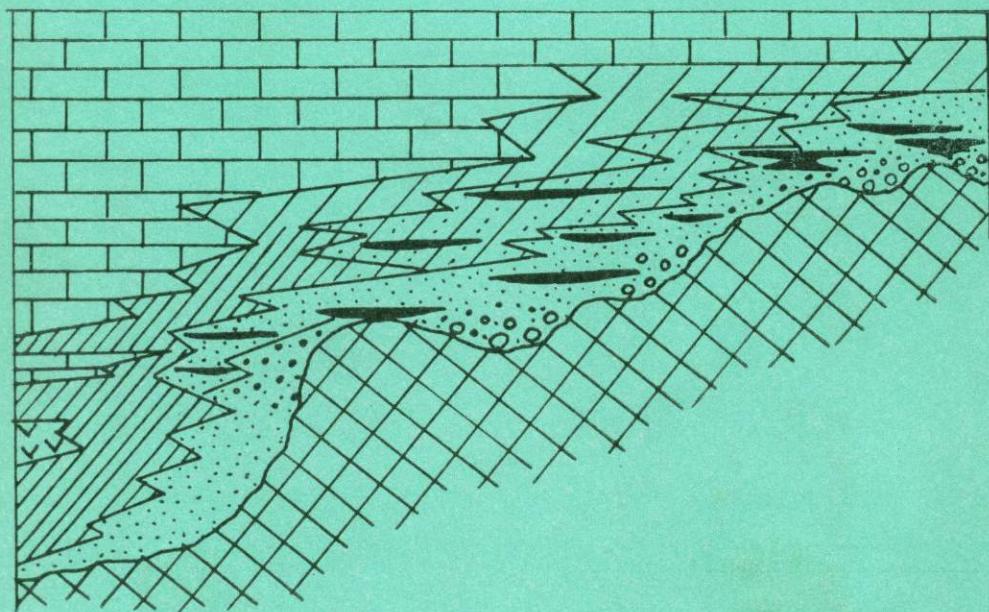




Б.В.Полянский  
МЕЗОЗОЙСКИЕ  
УГЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ  
СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ  
МЕЗОТЕТИСА



· НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
МЕЖДУНАРОДНАЯ ПРОГРАММА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ  
ПРОЕКТ 166 «КОРРЕЛЯЦИЯ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ»



71

Б. В. ПОЛЯНСКИЙ

МЕЗОЗОЙСКИЕ  
УГЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ  
СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ  
МЕЗОТЕТИСА

*Труды, вып. 435*

Основаны в 1932 г.



---

МОСКВА  
«НАУКА»  
1989



Academy of Sciences of the USSR  
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute  
International geological correlation programme  
The project 166 „Correlation of the coal-bearing formation“

B. V. Polyansky

**MESOZOIC COAL-BEARING FORMATIONS OF THE MESOTETHYS  
NORTHERN MARGIN**

*Transactions, vol. 435*

---

Мезозойские угленосные формации северной окраины Мезотетиса / Б. В. Полянский.— М.: Наука, 1989.— 192 с. — (Тр. ГИН; Вып. 435).— ISBN 5-02-001965-8.

Проблема выявления закономерностей формирования древних процессов осадконакопления и углеобразования является приоритетной в современной литологии, угольной геологии и поиске осадочных полезных ископаемых. На примере детального литолого-фациального и формационного анализов, циклического расчленения и корреляции верхнетриасово-юрских угленосных и смежных формаций морского генезиса в монографии детально реконструированы процессы их образования в Кавказско-Памирской зоне Альпийско-Гималайского мобильного пояса на стыке со стабильными массивами Гондваны и Евразии. С помощью серии палеографических карт выявлены закономерности пространственной эволюции бассейнов осадко- и торфонакопления в северной окраине Мезотетиса. Произведена типизация и предложена классификация генетически разнотипных формаций.

Табл. 6. Ил. 47. Библиогр.: 345 назв.

Рецензенты:

Ю. К. Бурлин, М. А. Беридзе

Редактор Е. В. Андреева

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР П. П. Тимофеев (главный редактор), В. Г. Гербова,  
член-корреспондент АН СССР А. Л. Книппер, В. А. Крашенинников

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР П. П. Тимофеев

Reviewers:  
Yu. K. Burlin, M. A. Beridze

Editor E. V. Andreyeva

Editorial Board:

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences P. P. Timofeev (Editor-in-Chief),  
V. G. Gerbova, Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences A. L. Knipper,  
V. A. Krasheninnikov

Responsible editor

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences P. P. Timofeev

П 1804020300-197 331-89, кн. 2  
055(02)-89

© Издательство «Наука», 1989

ISBN 5-02-001965-8

## ВВЕДЕНИЕ

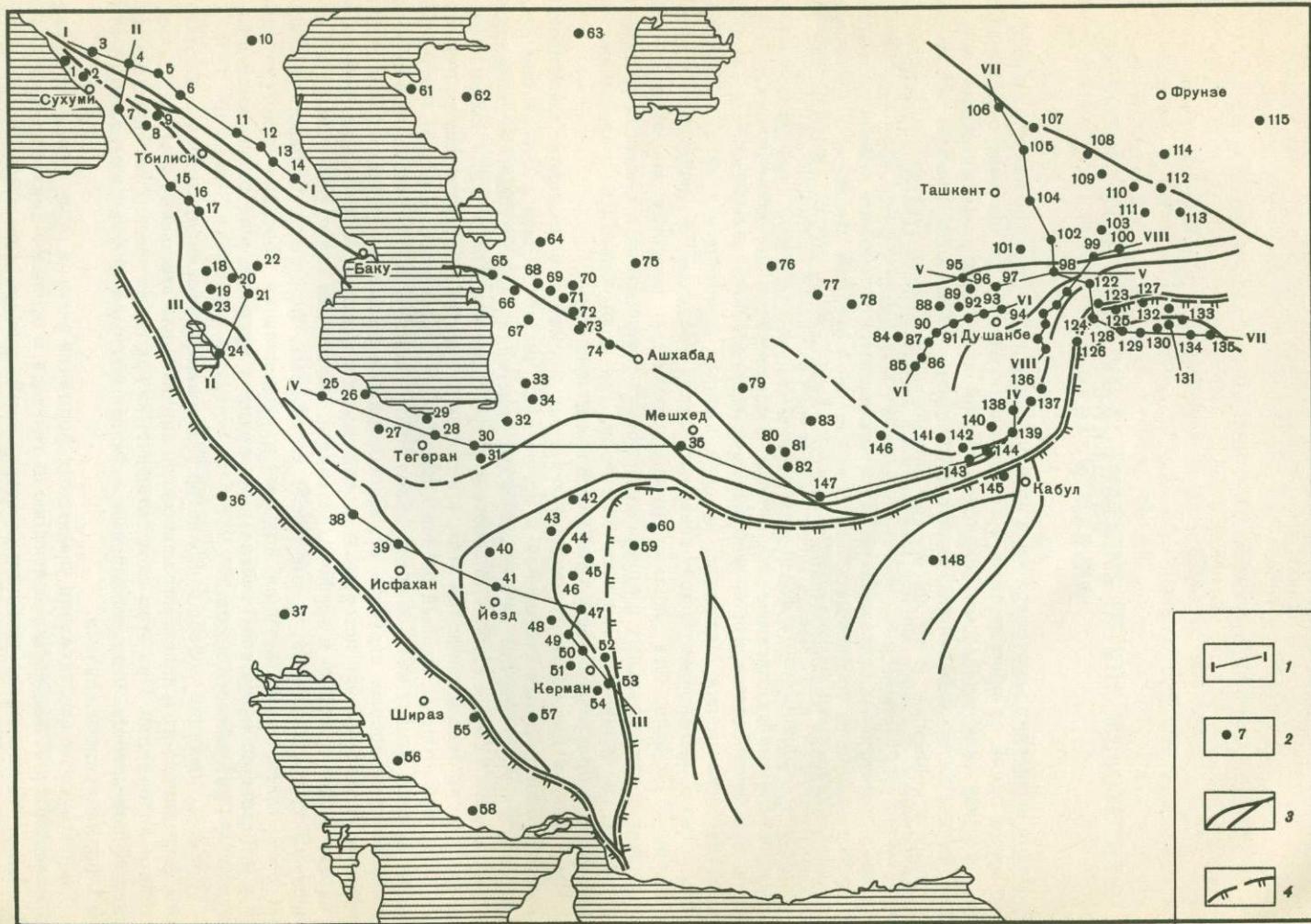
Проблема выявления закономерностей древних осадочных процессов является в настоящее время одной из приоритетных в советской литологии. Ее значение определяется тем, что изучение процессов осадконакопления составляет теоретическую основу решения не только важнейших вопросов седиментологии, но и поисков осадочных полезных ископаемых. В то же время, сложность проблемы диктует необходимость комплексной ее разработки во многих направлениях, различными методами и на разнообразных природных объектах. Таким объектом являются угленосные формации триасово-юрского возраста средневосточной части северной окраины Мезотетиса, изученные автором в пределах Кавказа, Ирана, Северного Афганистана и Средней Азии (рис. 1).

Северная окраина Мезотетиса реконструируется на многие тысячи километров вдоль Альпийско-Гималайского складчатого пояса. В современном палеотектоническом понимании она представляет собой мобильную гетерогенную континентальную окраину гипотетического океана Мезотетис, которая начиная с позднего триаса охватывала субширотно ориентированную зону северных блоков Гондваны, совмещенных с южной периферией Евразии. Эта окраина служила областью развития континентальных, прибрежно-континентальных и прибрежно-морских торфогенных и смежных эпиконтинентальных и окраинных морских бассейнов, где формировались триасово-юрские угленосные и практически безугольные осадочные формации.

Повышенный интерес к изучению угленосных формаций в последние десятилетия в связи с напряженным состоянием и истощением энергетических ресурсов был продиктован, в первую очередь, их значением как вместилища целого ряда месторождений углеводородного сырья. Проблема особенно остро стоит в регионах традиционно нефтегазоносных, но бедных запасами угля, к которым относится рассматриваемая территория. С другой стороны, данный регион привлекает к себе особое внимание исследователей, так как в начале мезозоя представлял собой обширную зону сочленения палеотектонически разнородных структур с разнообразными палеоландшафтами. Они имели сложную геологическую историю, которая предопределила особенности процессов триасово-юрского осадко- и торфонакопления и, в конечном счете, различия распространенных здесь осадочных, в том числе угленосных, формаций. Большое значение при этом также имеет крупная научная и региональная проблема реконструкции океана Мезотетис и его континентальных окраин в пределах рассматриваемой части Альпийско-Гималайского пояса.

При исследованиях и обобщениях автор пользовался методиками литолого-фациального, формационного и палеогеографического анализов для выявления объема, строения и генезиса формаций. При этом их идентификация как геологических тел определенной генетической природы и классификация являлись конечной целью, завершающей стадией формационного анализа.

Существующие исследования угленосных формаций региона отличались, как правило, односторонним подходом к выяснению их генезиса, в основном применительно к продуктивным их частям, и отставали от современных проблем литологии. Все предыдущие работы охватывали либо часть региона, либо были посвящены анализу каких-то



отдельных частей формаций (в основном терригенных угленосных), либо охватывали часть, либо весь юрский период. В то же время, наибольший интерес представляет проблема детального литолого-фацального и палеогеографического анализа применительно к позднетриасово-юрскому трансгрессивно-ретрессивному этапу осадконакопления, в целом единому по генетической и тектонической направленности. Таким образом, степень геологической, стратиграфической и литологической изученности рассматриваемых формаций была ранее неравномерна и произведена на столь различной методической основе, что сопоставление этих данных и сведение их воедино в обобщающей работе стало в последние годы насущной необходимостью, хотя и представляют серьезные трудности.

Огромная геологически сложная и разнородная территория распространения мезозойских угленосных формаций на юге СССР и в Иране и Афганистане, куда эти формации имеют естественное продолжение, до настоящего времени не была изучена как единый регион путем комплексных литологических и палеогеографических работ. Отсутствовали обобщающие детальные исследования генезиса и корреляции угленосных и пространственно смежных с ними в регионе практически безугольных формаций преимущественно морского происхождения. Крупные исследования касались либо тектонического анализа формаций [Цейслер, 1977], либо конкретного района [Мокринский и др., 1965; Троицкий, 1967]. Даже для таких геологически хорошо изученных частей региона, как Кавказ или Средняя Азия, отсутствовали сводные работы с детальным литологическим анализом юрских угленосных формаций и палеогеографией. Особенно слабо были изучены мезозойские угленосные формации в Иране и Афганистане, где литологические исследования либо совсем не проводились, либо ограничивались небольшими районами или только продуктивными интервалами разрезов. Лишь в последние годы благодаря усилиям советских специалистов появились обобщающие труды по Афганистану (1977 г., 1980 г.) и готовится к печати специальная монография по угольным месторождениям Ирана, в составлении которой принимал участие и автор. Наряду с угленосностью в этой работе были освещены фацальный состав и палеогеография триасово-юрских угленосных формаций.

#### Рис. 1. Обзорная карта района

1 — линия литолого-фацальных профилей; 2 — изученные разрезы триасовых и юрских отложений (номера, названия): *Кавказ*: 1 — Мзымта, 2 — Бзыбь, 3 — Малая Лаба, 4 — Теберда, 5 — Баксан, 6 — Безенги, 7 — Ткварчели, 8 — Ткибули-Шаори, 9 — Рача, 10 — Прикумский район, 11 — Чанты-Аргун, 12 — Аварское Койсу, 13 — Каракойсу, 14 — Чирахчай, 15 — Локский массив, 16 — Алаверды, 17 — Иджеван, 18 — Джерманис, 19 — Джульфа, 20 — Нахичевань, 21 — Кафан, 22 — Степанакерт; *Иран*: 23 — Джульфа Иранская, 24 — Мараге, 25 — Шал, 26 — Рамсар, 27 — Абиек, 28 — Шемшек, 29 — Алашт, 30 — Джам, 31 — Семнан, 32 — Тазаре, 33 — Скв. QT-2, 34 — Гешлаг, 35 — Акдарбанд, 36 — Лорестан, 37 — Хузестан, 38 — Сох, 39 — Тарт, 40 — Анарек, 41 — Йезд, 42 — Кучек-Али, 43 — Пир-Хаджат, 44 — Мазино, 45 — Кадир, 46 — Нейбанд, 47 — Дарбанд, 48 — Бухабад, 49 — Даэруд, 50 — Бабнизу, 51 — Бадаму, 52 — Гаск, 53 — Бульбулю, 54 — Джупар, 55 — Нериз, 56 — Манд, 57 — Сирдjan, 58 — Лаван, 59 — Сех-Кале, 60 — Фердоус; *Средняя Азия*: 61 — Мангышлак северный, 62 — Мангышлак южный, 63 — Приаралье, 64 — Тауркыр, 65 — Кубадаг, 66 — Большой Балхан, 67 — Скв. Даната, 68 — Скв. Черкезли, 69 — Скв. Чокрак-2, 70 — Скв. Джамал, 71 — Скв. Эсен-Куи, 72 — Скв. Эргибогаз, 73 — Кзыл-Арат, 74 — Копетдаг, 75 — Скв. Центральный Каракумскийвод, 76 — Скв. Кирпичли, 77 — Скв. Фараб, 78 — Скв. Кушаб, 79 — Скв. Шатлык, 80 — Скв. Кагазли, 81 — Чиминибит, 82 — Скв. 1, Бадхыз, 83 — Скв. Аринаклыч, 84 — Гаурдак, 85 — Вандоб, 86 — Шелкан, 87 — Юербент, 88 — Зармас, 89 — Гуруд, 90 — Дибодом, 91 — Шаргунь, 92 — Ташкутан, 93 — Суффа, 94 — Лучоб, 95 — Тавасанг, 96 — Кшут-Заурен, 97 — Фан-Янгоб, 98 — Назар-Айлок, 99 — Коксу, 100 — Ноурузкуль, 101 — Сулукта, 102 — Шураб, 103 — Кзыл-Кия, 104 — Ангрен, 105 — Ленгер, 106 — Таскомырсай, 107 — Чокпак, 108 — Аркит, 109 — Ташкумыр, 110 — Кок-Янгак, 111 — Алдыйяр, 112 — Туюк, 113 — Алайку, 114 — Қавак, 115 — Согуты, 116 — Чуск-Хунук, 117 — Гринг, 118 — Шкель-Дара, 119 — Иокунж, 120 — Равносу, 121 — Мианаду, 122 — Муксу, 123 — Ванч, 124 — Кокуйбельсу, 125 — Язгулем, 126 — Рушан, 127 — Пшарт, 128 — Марджанай, 129 — Караджилга-Акдилга, 130 — Джартырабат, 131 — Гурумды, 132 — Мамазаир, 133 — Куртеке, 134 — Кунтейсай, 135 — Кзыл-Рабат; *Афганистан*: 136 — Замбурак, 137 — Пули-Хумри, 138 — Чаль, 139 — Каркар, 140 — Ишпушта, 141 — Даханитор, 142 — Шабашек, 143 — Доаби-Мехзарин, 144 — Нальбандон, 145 — Мадр-Ферроузак, 146 — Сары-Пул, 147 — Масджиди-Чуби, 148 — Аргандаб; 3 — основные разрывные нарушения, 4 — южная граница распространения триасово-юрских угленосных отложений

Своевременность данных исследований определяется рядом причин практического порядка. В настоящее время уголь выдвигается на первое место в качестве эквивалентного заменителя нефти и газа, что определяет важность изучения генезиса углей и угленосных формаций. При этом выявление прогнозных ресурсов и запасов угля, особенно на закрытых площадях, должно производиться на основе широких региональных исследований с изучением, в первую очередь, процессов накопления угленосных отложений и их корреляции. Решение этих сложных проблем для разнотипных угленосных отложений и создание надежных корреляционных схем, выполненных в данной работе, может быть применено при детальных и региональных геолого-съемочных, геолого-поисковых и прогнозно-оценочных исследованиях, которые имеют большое народнохозяйственное значение. При этом литолого-фациальный и формационный анализы и палеогеографические построения, предложенные автором для обширной области совмещения осадочных бассейнов платформенных блоков и смежных мобильных прогибов, могут быть успешно применены для литологических исследований в других регионах сходного палеотектонического строения и палеоландшафтной принадлежности.

Таким образом, изложенные выше вопросы теоретического и практического порядка, связанные с изучением угленосных формаций, были подчинены решению важной научной проблемы — выявлению закономерностей становления и истории развития бассейнов осадконакопления и углеобразования северной окраины Мезотетиса на основе анализа триасово-юрских угленосных формаций в зоне сочленения окраинных структур Евразии и Альпийско-Гималайского пояса.

Впервые в настоящей работе современная теория и комплексная методика литолого-фациального и формационного анализов были применены к генетически разнотипным угленосным и пространственно смежным безугольным формациям морского генезиса, характеризующим в целом крупный завершенный этап позднетриасово-среднеюрского осадконакопления. Генезис этих формаций был рассмотрен в пределах тектонически разнородных блоков земной коры.

На основе детального литолого-фациального анализа континентальных, прибрежно-континентальных и прибрежно-морских угленосных отложений автор впервые раскрыл сложный характер триасово-юрского осадко- и торфонакопления в регионе.

Применен метод расчленения формаций на макроциклы, и впервые на этой основе проведена межбассейновая корреляция циклично построенных континентальных и морских отложений, слагающих угленосные формации позднего триаса—средней юры.

Автор предлагает литолого-генетическую классификацию формаций гумидного ряда, которая позволяет унифицировать обстановки осадко- и торфонакопления в палеоструктурах зоны сопряжения платформенных блоков в мобильной северной окраине Мезотетиса; обоснованы границы формаций во времени и в латеральном ряду.

Раскрыта история развития разнотипных континентальных и морских бассейнов осадконакопления, иллюстрированная серией палеогеографических карт от позднего триаса до средней юры.

Показано, что оптимальные обстановки формирования палеоторфяников долинно-речных, дельтовых и заливно-лагунных палеоландшафтов, вызвавшие максимумы торфонакопления, могут и должны учитываться при прогнозировании угленосности закрытых площадей региона.

На примере анализа литолого-фациального и терригенно-минерального состава формаций в зоне современного стыка Памиро-Дарвазского блока с Южным Тянь-Шанем впервые было литологически обосновано позднеюрское время стыковки северных блоков Гондваны с Евразией в данном районе. Тем самым была доказана гетерохронность их сближения в пределах всего региона с учетом данных о позднетриасовом времени подобного палеотектонического события на меридалине Кавказа.

Результаты исследований, изложенные в монографии, базируются на фактическом материале, полученном автором в Средней Азии, Иране и Кавказе в течение почти 30 лет. Наряду с угленосными формациями как основным объектом изучения анализиро-

вались практически безугольные формации, смежные во времени и пространстве с угленосными, которые объединяют терригенные и карбонатные морские отложения триаса—юры некоторых районов Северного Кавказа, южного склона Большого Кавказа и Закавказья, Юго-Западного Ирана, Южного Афганистана и Памира. Необходимость их анализа была очевидной, поскольку позволяет осветить на всей площади региона историю развития осадочных бассейнов и все зоны взаимопереходов между бассейнами морского и континентального осадконакопления.

Автор считает своим долгом, прежде всего, выразить глубокую благодарность ряду крупных специалистов в области стратиграфии, литологии и угленосности, оказавших влияние на формирование его научных воззрений. Неоценим в этом отношении вклад Т. А. Сикстель, Е. А. Репман, Ю. В. Станкевича — известных ученых—подвижников в изучении осадочных формаций Средней Азии, С. А. Захарова и М. М. Кухтикова — ведущих тектонистов Таджикистана и др.

В становлении и укреплении литологических позиций автора основная роль принадлежит заведующему лабораторией осадочных формаций Геологического института АН СССР, члену-корреспонденту АН СССР П. П. Тимофееву. Сотрудники этой лаборатории Т. Н. Хераскова, Л. И. Боголюбова, В. И. Копорулин, А. И. Вознесенский, Ю. Г. Цеховский и другие своими советами и помощью во многом способствовали выполнению данной работы.

Автор постоянно консультировался со стратиграфами и тектонистами ГИНа: членом-корреспондентом АН СССР В. А. Вахрамеевым, М. П. Долуденко, С. В. Мейеном, А. А. Беловым, А. Л. Книппером, И. В. Архиповым и др.

## ГЛАВА ПЕРВАЯ

# ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ РЕГИОНА

Историю геологических исследований, касающихся главным образом триасово-юрских угленосных формаций, целесообразно рассматривать отдельно по Средней Азии, Афганистану, Кавказу, Ирану.

### СРЕДНЯЯ АЗИЯ

Геологическое изучение угленосных формаций Средней Азии можно условно разделить на два этапа: с 80-х годов прошлого столетия до конца 40-х годов и с конца 40-х годов до настоящего времени. Более ранние исследования не будут рассмотрены, так как они имели косвенное отношение к предмету изложения.

Первые исследования угленосных отложений юры в Средней Азии связаны с именами И. В. Мушкетова, Г. Д. Романовского, П. А. Ренгартена, В. М. Вебера, А. П. Михайловского, А. Крафта, А. Г. Сьюорда и др. Позже В. Н. Вебером и Д. В. Наливкиным были заложены первые представления о процессах юрского осадконакопления, они ограничивали древние бассейны седиментации в юре практически современными структурами. Иной точки зрения придерживались В. Г. Мухин [1936], а позже — Н. В. Шабаров [1937] и П. А. Шехтман [1941], которые распространяли границы юрских областей осадконакопления на обширные площади, включая современные поднятия, и связывали их в какой-то мере со среднеюрской морской трансгрессией. Необходимо упомянуть, что еще в 1928 г. Д. И. Мушкетов опубликовал данные о среднеюрской фауне солоноватоводного или даже морского типа в Восточной Фергане, что свидетельствует в пользу этой трансгрессии.

В период 1930—1945 гг. началось систематическое изучение угленосных формаций. Исследования велись такими известными исследователями, как Н. В. Шабаров, который в 1929 г. разработал схему разделения разреза Шурабского буроугольного месторождения на циклы, Д. М. Богдановым, открывшим месторождение Ангрен, изучавшееся позднее Н. В. Шабаровым, Г. С. Чикрызовым и В. А. Захаревичем. В эти годы Н. В. Шабаровым [1937] была выдвинута концепция о приморском («паралическом») генезисе угленосности, подтверждением чему послужили находки в юрских отложениях Шураба остатков морских (?) организмов. К концу 30-х годов сформировались две точки зрения на условия накопления юрских угленосных отложений Средней Азии: В. Н. Вебера и Д. В. Наливкина о спорадическом их накоплении в континентальных («лимнических») условиях и В. Г. Мухина, Н. В. Шабарова и П. А. Шехтмана о приморском («паралическом») генезисе этих отложений на более обширных площадях.

С конца 30-х годов М. И. Брик [1937], Т. А. Сикстель [1936, 1955], Н. В. Шабаров [1939], В. А. Захаревич [1936] начали детальные исследования стратиграфии и литологии юры Ферганской депрессии, О. Д. Русанова [1935, 1938] изучала петрографию углей ряда Ферганских месторождений. Юг Средней Азии (Гиссар, Центральный Таджикистан) в эти же годы изучали М. С. Швецов, который еще в 1927 г. разделил на две свиты юрские отложения Гиссара, С. И. Левицкий [1935, 1937], П. К. Чихачев [1934], И. Е. Губин [1938], П. П. Чуенко [1934, 1937, 1938], В. А. Вахрамеев, А. В. Пейве и Н. П. Херасков [1936], П. А. Шехтман [1941] и др. С 1939 по 1949 г. Е. А. Репман

исследовала морские юрские отложения Гиссара, она же впервые выполнила палеогеографические карты для этапов юрского времени. Много нового в геологию угольных месторождений Таджикистана в эти годы внесли С. И. Клунников, А. Р. Бурачек, И. А. Паськов и Г. И. Алесин, изучавшие месторождения Соят, Назар-Айлок, Кштут-Заурен и др.

Второй этап явился самым плодотворным в изучении юрских угленосных отложений Средней Азии как с точки зрения угленосности и состава пород, так и их генезиса. В это время формируются основные воззрения на условия осадко- и торфонакопления этой территории, где к этому времени не осталось невыявленных углерождений. Этот этап был непосредственно связан с деятельностью геологической службы треста «Средазуглегеология». В 1950—1953 гг. широкие исследования угленосной юры проводились Б. А. Петрушевским, И. И. Горским, В. А. Захаревичем, Т. А. Сикстель, Ю. М. Кузичкиной, О. Д. Рusanовой, П. А. Шехтманом, А. И. Чистяковым, Е. П. Брунс и др. В Южной Фергане Е. П. Брунс [1948], а позже Ю. В. Станкевич [1950, 1956] выполняли работы по литологии и палеогеографии юры, а в 1959 г. Ю. В. Станкевич подвел итог этим многолетним исследованием.

Угленосные отложения юга Средней Азии (Таджикистан, Южный Узбекистан) в эти годы изучались Г. С. Чикрызовым [1957], Т. А. Сикстель [1952], Е. А. Репман [1964] и Ю. М. Кузичкиной [1961] с детальным изучением стратиграфии, угленосности и качества углей. Вопросы условий образования триас-юрских отложений этих районов были освещены в работах Ю. В. Станкевича [1950, 1956, 1959], В. И. Троицкого [1961, 1967], Б. В. Полянского [1961а, б, 1962а, б], В. С. Лучникова и Б. В. Полянского [1967 г.] и др. В результате в эти годы сформировались представления о характере бассейнов в раннем мезозое.

Отдельно следует остановиться на истории изучения юрских отложений западной части Средней Азии. Эти работы закладывались в первую очередь в открытых районах Туркмении и были посвящены с новым вопросам стратиграфии и литологического расчленения юрских отложений [Машрыков и др., 1962; Сотириади, Нураев, 1961; Сотириади, Троицкий, 1962; Юферев, 1963].

В районе Туаркыра угленосность, установленная Н. И. Андрусовым в 1889 г., изучалась В. А. Захаревичем [1934] и Л. В. Сибиряковой [1961].

К. Н. Аманназов [1962], З. Е. Барanova, А. Г. Буракова и Н. Б. Бекасова [1963] в деталях разработали стратиграфию юры Большого Балхана и Туаркыра, что облегчило ее расчленение на смежных закрытых территориях Туркмении и Западного Узбекистана.

Только в конце 50-х годов появились первые работы, связанные с изучением нефтегазоносности юрских отложений закрытых районов Туркмении и Узбекистана по материалам глубокого бурения [Бабаев, 1959]. Л. Г. Жуковским, Ю. В. Каешем, К. А. Сотириади [1959], а позднее К. А. Сотириади и С. Н. Нураевым [1961] были даны первые палеогеографические реконструкции Западного Узбекистана, К. А. Сотириади и В. И. Троицким [1962] впервые было выполнено терригенно-минералогическое районирование юры этой территории.

В 1967 г. вышла в свет монография Н. А. Крылова и А. К. Мальцевой, которая подвела итог многолетним исследованиям юрских отложений закрытых территорий Средней Азии. В менее доступных районах Дарваза и Северного Памира началось систематическое геологическое изучение только с 1950 г. В результате поисково-съемочных работ и геологических исследований Н. Г. Власова [1961, 1963], И. Е. Губина [1960], А. Х. Кафарского и И. В. Пыжанова [1963], В. С. Лучникова [1973] были разработаны вопросы стратиграфии триаса и юры, угленосности и вулканализма. Литологические работы в этом районе проводились Б. В. Полянским [1973а, б].

Изучению стратиграфии и условий формирования триасовых и юрских, преимущественно морских отложений Памира (Центрального и Юго-Восточного), были посвящены многочисленные исследования [Дронов, 1958; Дронов и др., 1961, 1964; Андреева, 1977, Кушлин, 1963], Памирской экспедиции Управления геологии ТаджССР. Единственное Памирское угольное месторождение Куртке изучалось В. И. Дроновым [1958],

В. И. Дроновым и др. [1959], Ю. В. Станкевичем [1960] и др. Позже материалы по геологии, угленосности и качеству углей месторождений Средней Азии вошли в 6-й том 12-томной монографии «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР» [1968].

### АФГАНИСТАН

Исследования мезозойских угленосных формаций Северного Афганистана начались в конце XIX в. и были связаны с изучением их стратиграфии [Griesbach, 1886]. Позже Н. Hayden [1911] уточнил стратиграфическую схему К. Л. Грисбаха в части выделения триасовой серии Доаб и юрской угленосной — Сайган. Позже R. Furon (1927 г., 1937 г.) и H. G. Schenk (1938 г.) большой вклад внесли в изучение геологии юрских отложений Северного Афганистана, а W. D. West [1940—1942] обследовал ряд месторождений угля к северу от сел. Доаб, отметив крупные несогласия между триасом и юром и между юрой и мелом.

С 1958 г. началось технико-экономическое сотрудничество СССР и Афганистана в области геологоразведочных работ на нефть и газ в северной части страны. Итоги этих работ с 1958 по 1964 г., касающиеся в частности стратиграфии и угленосности триаса и юры Северного Афганистана, были изложены в монографии В. И. Браташа и др. [1970].

Конец 60-х годов ознаменовался расширением геологоразведочных работ на угольных месторождениях севера страны. Их результаты позже были опубликованы в виде монографий [Андрюсов и др., 1977; Кудряшов, 1976], где освещались вопросы стратиграфии, угленосности и палеогеографии юры. В связи с этим необходимо упомянуть работы В. И. Славина [1970, 1974, 1976], посвященные стратиграфии и палеогеографии триасовых отложений Афганистана. Приводимые им схемы палеогеографии триаса Северного Афганистана во многом отличаются от аналогичных карт Б. Н. Андрюсова и Н. С. Кудряшова. Существенные противоречия в этих палеогеографических построениях во многом объяснимы слабой изученностью мезозойских образований и разными методами их изучения.

Большой вклад в познание тектонического строения и стратиграфии осадочных и вулканогенных образований Афганистана внесли геолого-съемочные и исследовательские работы большого коллектива советских геологов: В. И. Дронова, В. М. Чмырева, Ш. Ш. Деникаева, С. С. Карапетова, К. Ф. Стажило-Алексеева, М. А. Чальяна, Ю. С. Перфильева, Л. Н. Россовского, А. Х. Кафарского и др. Результаты этих многолетних (1958—1977 гг.) исследований завершились в 1980 г. составлением сводной монографии и геологической карты Афганистана масштаба 1:500 000.

### КАВКАЗ

На Кавказе изучению угленосных отложений, имеющих спорадическое распространение и малую промышленную ценность, посвящено значительное количество работ, главным образом по стратиграфии и условиям образования юрских осадочных и вулканогенных формаций. Начало этих работ на Северном Кавказе относится еще к прошлому веку и связано с именами таких зарубежных исследователей, как Г. В. Абих, Г. Шегрен, Д. Антула и др. В начале XX в. К. И. Богданович и П. А. Казанский внесли существенные поправки к стратиграфии юры.

Систематические исследования юрских отложений в 30-х годах проводили Д. В. Дробышев, Н. Н. Ростовцев, В. Д. Голубятников, В. П. Ренгартен, С. П. Соловьев, А. П. Герасимов, В. Н. Робинсон, В. В. Белоусов, В. М. Трошихин и др.

С конца 40-х годов было резко усилено изучение стратиграфии юры. Здесь нет возможности остановиться на каждой работе, поэтому ограничимся лишь перечислением авторов: И. А. Конюхов, Л. В. Сибирякова, Н. В. Безносов, В. П. Казакова, Б. П. Пирятинский, В. Т. Фролов, С. С. Кузнецов, М. В. Муратов, И. Р. Каходзе, Г. А. Логинова, Д. И. Панов, Ю. Г. Леонов, А. Л. Цигарели, Н. В. Живаго, В. Е. Хайн, Г. П. Корнева,

К. О. Ростовцев. На южном склоне Северного Кавказа юрские отложения изучались В. И. Славиным, М. Г. Ломизе и др.

Угленосные отложения Кавказа в 30-е годы начали изучать В. В. Мокринский, Г. Е. Пилюченко, Л. А. Сарычев, А. Д. Ишаков и др., позже — В. С. Ефимов, А. С. Арушанов, О. А. Гиоргадзе, С. Х. Харлов, П. И. Токмакова и др. В этот период В. В. Мокринским была составлена карта прогноза и зонального распределения углей Северного Кавказа. В 1960 г. И. Р. Каходзе, А. Л. Цигарели, К. Ш. Нуцубидзе и З. И. Зесашвили опубликовали сводку по истории формирования юрских отложений. В 1959 г. П. И. Токмакова, Г. Н. Бровков, Д. С. Новикова и З. С. Меньшикова составили сводку по промышленной оценки месторождений угля Северного Кавказа.

Сведения по стратиграфии юрских отложений Северного Кавказа впервые были обобщены в 1947 г., а в 1968 г. повторены В. В. Шелховским, Ю. Я. Потапенко, Н. В. Безносовым, К. О. Ростовцевым и др.

Специально вопросам изучения юрских отложений Дагестана — стратиграфии, генезиса, палеогеографии — были посвящены работы В. Т. Фролова [1959, 1963, 1965], Ч. М. Халифа-Заде и А. М. Магомедова [1982] и др.

В Грузии с 20-х годов начались систематические исследования юрских отложений, проводившиеся А. И. Джанелидзе, В. П. Ренгартеном, И. Г. Кузнецовым, И. Р. Каходзе, Б. Ф. Меффертом, В. Ф. Пелинцевым, К. Е. Габуния, П. Д. Гамкрелидзе и др. Вопросам петрографии и литологии юрских, в частности угленосных, отложений были посвящены труды Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, Г. С. Дзоценидзе, Г. А. Заридзе, И. Ф. Татришвили, С. С. Чехелидзе, Л. А. Варданянца, Н. И. Схиртладзе, В. В. Мокринского, Г. Р. Чхотуа, К. И. Чичинадзе, В. Я. Эдилашвили, Н. А. Канделаки, П. И. Авалишвили, С. Г. Букиа, Н. В. Вассоевича и др.

Большое значение для познания стратиграфии, вещественного и фациального состава, угленосности и палеогеографии юры Грузии и Закавказья имели работы Т. А. Гасанова [1967, 1973], Г. С. Дзоценидзе и Н. И. Схиртладзе [1961], И. Р. Каходзе [1947], И. Д. Чечелашвили [1959], а в последние годы — Г. А. Чихрадзе [1979, 1981], Е. Н. Вахания [1981], в которых на основании изучения литологии юрских отложений были построены схематические палеогеографические карты Закавказья. Познанию стратиграфии и условий образования юрских отложений Кавказа и смежных районов во многом способствовала монография В. В. Мокринского и др. [1965].

Для выяснения истории развития Кавказа немаловажную роль играет решение проблем тектоники и магматизма, которые были освещены в трудах Ш. А. Адамия, И. П. Гамкрелидзе, Г. С. Дзоценидзе, А. Л. Книппера, А. П. Лебедева, Э. Г. Малхасяна, К. Н. Паффенгольца, В. Е. Хайна и др. Большой вклад в решение этих вопросов внесли Ш. А. Азизбеков, А. Т. Асланян, Л. Н. Леонтьев, Э. Ш. Шихалибейли, С. С. Мкртчян, А. Н. Соловкин и др.

Сведения об угольных месторождениях Закавказья и Предкавказья, во многом ныне устаревшие, были изложены в I-м томе «Геология месторождения угля и горючих сланцев СССР» [1963] и с тех пор не пересматривались.

Изучение юрских угленосных отложений Армении началось в 1931 г. с месторождения Джерманис, которое детально обследовалось Н. Р. Азаряном в 1951—1953 гг. Иджеванское каменноугольное месторождение начало изучаться позднее Г. Г. Гёлецианом [1977].

В целом история исследований юрских угленосных отложений Кавказа была посвящена решению проблем стратиграфии, магматизма, в меньшей мере — литологии, угленосности и генезису угленосных формаций. Это обстоятельство хорошо объясняется их спорадическим распространением на Кавказе и незначительным промышленным значением.

## ИРАН

Нижнемезозойские угленосные отложения здесь имеют более широкое распространение, чем на Кавказе, и большее промышленное значение. Отдельные сведения об их стратиграфии и угленосности можно найти в целом ряде работ: M. Alavi-Naini [1972], R. Assereto [1966], H. Göeppert [1862], H. Huber, J. Stöcklin [1954], R. Huckriede et al. [1962], K. Kilpper [1964], R. Oberhauser [1960], A. Ruttnar et al. [1968], A. Schenk [1928], K. Seyed-Etami [1971a, b], A. Stahl [1911], J. Stöcklin et al. [1965, 1972]. Однако систематические исследования угленосных отложений развернулись только со времени организации в 1967 г. Национальной иранской металлургической корпорации (НИМК). Большим коллективом советских и иранских геологов НИМК был собран и отчасти обобщен огромный фактический материал по геологии угленосных отложений Северо-Иранского (Эльбурсского) и Центральноиранского (Керман-Табасского) угольных бассейнов. В совокупности с публикациями Геологического департамента Ирана эти материалы позволили выяснить вопросы стратиграфии, корреляции, состава и генезиса этих, еще мало изученных отложений.

В Северо-Иранском угольном бассейне исследования начались с конца прошлого столетия с точки зрения выяснения угленосности и стратиграфии юрских отложений [Göeppert, 1862]. До 30-х годов нашего века изучение угленосных отложений ограничивалось редкими маршрутами, посвященными в основном сборам остатков юрской флоры и фауны, или отдельными исследованиями угленосности и качества углей. Начало систематического изучения угленосных формаций Эльбурса (серия Шемшек) относится только к 60-м годам, т. е. ко времени организации НИМК. На вопросы стратиграфии, биостратиграфии, вещественного и фациального состава и отчасти палеогеографии юры были направлены работы P. Allenbach [1966], R. Assereto [1966], M. Alavi-Naini [1972], R. Assereto et al. [1968], P. D. W. Barnard [1967], E. Bailey et al. [1948], E. Cartier [1971], P. Corsin and G. Stampfli [1977], E. Dedual [1967], N. Fantini-Sestini [1966], K. Kilpper [1964, 1975] и др.

Материалы по стратиграфии и палеогеографии рассматриваемых отложений были обобщены в 1981 г. в виде двух статей [Брагин и др., 1981а, б], где впервые на основании разработанной для всего Ирана стратиграфической схемы расчленения триасово-юрских угленосных формаций и детального литолого-фациального анализа была проведена их корреляция и сделаны палеогеографические построения по всей территории страны.

В Центральноиранском угольном бассейне систематическое изучение геологического строения и полезных ископаемых было начато геологами Национальной иранской нефтяной компании [Huber, Stöcklin, 1954], которыми были составлены схематические карты в районе Керманского месторождения. Р. Beckett [1956] обследовал ряд углерождений в районе Кермана.

В 1962 г. геологи из ФРГ — R. Huckriede, M. Kürsten, H. Venzlaff [1962] — в своей монографии подвели итог исследованиям геологии этого района, сопроводив ее геологической картой масштаба 1:250 000, которая послужила в дальнейшем основой для более детального изучения угленосных отложений. Позже геологами НИМК на основании впервые разработанной и палеонтологически обоснованной схемы стратиграфии была составлена серия геологических, геологопромышленных и палеогеографических карт масштаба от 1:5 000 до 1:500 000. Большой вклад в изучение геологии и угленосности Центрального Ирана внесли такие геологи, как A. Gansser [1955], K. Seyed-Etami [1971a], R. Furon [1941], H. Huber, J. Stöcklin [1954], G. Pilgrim [1924], G. Tipper [1921], D. Wirtz and G. Wisemann [1958]; Д. И. Панов [1970], Ю. С. Перфильев и др. [Геология и рудные..., 1973].

С 1968 г. советскими и иранскими специалистами НИМК выполнена большая программа поисково-оценочных и геологоразведочных работ на обширных площадях развития угленосных отложений к северу от Кермана (район Табаса), направленных на дальнейшее обеспечение Исфаханского металлургического завода своим сырьем для по-

лучения металлургического кокса. Результаты этих работ были частично опубликованы [Ауслендер, Гречишников, 1972, 1974] (Голубев, 1972 г.).

Южную, в основном безугольную, часть территории бассейна обследовала в 1968—1973 гг. группа югославских геологов [Dimitrijević et al., 1973], которая попутно занималась вопросами стратиграфии отложений триаса и юры. Впервые детальная стратиграфия угленосных отложений в Керман-Табасском угольном бассейне была разработана в 1968—1969 гг. [Poliansky et al., 1974; Полянский и др., 1975; Полянский, Кушлин, 1978]. При этом были палеонтологически обоснованы верхнетриасовые угленосные отложения, даны ярусное расчленение всей угленосной формации, ее вещественный и фациальный состав и проведена корреляция угленосных формаций на территории Ирана.

В настоящее время подготавливается к печати сводная монография «Угольные месторождения Ирана», которая явится итогом всех геологических исследований нижнемезозойских угленосных формаций Ирана, выполненных советскими и иранскими специалистами в период 1967—1982 гг.

Остановимся на обобщающих работах по всему региону. Сначала В. В. Мокринский и др. [1965] выполнили геологоструктурное районирование мезозоя Юга СССР с новыми построениями по литологии, стратиграфии, палеогеографии юрских угленосных отложений. Затем в 1973 г. вышла сводка по странам Среднего Востока, посвященная проблемам стратиграфии, магматизма и тектоники [Геология и рудные..., 1973]. К обобщающим работам, касающимся территории всего региона, следует отнести серию литолого-палеогеографических карт СССР [Атлас литолого-палеогеографических карт, 1968]. Кроме того, группой сотрудников ВСЕГЕИ под руководством И. И. Горского и В. В. Мокринского были опубликованы обобщающие сводки по проблеме «Закономерности размещения ископаемых углей в земной коре как основа для их прогнозирования на территории СССР», которые охватывали в частности юрский период и были проиллюстрированы серией схематических палеогеографических карт масштаба 1:1 000 000 для каждого из этапов углеобразования [Атлас..., 1962]. Позже Г. П. Леонов и др. [1974] опубликовали первые схематические палеогеографические карты отложений юрского времени для большей части рассматриваемого региона. Наконец, в 1977 г. вышла монография В. М. Цейслера, где впервые для региона на основе тектонического анализа формаций, в том числе юрских, были выделены латеральные и вертикальные ряды их ассоциаций смежных платформ и геосинклиналей.

Краткий обзор геологической изученности триасово-юрских угленосных формаций региона показал неравнозначность исследований, различную методическую основу их выполнения.

Историю исследований угленосных формаций можно разбить на два этапа. Первый этап с конца прошлого столетия до конца 40-х годов был характерен изучением отдельных угольных месторождений и угленосных районов с точки зрения их стратиграфии и угленосности. В то время только закладывались первые представления об условиях образования угленосных отложений юры в результате отдельных литологических исследований. На территории Ирана и Афганистана тогда проводились лишь случайные маршрутные исследования угленосных районов.

Второй этап с послевоенных лет до настоящего времени отличается уже планомерными целенаправленными исследованиями триасово-юрских угленосных образований с точки зрения их региональной стратиграфии, тектонического положения и развития, литологического состава и углепетрографии, которые были сосредоточены в 50-е годы на Кавказе и в Средней Азии. Лишь в конце 60-х годов появляются первые обобщающие исследования по всему региону, которые, однако, отличаются схематичностью и неравномерной изученностью угленосных отложений, главным образом обладающих наибольшей промышленной угленосностью. К этому этапу относится начало систематических изучений угленосных формаций на смежных территориях Ирана и Афганистана благодаря усилиям советских специалистов.

В результате обзора выполненных ранее исследований выяснилось, что к настоящему времени отсутствуют сводные работы по всему региону с региональной корреляцией разнотипных угленосных формаций на литологической основе и реконструкцией триасовых и юрских ландшафтов, нет детальных поэтапных палеогеографических построений, раскрывающих эволюцию триасовых и юрских бассейнов осадконакопления на литолого-фациальной основе в зонах пространственного совмещения платформенных и геосинклинальных структур региона. Учитывая вышеизложенное, автор предпринял попытку связать воедино в предлагаемой работе на литолого-фациальной основе ряд упомянутых незавершенных проблем и показать во времени и пространстве условия образования генетически разнотипных угленосных формаций на фоне безугольных, преимущественно морского генезиса. В итоге, с помощью формационного анализа была выполнена типизация этих формаций между различными по тектонической природе и степени геологической изученности структурными элементами региона.

## ГЛАВА ВТОРАЯ

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В СИСТЕМЕ СТРУКТУР АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОЯСА

Рассматриваемая территория состоит из чрезвычайно разнообразных по строению и истории геологического развития структур — горных сооружений, образующих водораздел между бассейнами Индийского океана, Черного, Каспийского и Аральского морей. Западную часть территории слагают горные сооружения Большого и Малого Кавказа и так называемое Иранское нагорье, которое, в свою очередь, с севера ограничено горной системой Эльбурса и Копетдага, а с юго-запада — горами системы Загрос. Строение региона усложняется к востоку, в сторону Памирского склонения, где стыкуются горные системы Гималаев, Каракорума и Гиндукуша.

В пределах рассматриваемой территории отчетливо видно сочленение крупных тектонических элементов, образованных в результате главнейших эпох складчатости: докембрийской, герцинской, киммерийской и альпийской.

Северной обрамление региона в пределах СССР представлено эпигерцинскими Скифской и Туранской плитами Евразийского континента. Юго-восточное и юго-западное обрамления представлены северными окраинами Аравийской и Индостанской докембрийских платформ. Центральная часть принадлежит складчатым сооружениям Альпийско-Гималайской области.

Сложная тектоническая история формирования складчатых структур и чрезвычайно неравномерная степень их геологической изученности являлись причиной неоднократного пересмотра представлений о тектонической природе и этапах развития основных тектонических элементов. Так, до сих пор целый ряд важнейших проблем истории тектонического развития Кавказа, одной из наилучше изученных складчатых областей мира, остаются во многом не решенными или нуждаются в переинтерпретации [Хайн, 1970]. К таким проблемам относится, например, доальпийская и альпийская история Кавказа, геосинклинальное развитие Большого Кавказа, офиолитовых поясов и типа кор, на которых закладывались те или иные части Кавказа и пр.

Значительному изменению подверглись концепции тектонического строения и развития смежной территории Ирана благодаря многочисленным работам Й. Штёклина, который не только заложил основы систематизированного изучения тектоники этой страны, но и в значительной мере способствовал пересмотру устаревших тектонических воззрений [Штёклин, 1966].

В работах большого коллектива советских геологов [Браташ и др., 1970; и др.] в значительной мере была пересмотрена история тектонического развития Афганистана с

точки зрения идей мобилизма, была доказана принадлежность Северного Афганистана, где распространены угленосные отложения, к южному продолжению Среднеазиатской эпипалеозойской платформы, осложненной в стадию альпийской орогении [Браташ и др., 1970; Геология и полезные..., 1980].

Также подверглись ревизии и традиционные фиксистские тектонические представления об Альпийской складчатой области в целом, особенно начальных этапов развития геосинклиналей [Пейве, 1969]. Проблемам океанической коры в структурах Альпийской складчатой области были посвящены работы А. Л. Книппера [1975] и др.

Результаты исследований тектоники как региона в целом, так и отдельных его частей нашли отражение в статьях В. Е. Хайна [1968, 1969]. Особое внимание им было уделено проблеме срединных массивов и глубинных разломов. Обобщению материалов по тектонике зарубежной части региона (Иран, Афганистан и Пакистан) был посвящен большой раздел в монографии Ю. С. Перфильева и др. [Геология и рудные..., 1973], где авторами была составлена тектоническая карта масштаба 1:5 000 000 и схема структурного районирования.

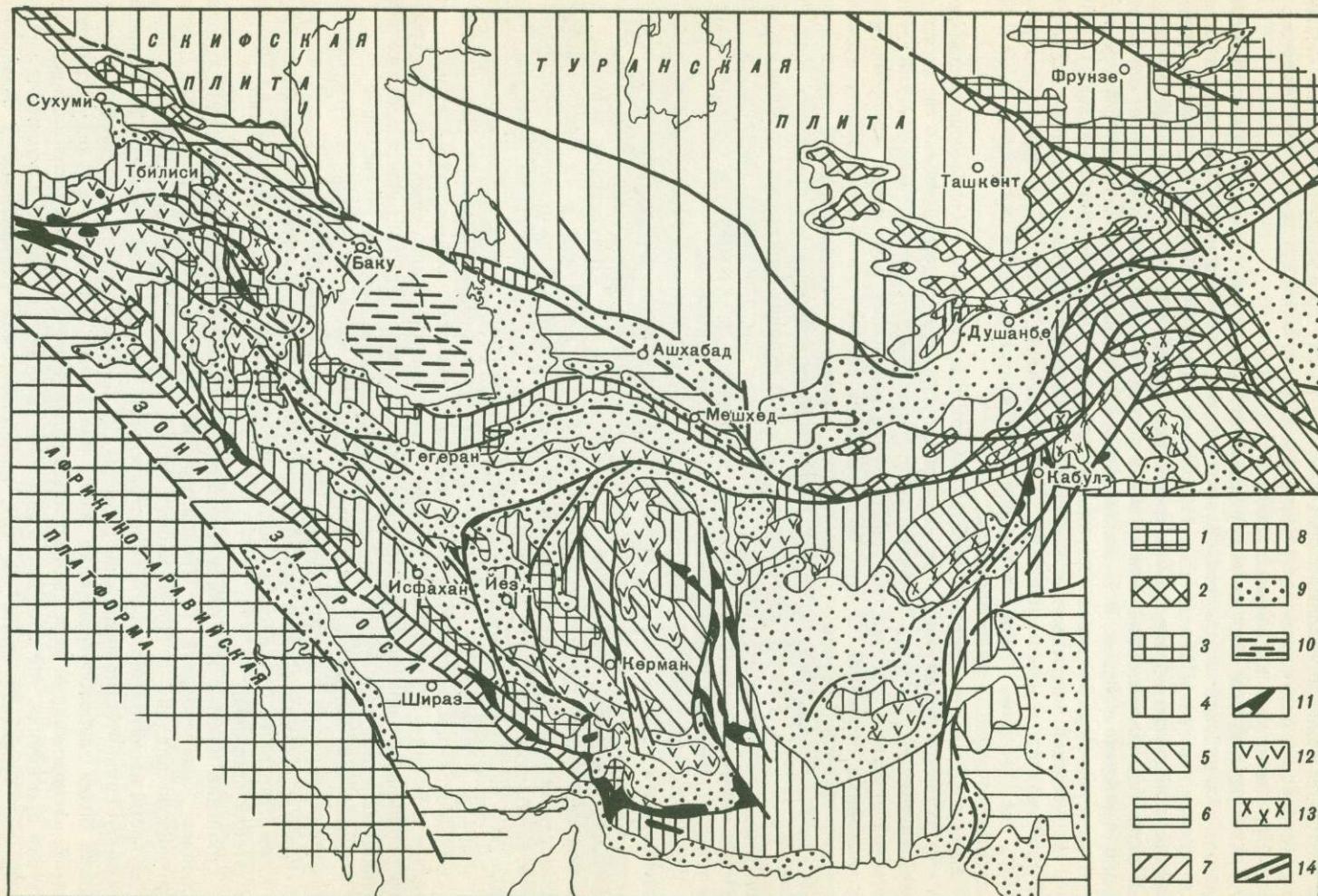
Здесь мы не будем касаться всех элементов современного тектонического строения рассматриваемой территории, так как детали строения непосредственно не касаются целей настоящей работы, в основном будут рассмотрены проблемы мезозойской тектонической истории и предшествовавшего этапа заложения и развития основных седиментационных бассейнов. С этих позиций здесь схематично будет охарактеризовано строение основных крупных тектонических элементов рассматриваемой территории, начиная с платформенных ее частей и кончая геосинклинальными прогибами (рис. 2).

Туранская плита, составляющая южную окраину эпигерцинской Евразийской платформы, имеет сложное строение. Она включает Амударинскую синеклизу и Туркменскую антеклизу, которые отчетливо выделяются в современном строении плиты глубиной погружения и мощностью осадков чехла платформы.

Амударинская синеклиза охватывает территорию Восточной Туркмении и Западного Узбекистана и включает Заунгузскую и Мургабскую впадины, Бухаро-Хивинскую ступенчатую моноклиналь и более мелкие структурные формы [Амурский, 1966]. На севере синеклиза граничит с антеклизой, а на юго-западе — с Копетдагским прогибом, на востоке ограничена Кызылкумскими палеозойскими массивами, а на юге — глыбово-складчатыми эпиплатформенными сооружениями, от которых она отделена субширотной Копетдаг-Балханской зоной разломов? Западную границу синеклизы, вероятно, надо проводить по Мургабскому разлому, ограничивающему с севера Копетдагскую геосинклиналь. Южный борт синеклизы в результате позднеальпийских орогенических движений оказался переработанным в глыбово-складчатые сооружения Юго-Восточного Гиссара и Банди—Туркестана. В мезозое, в доорогенные этапы, синеклиза охватывала более обширную территорию платформы и характеризовалась континентальными и мелководно-морскими терригенно-карбонатными осадками, местами угленосными.

Туркменская антеклиза охватывает большую часть Западной и Центральной Туркмении, включая Карабогазский и Центральнокаракумский своды. С севера и юга антеклиза ограничена зонами прогибов: с севера — Южно-Мангышлакским, Ассаке-Ауданским, Дарьялык-Дауданским, с юга — системой приразломных Предбалхан-Предкопетдагских прогибов.

Туранская плита с юга окаймлена Южно-Туркменской краевой системой, которая включает Красноводский и Предбалханский прогибы, Предкопетдагский прогиб, Мургабскую впадину и Предюргассарский прогиб [Амурский, 1966], которые в то же время представляют собой самостоятельные тектонические элементы. В основании они имеют сравнительно небольшие размеры ( $20 \times 150$  км) и часто открываются в прилежащие более глубокопогруженные части платформы. Предкопетдагский предгорный прогиб, расположенный перед эпигеосинклиналью Копетдага, отличается большей амплитудой прогибания. Мезозойские отложения залегают в прогибе в интервале глубин 3—12 км. Туранская плита на юге примыкает, как указывалось, к Альпийско-Гималайской складчатой области. Граница между ними имеет сложный характер.



В пределах Северного Афганистана (от г. Герата до г. Даши) зона сочленения имеет шовный характер. К северу-востоку в предгорьях Гиндукуша вдоль этой границы расположен Кулябский передовой прогиб, аналогичный упомянутому Предкопердагскому, который выклинивается в пределах Бадхыза. Эти прогибы, представляющие собой не полностью компенсированные орогенные структуры, в сочетании с краевыми разломами отчетливо ограничивают южную границу Туранской плиты. Северо-Афганская часть плиты претерпела влияние смежной с ней с юга Альпийской геосинклинальной области, которое выразилось в образовании приподнятой Паропамиз-Предгиндукушской зоны, где обнажается герцинское основание с триасово-юрскими отложениями чехла Банди-Туркестанской зоны, и Северо-Афганского и Майманинского выступов с неглубоким залеганием фундамента.

В Южной Туркмении эти зоны продолжаются в виде Карабильского и Мургабского выступов. Севернее расположены Мургабская и Афгано-Таджикская депрессии с фундаментом на глубинах 7—9 км.

Паропамиз-Предгиндукушская зона представляет собой горст-антиклиниорий, ограничивающий с юга развитие мезозойско-кайнозойских платформенных отложений Северного Афганистана. Триасово-юрские угленосные образования образуют средний структурный комплекс зоны.

Вулканиты триаса, объединенные нами совместно с юрскими отложениями в единую вулканогенно-осадочную угленосную формацию, аналоги которой вскрываются и в северной части Дарваза, являются, по мнению В. Е. Хаина [Хайн, 1968, 1969], результатом нового киммерийского этапа тектогенеза, завершившегося орогенезом в начале юры [Славин, 1958, 1976].

Туранская плита к востоку непосредственно переходит в Тянь-Шаньский эпипалеозойский платформенный ороген, имея с ним общий дислоцированный фундамент, сложенный разнообразными породами палеозоя. Этот ороген отличается от Туранской плиты интенсивными альпинотипными дислокациями в пределах мезозойско-кайнозойского чехла, которые придали Тянь-Шаню современный облик резко расчлененной высокогорной страны. Однако необходимо отметить, что основание чехла эпиплатформы сложено триасово-юрскими угленосными формациями преимущественно континентального генезиса, мощность которых резко изменчива от первых сотен метров в мощных прогибах до почти полного сокращения на поднятиях древнего рельефа. Основное влияние на состав, строение и мощность этих угленосных формаций оказал не только древний рельеф платформы, но и конседиментационный режим, которые в целом определили различия формаций, их зональность и типизацию [Полянский, 1973а, б].

Скифская плита охватывает все Предкавказье и часть северного склона Большого Кавказа. Герцинский комплекс представлен терригенными осадками среднего палеозоя, прорванными позднепалеозойскими гранитами. Они перекрыты верхнепалеозойско-триасовой молассой с вулканитами триаса—лейаса.

В Предкавказье выделяются узкие зоны раннеальпийской складчатости, выполненные вулканогенными сериями триас-раннеюрского возраста. К собственно платформенному чехлу местами относятся слабо дислоцированные терригенно-карбонатные отложения юры. Разрез квазиплатформенного альпийского чехла начинается в Лабино-Малкинской зоне отложениями трангрессивной нижней юры — шельфовыми и континентальными песчано-глинистыми, часто угленосными, осадками мощностью до 9000 м, в нижней части с известково-щелочными вулканитами.

Рис. 2. Схема тектонического строения региона по Ю. С. Перфильеву с соавторами (1973 г.) с изменениями автора

1 — каледониды; 2 — герциниды; 3 — чехол древних платформ; 4 — чехол эпипалеозойской платформы; 5 — срединные массивы; 6 — зона Загроса; 7 — зона надвигов Загроса; 8 — ранние альпиды; 9 — впадины альпийского орогена; 10 — предполагаемая океаническая кора; 11 — оphiолиты, меланж; 12 — эфузивы палеогенового возраста; 13 — интрузии мелового—неогенового возраста; 14 — тектонические границы блоков, разломы

Скифская плита осложнена Ставропольским поперечным сводовым поднятием, которое оказало влияние на ход раннемезозойского осадочного процесса, фактически разделив бассейны начальных этапов осадконакопления на северо-западный и юго-восточный. Это поднятие является наиболее крупным из положительных структур Предкавказья.

Южнее Скифской плиты, в складчатой структуре Большого Кавказа, выделяются две зоны: Северного Кавказа и южного склона Большого Кавказа. В первой из них на магматических и метаморфических комплексах кристаллического ядра залегают песчано-глинистые отложения нижней—средней юры и карбонатные отложения верхней юры—мела, разделенные угловыми несогласиями. В зоне южного склона палеозойско-триасовый комплекс обнажен лишь в районе Сванети, Мзымта и представлен песчано-карбонатно-глинистыми отложениями дизской серии девона—триаса. На отложениях триаса, или более древних, залегают нижнеюрские так называемые аспидные сланцы мощностью до 500 м с дайками и силлами диабазов.

Во флишевых трогах южного склона верхнеюрские отложения не отделяются от среднеюрских несогласиями и весь альпийский чехол здесь смят в складки в результате только позднеальпийских фаз тектогенеза. В остальных районах зоны раннеальпийские фазы складчатости проявились весьма интенсивно, что вызвало выпадение отложений бата.

Складчатая система Большого Кавказа постепенно переходит к Закавказскому срединному массиву, при этом относительно глубоководные морские фации замещаются мелководными или континентальными.

Своеобразие альпийского этапа развития Закавказского массива позволило выделить с севера Гагра-Джавскую, а на юге — Самхето-Карабахскую структурно-фацальные зоны. Аджаро-Триалетская зона при этом делит Закавказский срединный массив на две части: Грузинскую глыбу с Гагра-Джавской зоной на севере и с Артвино-Болнисской и Локско-Карабахской зонами на юге [Лордкипанидзе и др., 1984]. Базальные отложения юры, трансгрессивно залегающие на различных горизонтах палеозоя, начинают альпийский чехол и представлены в Гагра-Джавской и Сомхето-Карабахской зонах комплексом терригенных пород с маломощными вулканитами.

В пределах Грузинской глыбы основание юрской толщи сложено вулканитами, а верхи — красноцветными известняками, перекрытыми вулканитами байоса (в основном базальтовые андезиты).

Малокавказский офиолитовый пояс в виде узкой субширотной зоны протягивается вдоль южного края Закавказского срединного массива, отделяя его от Иранской квазиплатформы. Эта граница трассируется тектоническими линзами серпентинитового меланжа.

По данным грузинских геологов [Лордкипанидзе и др., 1984], автохтон северного края шовной зоны аналогичен Закавказскому массиву и сложен мощной толщей (до 3000 м) известково-щелочных вулканитов средней юры—неокома. Аллохтонный комплекс представлен массивными габбро и серпентинитами.

Малый Кавказ включает и часть Иранской квазиплатформы, гранит-метаморфический фундамент которой обнажен у его северного края (Мисхако-Зангезурская зона). Здесь обнажаются юрские мелководно-морские отложения мощностью 200—250 м с вулканитами тоара (?) мощностью 120 м.

На юге офиолитового пояса выступают офиолиты Веди и Ордубадского синклинория сложного строения мелового возраста. Офиолиты Малого Кавказа, скорее всего, представляют собой ветвь более крупного Северо-Анатолийского офиолитового пояса [Лордкипанидзе и др., 1984].

Малокавказская часть квазиплатформы к югу от Малокавказского офиолитового пояса, основываясь на определении докембрийского возраста фундамента и палеозойско-триасовой истории развития региона, подобна Центральному Ирану-Эльбурсу. Она охарактеризована палеозойской флорой и фауной гондванского типа. В мезозое эта зона претерпела стадию мелководно-морского и континентального осад-

конакопления на тектонически активном конседиментационном фоне с проявлениями щелочного магматизма. Все это позволяет относить ее к северо-западной периферии Эльбурс-Центральноиранской зоны.

Кавказ расположен на стыке азиатской и европейской частей Альпийско-Гималайского пояса и является своеобразным полигоном для разработки и проверки идей мобилизма. В частности глобальные реконструкции, основанные на концепции тектоники плит, указывают на былое существование океанического бассейна Тетис в пределах Кавказа и сопредельных территорий [Лордкипанидзе и др., 1984].

Как известно, существует двоякое понимание океана Тетис: он представляется либо как мелководный морской бассейн или бассейны, реконструированные по шельфовым отложениям в пределах Альпийско-Гималайского пояса, либо это обширный бассейн с глубоководными осадками и корой океанического типа, реликтами которой являются фрагменты оphiолитов как несомненные аналоги океанической коры [Книппер, 1975].

Палинспастические реконструкции взаимного положения Гондваны и Евразии 200 млн лет назад основываются на данных совмещения частей континентов и палеомагнитных исследований. В частности эти данные для Кавказа и Ирана свидетельствуют о том, что Закавказский срединный массив в раннем—среднем карбоне располагался у южного края Евразии, а южная часть Закавказья, как и Северный Иран, в позднем девоне—раннем карбоне были удалены от Закавказского срединного массива на 3000 км и составляли северную окраину Африкано-Аравийского континента. Это освободившееся в результате растяжения пространство и представляло собой Палеотетис [Белов, 1981; Лордкипанидзе и др., 1984]. Палеотетис разделял Кавказ на две части: южную (Центральная Армения, Нахичевань), составляющую окраину шельфа Гондваны, и северную (к северу от Севано-Зангерзурского оphiолитового пояса), которая была активной континентальной окраиной Евразии. Выделялись Закавказская и Большекавказская островные дуги и окраинные моря на месте Большого Кавказа и Предкавказья.

В конце палеозоя—триаса, судя по палеомагнитным и палеобиогеографическим данным, южная провинция в результате северного дрейфа примкнулась к Закавказской островной дуге и вызвала сужение Палеотетиса. Одновременно в районе Загроса—Омана началось раскрытие Мезотетиса [Белов, 1981; Книппер, 1975; Лордкипанидзе и др., 1984].

Современное строение Кавказа было сформировано в результате позднеальпийских процессов сжатия и скучивания корового материала и андезитового вулканизма в Иране, Закавказье и на Большом Кавказе, что объясняется с позиций новой глобальной тектоники.

Альпийско-Гималайский складчатый пояс расположен к югу от Скифской и Туранской плит. Складчатые структуры этого пояса занимают большую часть Ирана и Пакистана, Южный и Восточный Афганистан, к западу протягиваются в Анатолию и на Малый Кавказ, а к востоку — в Гималаи и на Памир. Современное состояние этих структур вызвано многофазно проявлявшимся альпийским тектогенезом.

Альпийско-Гималайский складчатый пояс имеет гетерогенное строение и осложнен поперечными структурами: Индо-Памирской меридиональной зоной сужения на востоке и Ван-Кавказским поднятием на западе. Внутри более широкой части складчатого пояса также выделяются Оманское поднятие и массив Лут, ограниченные меридиональными разломами (см. рис. 2). Эти поперечные поднятия делят пояс на ряд секторов—сегментов [Хайн, 1969]: Иранский, Афгано-Пакистанский и Памиро-Гималайский. Границы между ними не имеют отчетливых структурных различий, а определяются особенностями их тектонического развития. С запада на восток от Ирана к Гималаям постепенно стираются черты классических альпийских геосинклиналей. Как справедливо указывал Д. П. Резвой [1964], к великому георазделу Азии происходило вырождение геосинклинальной области.

Важное место в общей структуре Альпийско-Гималайской системы занимает Иран. С геоморфологической и геолого-структурной точки зрения Иран отчетливо делится на две обрамляющие горные системы Эльбурса и Загроса и центральную более низменную

часть, которую еще А. Ф. Шталь [Stahl, 1911], а затем Дж. У. Грегори [Gregory, 1929] относили к единому срединному массиву. Позже Р. Фюрон [Furon, 1941], Дж. Шредер [Schroeder, 1944] и другие уточнили геологическое строение Центрального Ирана и пришли к выводу, что он представляет собой эвгеосинклинальный прогиб, обрамленный с севера и юга миогеосинклинальными зонами Эльбурса и Загроса.

Более поздние взгляды на тектонику Ирана, которые развивал Й. Штёклин [Stocklin, 1968] и др., послужили опровержением миогеосинклинальной природы Центрального Ирана. Фациальный состав палеозойских, мезозойских и третичных отложений в основном свидетельствовал в пользу платформенного развития. Как указывал Й. Штёклин [1966], в течение фанерозоя весь Центральный Иран представлял собой ряд мелководно-морских и континентальных седиментационных бассейнов с накоплением осадков значительной мощности, но без существенных проявлений вулканизма, особенно в мезозое. Весь анализируемый в данной работе литологический материал подтверждает эту концепцию.

Пройдя в палеозое—мезозое доорогенное развитие, Центральный Иран в начале мела был охвачен складчатостью, а позже претерпел воздействие более поздних фаз альпийского тектогенеза. Эта альпийская орогения позволяет объединить Центральный Иран, за исключением срединного массива Лут, с системами Эльбурса и Загроса в герцинскую эпиплатформу, прошедшую период активизации в альпийское время.

Породы фундамента обнажаются во многих районах Центрального, Северного и Восточного Ирана. Вероятнее всего, этот фундамент является северо-восточным продолжением Аравийского щита. Покровные отложения от палеозоя до среднего триаса обладают всеми свойствами платформенного чехла как на Аравийской платформе, так и в Иране, и не были подвержены сильной орогении.

Интересующие нас отложения мезозоя претерпели более интенсивные тектонические воздействия, вследствие чего можно выделить ряд палеоструктурно-фациальных зон, разделенных крупными структурными швами, которые могли служить выходами на поверхность фронтальных частей субгоризонтально перемещенных блоков земной коры [Брагин и др., 1981а, б].

Одной из самых важных структурных границ является зона Загросских надвигов или главного надвига. К юго-западу от этой зоны формировался неглубокий прогиб, где с пермо-триаса до третичного времени шло постепенное накопление мелководно-морских терригенно-карбонатных и эвaporитовых осадков. К северо-востоку от этой линии наблюдаются более разнофациальные условия седиментации, угловые несогласия и проявления сравнительно слабой интрузивной и эфузивной деятельности.

Накопление верхнетриасово-юрских угленосных формаций на платформенном основании большей части Ирана шло в мелководно-морских и континентальных условиях, прерываемых тремя морскими трансгрессиями: в позднем триасе, на границе ранней и средней юры и в начале поздней юры [Полянский, 1980, 1983]. Резкие различия мощностей (от первых сотен до первых тысяч метров), фациального и вещественного состава явились следствием полуизолированного и изолированного развития седиментационных бассейнов, развивающихся в мезозое на гетерогенном основании активизированной платформы.

К северу от Центрального Ирана простирается горная система Эльбурса, по своему геологическому строению имеющая с ним много общих черт. По сравнению с Центральным Ираном Эльбурс обладал еще меньшей конседиментационной подвижностью, это подтверждается в частности отсутствием угловых несогласий между юрой и мелом и интрузивной деятельностью, что характерно для Центрального и Восточного Ирана. Тем самым Эльбурс можно отнести к типу антиклиниория северной периферии Иранского орогена, а не к эвгеосинклинали.

На границе Центрального и Восточного Ирана отчетливо выделяется глыба Лут, которая рассматривается Й. Штёклином [1966] и другими в качестве срединного массива. Она имеет меридиональную ориентировку и по периферии обрамлена складчатыми зонами также меридионального протяжения. На севере сброс Нейбанд и хребет Шо-

тори рассекают глыбу на собственно глыбу Лут и глыбу Табас на западе. Нейбандский сброс, возможно, является северным продолжением зоны меридиональных Оманских разломов. Альпийские движения проявились наиболее активно вдоль западного края массива, где отмечаются повышенные мощности мезозойских осадков.

Раннеальпийские складчатые системы связаны с проявлениями позднекиммерийской складчатости, которая охватила большую часть территории Альпийско-Гималайского пояса.

В Иране киммерийские движения привели к образованию двух складчатых структур — зоны Сенендерджа и восточной части Центрального Ирана. Зона Сенендерджа заключена между главным надвигом Загроса и системой межгорных молодых впадин, ориентированных вдоль юго-западного края Центрального Ирана.

Доальпийское основание обнажается в нескользких горстах и сложено древним метаморфическим комплексом и отложениями палеозоя. Сильно дислоцированный раннеальпийский комплекс представлен песчано-глинистыми отложениями триаса—юры мощностью до 3000 м, несогласно залегающими на палеозое и с резким угловым несогла-сием перекрытыми так называемыми орбитолиновыми известняками мела.

Восточная часть Центрального Ирана ограничена с востока массивом Лут, а по периферии — линией разломов, отделяющих зону от площади распространения мел-палеогеновых вулканитов. Основные структуры зоны ориентированы дугообразно, согласно ограничивающим разломам (см. рис. 2). Основными структурами этой части Ирана являются Бафский горст — антиклиниорий и Керманский синклиниорий. Большую часть зоны занимает Керманский синклиниорий, осложненный дополнительной складчатостью, выходами небольших массивов кристаллических пород в средней части структуры. По периферии синклиниорий ограничен системой сбросов и крутых надвигов, вдоль которых вскрыты блоки пород «цветного меланжа» и карбонатных отложений палеозоя. Вся центральная часть структуры выполнена угленосными отложениями триаса—юры мощностью до 7000 м, которые содержат промышленную угленосность (Керманское месторождение). Угленосная формация значительно дислоцирована складчатыми и разрывными нарушениями.

К раннеальпийским складчатым системам относится и зона Центрального Памира, которая продолжается в Афганский Бадахшан, где постепенно выклинивается в результате сочленения Ванч-Акбайтальского и Гунт-Аличурского разломов. Западная часть зоны сложена дислоцированными осадочными отложениями палеозоя мощностью около 10 км. Восточная часть представлена мощной толщей триасово-юрских сланцевых отложений мощностью 4000 м, слагающих синклиниорий, и интрузиями гранитов и гранодиоритов.

Позднеальпийские фазы тектогенеза привели к замыканию отдельных геосинклинальных прогибов и образованию складчатых зон в Иране и Афганистане — Пакистане. Для ранней стадии развития характерны такие образования, как офиолиты, в среднюю стадию геосинклинального развития происходило формирование вулканитов, а на завершающей стадии — флишевых прогибов.

В раннем олигоцене завершился геосинклинальный этап развития внутренней части Ирана, который выразился в образовании горных хребтов и разделяющих межгорных впадин. Эти впадины представляют собой эвгеосинклинальные прогибы, которые, как правило, заложились после завершения киммерийской складчатости, когда установился стабильный платформенный режим. Прогибы выполнены комплексом вулканогенных отложений палеогена многокилометровой мощности. Они занимают центральную часть Ирана и продолжаются от Турции до Афганистана. К ним относится Зенджанская, Сабзеварская и Калатская зоны. Последняя обрамляет с востока массив Лут. На юге Ирана вулканогенный пояс палеогена составляют Кашанский и Каҳрудский прогибы.

В целом зоны олигоценовой складчатости соответствуют наиболее подвижным участкам геосинклинали, которые сохраняют свою активность вплоть до четвертичного времени. Наиболее крупная зона такого унаследованного развития прослеживается через Иран от оз. Резайе до впадины Джазмуриан (Урмия-Дохтарский вулканогенный пояс).

Дарвазо-Заалайская (внешняя) зона Памира, расположенная между Вахшским надвигом на севере и Каракульским надвигом на юге, на стыке между альпидами Памира и герцинидами Тянь-Шаня, имеет ряд общих черт как с теми, так и с другими. Так, триасовый вулканизм Северного Дарваза и Заала более свойственен орогенным областям. Вместе с тем, литолого-фациальный состав угленосных верхнетриасовых—нижнеюрских отложений Дарваза отличается и от Среднеазиатской эпигерцинской платформы и не имеет аналогов на Памире. Средне-верхнеюрские сульфатно-терригенные пестроцветные и красноцветные отложения Дарваза имеют больше сходства с такими же отложениями Тянь-Шаня, нежели Памира. Таким образом, можно представить себе развитие Дарвазо-Заалайской зоны как крупной сравнительно узкой приразломной зоны прогибов, пограничной между двумя платформенными блоками.

Внешние складчатые зоны образуют периферийную часть Альпийско-Гималайского складчатого пояса в виде систем Загроса и Копетдага. Загорская система делится на складчатый пояс и зону надвигов (см. рис. 2). Загорская складчатая зона приурочена к северо-восточному краю Африкано-Аравийской платформы. Начиная с перми или раннего мезозоя окраинная часть Африкано-Аравийской платформы развивалась как постепенно погружающийся прогиб. Этот прогиб заполнен согласно и последовательно залегающими магнезиально-карбонатными или эвапоритовыми морскими осадками от перми до неогена мощностью в несколько тысяч метров. Эти отложения несогласно залегают на древних породах палеозойской платформы или инфакембрийских эвапоритах и были подвержены складчатости в последнюю фазу альпийской орогении в плиоцене—плейстоцене. Среди согласного залегания отложений прогиба наблюдаются незначительные параллельные несогласия, изменения мощностей и фациального состава [James, Wind, 1965] как результат небольших конседиментационных тектонических движений и пологой складчатости. Эти складки совпадают, по мнению И. Штёклина [1966], с основным субмеридиональным простиранием структур Аравийской платформы, что подчеркивает их тесную структурную связь. Иными словами, Загорский складчатый пояс представляет собой окраинную подвижную зону этой платформы.

Зона надвигов Загроса расположена северо-восточнее, параллельно складчатой зоне, отделяясь от Центрального Ирана Главным надвигом Загроса.

В зоне надвигов фундамент платформы залегает глубоко под отложениями прогиба. Метаморфические породы, в том числе и докембрийские, обнажаются за линией надвигов, как и в Центральном и Северном Иране. Тем самым Главный надвиг Загроса разделил докембрийскую платформу на аравийскую и иранскую части. С позднего триаса и ранней юры начал формироваться Загорский прогиб, отделившийся от Центрального Ирана. Как указывает И. Штёклин [1966], разделение платформы завершилось образованием надвига. В результате приподнятый Иранский сектор был надвинут на юго-западе на прогнутую часть края Аравийской платформы или же, наоборот, произошел поддвиг к северо-востоку.

Зона Копетдага вытянута вдоль границы Ирана и СССР, совпадая с одноименным хребтом. Эта зона отделена от Туранской плиты Предкопетдагским краевым прогибом, а от внутренней части складчатой области — Аладаг-Биналудским антиклиниорием. К западу зона трассируется вдоль северного края Горганского массива Эльбурса, погружаясь под отложения Каспия. Восточнее отделяется от Парапамизского антиклиниория субмеридиальным разломом.

По своему структурному положению и истории развития зона Копетдага аналогична Загросу. Эта зона краевого прогиба Туранской плиты представляет собой крупный антиклиниорий, ядро которого расположено в юго-восточной части зоны. Разрез прогиба представлен континентальными накоплениями от триаса до олигоцена мощностью до 6000 м. В основании залегают песчано-глинистые угленосные отложения триаса—юры.

Рассматриваемый регион представляет собой обширную территорию сочленения крупных разнородных тектонических элементов — платформенных относительно стабильных массивов, обрамляющих с севера и юга заключенный между ними субширотный Альпийско-Гималайский складчатый пояс, сложенный разнотипными по степени прогибания в триасе—юре структурами.

При изучении различных по генезису формаций становится ясно, что в доорогенний этап развития региона осадконакопление в начале мезозоя на платформенных блоках активизировалось в основном после ослабленного тектонического режима в среднем триасе, выраженного часто корами выветривания. Активизация была обусловлена тектоническими движениями раннекиммерийской фазы. В большинстве платформенных структур региона рассматриваемые угленосные и изохронные формации иного состава и генезиса отделены от складчатого основания стратиграфическим перерывом не древнее среднего триаса. В геосинклиналях (Большой Кавказ) и мощных краевых прогибах платформ (Северный Кавказ, район Мангышлака, Эльбурса) в результате устойчивого прогибания бассейнов седиментации нижняя граница формаций не фиксируется перерывами в осадконакоплении и корами выветривания. При этом базальные юрские морские или прибрежно-морские отложения залегают с размывом или небольшим несогласием на морских отложениях палеозоя—триаса, которые в этих структурах входят в состав платформенного основания.

Изученные разрезы генетически разнотипных формаций различного генезиса, строения и состава позволили реконструировать не только палеогеографические обстановки, но и палеотектонический режим (председиментационный и конседиментационный), который обусловил указанные признаки формаций. Так, на платформах с относительно стабильным тектоническим режимом шло в основном накопление формаций континентального типа с малыми и умеренными мощностями отложений (до 1000 м), долинными и дельтовыми обстановками осадко- и торфонакопления (Тянь-Шань). В краевых частях мобильных прогибов Альпийско-Гималайского пояса шло образование формаций прибрежно-морского и морского типов мощностью до 10 000 м с прибрежно-морским (лагунным) типом торфонакопления (Кавказ, Иран). Тем самым намечается отчетливая приуроченность анализируемых формаций к структурам различной палеотектонической природы.

## ГЛАВА ТРЕТЬЯ

### СТРАТИГРАФИЯ ТРИАСОВО-ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Позднетриасово-юрские формации в различных частях региона значительно отличаются по полноте, строению, мощности и литолого-фациальному составу, что вызвало необходимость рассматривать их стратиграфию в зависимости от палеотектонической зональности региона в мезозое в следующей последовательности (с востока на запад): платформенные области Запада Средней Азии, Тянь-Шаньский эпиплатформенный ороген, Дарвазо-Заалайская зона, Северный Афганистан, Кавказ и Иран. В пределах каждой из этих частей региона выделяется более детальная палеоландшафтная зональность.

Последние данные возрастного расчленения разрезов триаса—юры советской части региона с привязкой местных схем посвятного деления основаны на корреляционных шкалах юрских отложений Юга СССР [Алиев и др., 1983; Стратиграфия..., 1972; Стратиграфия..., 1973; и др.] (табл. 1).

Стратиграфические схемы Ирана и Афганистана несравненно менее детальны и хуже охарактеризованы органическими остатками, базируясь в основном на данных, полученных автором в Иране и его коллегами в Афганистане. Возрастная привязка свит в редких случаях произведена с точностью до века, обычно — до эпохи, особенно в местах развития континентальных отложений.

## СРЕДНЯЯ АЗИЯ

**Запад Средней Азии, п-ов Мангышлак.** Юрская угленосная формация здесь залегает с резким угловым несогласием на морских терригенно-карбонатных отложениях пермо-триасового комплекса, представленного фациями прибрежно-морского мелководья. Отложения триаса составляют верхнюю завершающую часть палеозойско-триасовой формации морского генезиса и не рассматриваются в составе угленосных формаций. Нижняя юра сложена базальными грубозернистыми гравийно-песчаными породами с углистыми включениями, выше переходящими в толщу чередования песчаников и глин с прослоями углистых глин. Мощность до 120 м. На них с размывом залегает пачка аллювиальных гравийных песчаников с прослоями углисто-глинистых пород в их верхней части. Мощность 40—190 м. Описанные отложения раннего—среднего лейаса местами полностью выклиниваются. Выше следуют более широко распространенные слабо угленосные песчано-глинистые отложения тоара (кокалинская свита) с линзами боксито-видных пород мощностью 46 м.

Средняя юра представлена всеми тремя ярусами. Аален—ранний байос (танашинская свита) начинается русловыми песчаниками с линзами конгломератов, выше переходящими в переслаивание алевролитов и песчаников с прослоями углей. Мощность до 270 м. Выше с размывом залегают песчано-галечные отложения раннего байоса (карадиирменская свита), а затем песчаново-алевролитовые с прослоями углей и углистых пород мощностью 150—200 м. Лежащая выше базарлинская свита начинается гравийно-песчаниковыми породами, которые сменяются по разрезу комплексом песчано-глинистых отложений, содержащих позднебайосские аммоиды, пелециподы и фораминиферы.

К батским отложениям отнесены серые глины с тонкими прослоями песчаников—ракушечников и углей с сидеритовыми конкрециями, с остатками нижнебатских аммонитов и фораминифер (сарыдиирменская свита). К западу замещаются морскими безугольными осадками с обильной морской фауной бата. Мощность до 200 м. Местами на востоке Карагату с размывом выше залегают пестроцветные песчано-глинистые (с туффитами) слабо угленосные отложения бата—нижнего келловея (кафаклинская свита) мощностью до 45 м. С угловым несогласием угленосная формация перекрыта известковыми песчаниками, известняками и глинами с обильной морской фауной келловея.

**Туаркыр.** Здесь отложения триаса обнажаются в ядре антиклинали и представлены только нижним отделом (индский и оленекский ярусы). Выше с несогласием залегают флороносные нижнеюрские песчано-глинистые угленосные отложения с пестроцветными глинами и бокситоносными породами в основании общей мощностью до 40 м (кызылтакырская свита).

Отложения аалена—байоса (салахбентская свита) местами согласно залегают на отложениях нижней юры, местами — несогласно на отложениях нижнего триаса. Представлены в нижней части песчаниками (до 40 м), переходящими в циклично построенную песчано-глинистую угленосную толщу (до 200 м) с остатками флоры аалена, а затем — безугольную с байосской флорой (до 300 м). Выше согласно залегают отложения верхнего байоса (огрыдагская свита), сложенные в основном песчаниками алевритовыми глинами и ракушечниками с остатками аммонитов. Мощность 100—200 м. Огрыдагская свита согласно перекрыта кафаклинской (бат—нижний келловей), представленной пестроцветными песчано-глинистыми, слабо угленосными породами с остатками пелеципод и растений. Отложения верхнего келловея трансгрессивно залегают на разных частях подстилающих образований, в результате чего большая часть отложений бата была уничтожена предпозднекелловейской эрозией.

На западных площадях Южной Туркмении скважинами нефтяного бурения были вскрыты лишь терригенные и карбонатные отложения не ниже келловея. В районе Кушки на дислоцированных аргиллитах предположительно верхнего триаса залегают серые песчаники, выше переслаивающиеся с аргиллитами мощностью 150 м, условно относимые к среднему отделу юры.

Таблица 1

**Geological Cross-Section Diagram (Turgay Region)**

The diagram illustrates the stratigraphy of the Turgay region, spanning from the Triassic to the Cenozoic. It shows the following geological units and their characteristics:

- Triassic:**
  - Upper Triassic:** Hozbulak-skaia, shair-skaia, more than 1800 m.
  - Middle Triassic:** Koka-linskaya, up to 60 m; do 240 m; do 120 m.
  - Lower Triassic:** Tona-shinskaya, up to 330 m; Kara-dinirmen-skaia, up to 424 m; Bazarlin-skaia, up to 130 m; Sarydidiirmen-skaia, bazarpinskaya, up to 370 m; Kara-dinirmen-skaia, 125–208 m; Tona-shinskaya, 85 m.
- Upper Permian:** Shor-djin-skaia, up to 250 m; Kafraklin-skaia, 170–750 m; Gliny, izvestniki s ammonitami, 170–750 m; Sha-hapaxtinskaya, 106 m; Gaur-dak-skaia, up to 200 m.
- Lower Permian:** Ergo-zin-skaia, 115 m; Salakhbent-skaia, up to 300 m; do 200 m; do 200 m; Kyzyl-taktyr-skaia, up to 25 m.
- Carboniferous:** Chaloy-skaia, up to 2200 m; Ogrydag-skaia, up to 200 m; Kara-klin-skaia, up to 70 m; Gliny, izvestniki, up to 115 m.
- Devonian:** Ko-shadzhabul-skaia, 20 m; do 1000 m; Izzestniki, gliny s ammonitiами, up to 1000 m.
- Mississippian:** Kugitan-gskaya, up to 650 m; Baisun-skaia, up to 180 m; Tangiduvval-skaia, up to 140 m.
- Upper Silurian:** Detybadam-skaia, up to 70 m; 120–150 m.
- Lower Silurian:** Gaur-dak-skaia, up to 200 m; Karabill-skaia, up to 95 m.
- Upper Ordovician:** Yugo-zapadnye otrogi Gissarskogo khreba.

**Устюрт.** Разрезы, вскрытые глубокими скважинами, отличаются полнотой в пределах платформенных прогибов и значительным сокращением мощностей к выступам фундамента [Решения..., 1977], [Алиев и др., 1983]. Нижнеюрские отложения (ергозинская свита) представлены слабо угленосными песчано-глинистыми осадками, гравийными в основании, мощностью до 350 м, которые несогласно залегают на пермо-триасовых и более древних формациях. Среднеюрские образования более широко развиты в пределах Устюрта в объеме отдела, за исключением редких сокращенных разрезов на склонах ряда выступов фундамента (Актуумуский, Карабаурский, Айбуғирский и др.). Они согласно пластуются с нижнеюрскими и представлены снизу гравийно-песчаниковыми отложениями с прослойями алевролитов и глин (нижнетонашинская подсвита тоара—аалена) мощностью 120—230 м. Согласно лежащие выше песчанико-глинистые угленосные породы аалена—байоса мощностью 300—360 м относятся к верхнетонашинской подсвите и карадиирменской свите. Верхний байос—средний бат согласно сменяет их в прогибах платформы и представлен цикличным чередованием глин, алевролитов, песчаников с прослойями углей и известняков общей мощностью 220—400 м (базарлинская и сарыдиирменская свиты). На поднятиях эти отложения отсутствуют.

Выше трансгрессивно с размывом залегает толща пестроцветных песчано-глинистых пород и глинистых туффитов мощностью 85—112 м (кафаклинская свита баттаникелловейского возраста).

**Бухаро-Хивинская депрессия.** Бухаро-Хивинская депрессия является частью наиболее прогнутой на Туранской плите Амударьинской синеклизы с целым рядом структурных ступеней на северо-восточном и южном ее бортах [Крылов, Мальцева, 1967]. В пределах депрессии юрские отложения погребены на глубину до 6000 м и вскрыты скважинами глубокого бурения.

В основных прогибах депрессии выделяются все три отдела юрской системы, часто с верхнетриасовыми базальными грубообломочными бокситоносными отложениями [Бабаев и др., 1977]. За основу расчленения отложений принято их возрастное и посвятное деление в юго-западных отрогах Гиссара. Низы юрских отложений, вскрытые целым рядом скважин в Янгиказганской, Кульбекшанской и других структурах, представлены пестроокрашенными брекчиями, конгломератами и песчано-гравийными породами в переслаивании с алеврито-глинистыми отложениями, часто с туфовым материалом, содержащими прослон и пласти угля (аналоги санджарской и ташкутанской свит геттанга—синемюра). Мощность их не превышает 5—40 м в юго-восточной части Чарджоуской ступени. Возраст этих отложений ранее относился к позднему триасу [Сикстель, 1960], но после переопределения остатков растений был отнесен к ранней юре [Решения..., 1977].

Отложения плинсбаха—тоара представлены так называемыми шаргуньскими слоями (нижнегурудская подсвита), сложенными снизу грубозернистыми русловыми песчаниками мощностью 90 м, выше переходящими в неравномерное чередование алевролитов, песчаников, туфопесчаников и глин, местами углистых, мощностью 25,5 м. Вышележащие отложения аалена (среднегурудская подсвита) или так называемые вандобские слои достигают в Кугитангтау 95—180 м и представлены переслаиванием песчаников и угленосных флюроносных глинистых пород. Встречаются пресноводные двустворки.

Отложения нижнего—низов верхнего байоса (верхнегурудская подсвита) или «шарджаинские слои» мощностью до 75 м сложены частым переслаиванием песчаников и угленосных алеврито-глинистых осадков. Общая мощность гурудской свиты 250—350 м. На южном склоне Гиссара гурудская свита с размывом залегает на ташкутанской свите и ее аналогах или на отложениях палеозоя, где мощность ее сокращается до 110 м [Полянский, 1961а; Бебешев, 1976].

Верхний байос (нижнедигибадамская подсвита мощностью 60—150 м) представлен в юго-западных отрогах Гиссара известковистыми аргиллитами, алевролитами с остатками аммонитов и пелеципод, песчаниками с маломощными прослойями углей.

Нижний бат (верхнедегибадамская подсвита) мощностью 60—185 м сложен чередованием песчано-глинистых пород с линзами и прослойями углей, характеризующих те же фации, что и в нижней подсвите [Решения..., 1977], нижний—средний бат (тангидувальская свита) — чередованием известковистых алевролитов, аргиллитов и песчаников с прослойями ракушечников мощностью 50—140 м, датированных остатками аммонитов. На южных склонах Гиссара морские отложения байоса—бата сокращаются до 40—80 м, а восточнее отсутствуют, замещаясь по простиранию на восток песчано-гравийными слабо угленосными отложениями.

В Бухаро-Хивинской депрессии отложения средней юры распространены шире нижеюрских, в виде нерасчлененного комплекса терригенных пород мощностью 500—600 м. По объему они соответствуют гурудской, дегибадамской, тангидувальской и нижней части байсунской свит. Представлены чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей.

Верхнебатские—нижнекелловейские отложения байсунской свиты сложены чередованием известковистых алевролитов и аргиллитов с прослойями мергелей и известняков, содержат остатки аммонитов и пелеципод. Мощность изменяется от 180 м в юго-западных отрогах Гиссара до 50 м на его южных склонах. Из подошвы этих отложений известен келловейский комплекс флоры [Полянский, 1961а]. Позже возраст этой флоры был пересмотрен [Гомолицкий, Добрускина, 1973] и датирован средней юрой (бат). В самых восточных разрезах Гиссара (Лучоб) аналоги байсунской свиты представлены пестроцветными песчано-глинистыми осадками мощностью до 25 м.

Келловей-оксфордские известняки (кугитангская, бывшая гиссарская, свита) сложены чередованием плитчатых и массивных пелитоморфных, дегритовых и оолитовых разностей с линзами брахиоподовых, гастроподовых и коралловых. Мощность известняков 200—600 м постепенно сокращается на восток до 40 м и замещается фациями открытого морского мелководья (Кугитанг—Ташкутан) — прибрежными фациями литорали (Лучоб) [Сикстель, Станкевич, 1964].

**Тянь-Шаньский эпиплатформенный ороген.** К этой территории, где юрские угленосные отложения имеют спорадическое развитие, относятся Зеравшано-Гиссарская горная область, Центральный и Северный Тянь-Шань.

Зеравшано-Гиссарская горная область включает целый ряд угольных месторождений и отдельных выходов юры: Тавасанг, Кштут-Заурен, Магиан, Рават (Фан-Янгоб), Зидды, Арху, Гузн, Соят (Рамит), Назар-Айлок и др. Для всех этих разрезов характерны неустойчивая, часто сокращенная мощность, нередко отсутствие их верхних частей, уничтоженных последующей эрозией, развитие грубообломочных отложений, неравномерно развитая и неустойчивая по площади угленосность, быстрая фациальная изменчивость и т. д. Наиболее полный и изученный разрез Равата принят за опорный для этого района и рассмотрен в табл. 2.

На коре выветривания, в кровле отложений палеозоя залегает базальная пачка грубообломочных брекчий (раватская свита) [Полянский, 1985]. Выше брекчии быстро переходят в слабо угленосные алевролито-песчаниковые породы с остатками флоры позднего триаса, мощность 40—50 м. Многие исследователи склонны относить эти отложения к раннеюрскому возрасту [Алиев и др., 1981; Лучников, 1983]. К отложениям того же генетического типа и возраста относятся и мощные брекчии, развитые в основании разрезов на месторождениях Кштут-Заурен, Назар-Айлок, Соят и др., мощностью до 600 м. Лежащая несогласно выше 900-метровая угленосная толща представлена снизу слабо угленосными песчано-глинистыми отложениями с базальными конгломератами в основании разреза (фанская и кухираатская свиты, нижняя юра—аален). Выше они переходят в основную угленосную часть разреза, представленную переслаиванием алевролитов, аргиллитов и углей (до 20 пластов угля сложного строения мощностью 1—6 м) — джижикрутская свита, относящаяся к байосу—нижнему бату. Разрез угленосной формации венчается безугольными алевролито-песчаниковыми, местами грубообломочными, отложениями верхнего бата (кухималекская свита). Выше с размывом и, возможно, с несогласием залегает пачка красноцветных конгло-

мератов (120—140 м) и известняков (суффинская, искаандерская и карабильская свиты общей мощностью 280 м). Здесь впервые В. С. Лучниковым [1983] были найдены пелециподы келловея—оксфорда.

В Центральном и Северном Тянь-Шане позднетриасово-юрские отложения обнажаются в виде отдельных выходов по периферии Ферганской депрессии, в Ферганском хребте, в изолированных Кавакской и Иссыккульской впадинах, в Приташкентском районе и хр. Карагату. Преобладающий континентальный генезис и в целом однотипное строение разрезов позволяют рассматривать их как один тип угленосной формации.

Отложения верхнего триаса в основании формации достоверно установлены по остаткам макро- и микрофлоры в разрезах Южной Ферганы (Мадыген, Камыш-Баши), хребта Кавактау (Каракиче и Минкуш) и южного Прииссыккулья (Согуты) [Сиксталь, 1960, 1962; Добрускина, 1980, 1982], где они имеют спорадическое распространение и резко изменчивые мощности и фаунистический состав.

В Южной Фергане известны три проявления верхнетриасовых континентальных отложений [Сиксталь, 1960, 1962; Добрускина, 1980; Брик, 1952]. Они представлены угленосными (Мадыген) песчано-глинистыми отложениями мощностью 365—490 м, содержащими в низах два пласта угля и многочисленные остатки позднетриасовой флоры (мадыгенская свита). Синхронные, но безугольные флюроносные песчаниковые отложения мощностью 190 м обнажаются в основании юрского разреза в урочище Камыш-Баши (нижнекамышбашинская подсвита) и в Кетменском хребте [Бувалкин, Власов, 1961].

Следующая группа позднетриасовых угленосных отложений описана в низах угленосной толщи на территории Киргизии (Согуты, Джергалан, Минкуш и др.). Представлены они грубообломочными породами, содержащими флору триаса (акташская свита, 140 м), выше сменяющимися угленосными породами нижней юры. В пределах Кавакской впадины на палеозое с несогласием залегают угленосные отложения позднего триаса мощностью 280—315 м (туракавакская свита), перекрытые нижнеюрскими песчаниками кызылсуекской свиты. С несогласием на палеозое или с размывом на вышеописанных отложениях позднего триаса залегают песчано-алевритовые образования с частыми прослоями конгломератов с кварц-кремневой галькой и редкими углистыми прослоями. Местами вблизи древних поднятий фундамента в составе отложений нижней юры преобладает грубообломочный материал (согульская свита в Южной Фергане, сарыкамышская и низы ташкумырской свиты в Северной Фергане, коккинская свита Ферганского хребта, кызылсуекская и агулакская свиты Кавакской впадины). Джильская и аксайская свиты Иссыккульской впадины отличаются от описанных выше основной угленосностью в низах разреза с грубозернистыми базальными слоями. Мощность отложений нижней юры изменяется от 10—25 м в Северной и Восточной Фергане (Ташкумыр, Алдыяр) до 615 м в Северной Фергане (Арkit). Синхронные отложения в Приташкентском районе начинаются базальными подугольными грубообломочными отложениями мощностью от 10 м (Ангрен) до 50 м (Ленгер), лежащими на коре выветривания, выше переходящими в угленосные мощностью 20—70 м.

Наиболее представительный разрез нижней юры на закрытой территории Ферганской впадины был вскрыт в районе Сузака (скв. № 4, 5, 9) и представлен 300—400-метровой глинисто-алевритово-песчаной толщей, выклинивающейся к древним поднятиям (Бостон).

Отложения средней юры (самаркандинская, кичкильская, куденбулакская, туюкская, чаарташская, зинданская свиты, игрысайская свита и ее аналоги, верхи ташкумырской и алдыярской свит) повсеместно наращивают разрезы нижнеюрских отложений в перечисленных пунктах, кроме разрезов Кавака и Иссык-Куля, где они полностью уничтожены предметовой эрозией. Эти отложения включают основную промышленную угленосность в виде мощных (до 40 м) плохо выдержаных пластов бурых углей (Ангрен, Шураб), продуцированных торфяниками долинного типа. Местами (Ленгер)

Таблица 2

среднеюрский разрез сложен пестроцветными песчано-глинистыми отложениями мощностью свыше 100 м.

Верхнеюрские отложения залегают повсеместно с размывом на угленосных нижне-среднеюрских образованиях. Представлены снизу пестроцветными, выше — красноцветными, местами сероцветными, терригенными отложениями балабансайской свиты и ее возрастных аналогов с редкими остатками солоноватоводных двустворок (Ташкумыр, Маркай), костных остатков черепах, зубов и шипов акул (Ташкумыр), остатков позвоночных (ящеры, рыбы, динозавры) и растений (Каратай). Мощность 20—250 м.

**Юго-западные отроги Дарваза.** В этой зоне можно выделить Оби-Ниоусский—Яхсуйский и Хингусский—Заалайский типы разрезов, различающиеся в основном по отложениям триаса.

Оби-Ниоусский—Яхсуйский тип разреза. С угловым несогласием на породах иоллихарской свиты средне-позднетриасового возраста залегают отложения юры общей мощностью 2000—2200 м, которые подразделяются на грингскую (ранняя юра—байос) и шкельдаринскую (бат) свиты.

Грингская свита (разрез Оби-Ниоу) представлена снизу грубобломочными базальными отложениями нижней юры мощностью до 57 м, выше — переслаиванием песчаников, алевролитов и глин с единичными пропластками угля мощностью 5—15 см. Для отложений свиты характерны частые внутриформационные размывы, хорошо сортированные песчаники с крупной косой линзовидной слоистостью и обилием растительных остатков. Среднеюрские отложения свиты в нижней части (аален) содержат основную угленосность в виде линзовидных пластов угля мощностью 0,15—1,85 м. Вышележащие отложения байоса сложены циклично построенной толщей песчано-глинистых слабо углистых пород. Бат представлен пестроцветными слабо карбонатными алевролитами и глинами шкельдаринской свиты, с прослойями известковых песчаников, где видно чередование мульдообразной и горизонтальной слоистости. Выше согласно залегают красноцветные песчаники верхней юры. Нижне-среднеюрские отложения в бассейне р. Оби-Хингуя в целом идентичны описанным по составу и фациальным особенностям, за исключением концентрации угленосности в самом основании разрезов (Оби-Равноу) и общего сокращения мощностей ярусов. Севернее, в бассейне р. Хингуя и на южном склоне Заалайского хребта еще в 1936 г. М. И. Шабалкин выделил мынтекинскую свиту, сложенную пестроцветными конгломерато-песчаниковыми породами, основными и кислыми эфузивами и их туфами.

В 1963 г. А. Х. Кафарский и И. В. Пыжанов предложили расчленить мынтекинскую свиту на три свиты (иоллихарскую, кызылсуйскую и зюрюзаминскую), тем самым придав ей ранг серии, какой она и принята в настоящее время. Иоллихарская свита мощностью 820 м представлена розовато-серыми конгломератами и фиолетово-серыми песчаниками с послойными телами зеленых диабазов и порfirитов мощностью 30—40 м. Вышележащая кызылсуйская свита согласно перекрывается зюрюзаминской триасово-юрского возраста. Последняя имеет мощность до 2000 м в наиболее представительном разрезе в районе каменноугольного месторождения Мианаду [Полянский, 1973а]. Свита отчетливо делится на три подсвиты: нижнюю (эфузивную, слабо угленосную мощностью 1050 м), среднюю (угленосную мощностью 235 м) и верхнюю (эфузивную мощностью 580 м).

Нижняя подсвита представлена андезито-базальтами, сложным чередованием дацитов, андезитов, пирокластических пород и редких слоев туфогенных песчаников пролювиального генезиса мощностью 30—40 м, которые содержат углистые включения и остатки норийских растений. Средняя угленосная подсвита представлена чередованием песчаников алевролитов, аргиллитов, углистых пород и углей (аллювиально-озерно-болотный фациальный комплекс). Остатки растений, собранных Б. В. Полянским, позволили Т. А. Сикстель эту часть разреза отнести к нижней юре [Полянский, 1973а]. Растительные остатки, собранные здесь В. С. Лучниковым [1973], были им определены как позднетриасовые. Этот возраст принят как более обоснованный. Верхняя подсвита в основании представляет собой переслаивание туфогенных песчаников,

алевролитов и конгломератов с пластами углистых аргиллитов и туфопесчаников, туфов, туфобрекций серого цвета с обломками порфиритов. Верхняя часть подсвиты состоит из андезитовых порфиритов, с корой выветривания в их кровле мощностью 18 м.

Несмотря на наличие в Северном Афганистане раннеюрского вулканизма, наследующего позднетриасовый [Браташ и др., 1970; Андросов и др., 1977], в целом синхронного с Дарвазским, последний, видимо, следует ограничить поздним триасом. Флора из этих толщ позднетриасовой возрастной привязки, а развитые в кровле вулканитов коры выветривания в пределах рассматриваемого региона обычно не моложе позднего триаса.

**Балхано-Копетдагская область.** Эта область относится к южным краевым прогибам Туранской плиты и объединяет разрезы Кубадага, Большого Балхана и Копетдага, где обнажаются отложения только средней—верхней юры. Отложения нижней юры не вскрыты. Наиболее полно охарактеризованным фауной является разрез Большого Балхана, который будет рассмотрен в качестве опорного (см. табл. 1).

В размытом своде Большебалханской антиклинали наиболее древними вскрытыми отложениями являются аален-байосские аргиллиты с остатками морских двустворок. Отложения байоса мощностью до 2500 м сложены аргиллитом с прослоями и линзами песчаников и конгломератов, нижний байос датирован многочисленными амонитами. Отложения верхнего байоса отличаются от нижнебайосских большим участием песчаников среди глинистых отложений, вплоть до грубозернистых на южном крыле антиклинали. Их возраст также установлен по амонитам [Сибирякова, 1961]. Мощность верхнего байоса 360—800 м. Выше согласно залегают отложения нижнего бата мощностью 500—600 м, сложенные снизу глинами, а выше — песчаниками с пластами угля. Верхний бат мощностью 700—1000 м представлен в основном мелкозернистыми песчаниками, меньше — глинистыми алевролитами и аргиллитами. Возраст подтверждается остатками амонитов.

Верхнеюрские отложения распространены шире и представлены во всех упомянутых разрезах морскими терригенно-карбонатными отложениями келловея—киммериджа, согласно перекрытыми эвалоритами титона.

## АФГАНИСТАН

Эта территория является продолжением к южной части Тянь-Шаньской эпиплатформы. Угленосная формация позднетриасово-юрского возраста спорадически развита здесь в виде разобщенных выходов вдоль северных предгорий Гиндукуша от г. Герата на западе, до р. Фархар на северо-востоке. Стратиграфия этих отложений пока недостаточно разработана, но наиболее детально дана в работах В. И. Браташа и др. [1970], Б. Н. Андросова и др. [1977].

Отложения верхнего триаса в виде изолированных выходов обнаруживаются вдоль северного склона Западного Гиндукуша в районе г. Герат, хребта Банди-Туркестана и др. Палеонтологически подтверждены отложения карния и нория, где практически повсеместно отмечается угленосность, за исключением района Герата, где разрез верхнего триаса представлен почти нацело вулканогенными образованиями мощностью 2300 м [Кулаков и др., 1969]. Наиболее угленасыщенный разрез мощностью 1400 м описан по северному склону хребта Банди-Туркестан (месторождение Сары-Пуль). Здесь угленосность приурочена к нижней части разреза с частым переслаиванием песчаников и алеврите-глинистых пород, с редкими остатками морской фауны карния (галобеиды и др.). В центральной части территории (Мадр-Феррозак) разрез верхнего триаса общей мощностью около 2500 м начинается пачкой базальных конгломератов мощностью 300 м, залегающих с размывом на среднем триасе. Выше следует мощная песчано-сланцевая толща с прослоями лав среднего и кислого состава и их туфов с остатками морской фауны карния—нория. Выше согласно залегает толща переслаивания лав и туфов, от кислых до основных, песчаников, алевролитов и аргиллитов с остатками позднетриасовых растений и редкими тонкими пластами угля. Севернее, к

Северо-Афганскому выступу, мощность верхнего триаса сокращается до 500 м и разрез представлен песчаниками и конгломератами. На востоке и северо-востоке Гиндукуша отложения верхнего триаса — это терригенно-вулканогенная толща мощностью до 800 м.

За основу при расчленении юрских угленосных отложений был взят разрез на месторождении Даханитор мощностью 2000 м в районе г. Мазари-Шариф [Браташ и др., 1970], который подразделяется на регбулакскую (нижняя юра), даханиторскую и ишпуштинскую (средняя юра) и башекскую (верхняя юра) свиты. Две среднеюрские свиты объединяются в шабашекскую свиту [Андрюсов и др., 1977].

Юрские отложения залегают согласно или с небольшим согласием (Ишпушта) на верхнетриасовых, низы разреза представлены базальными конгломератами. Весь разрез состоит из переслаивания сероцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и пластов угля. По всему разрезу обычны остатки макрофлоры, конкреции сидерита. Угольные пласти имеют линзовидный характер, малую и среднюю мощность, достигая на месторождении Дахани-Тор мощности 4,5 м. Остатки растений, определенных Т. А. Сикстель, не дают возможности четкого проведения границы между нижней и средней юрой, поэтому она условно располагается выше основного пласта угля на месторождении Дахани-Тор [Андрюсов и др., 1977].

В районе сел. Нахрин, в Чаль-Намакабском угленосном районе, к отложениям нижней юры относятся лавы плагиопорфиров, туфы и туфопесчаники, агломератовые лавы, лавобрекчи и туфоловы кварцевых порфиров, залегающие среди нормально-осадочных, местами угленосных, отложений, что роднит их с аналогичными образованиями Северного Дарваза (Мианаду) [Полянский, 1973].

Отложения средней юры в составе угленосной формации обладают наиболее широким площадным распределением, и с ними связана основная промышленная угленосность Северного Афганистана [Jacob et al., 1955; Андрюсов и др., 1977]. В опорном разрезе Дахани-Тор мощность их достигает 1275 м. Представлены снизу гравелитами и песчаниками, выше — алевролитами и песчаниками зеленовато-серого цвета, в целом не отличающимися от состава нижней юры. Обилие остатков среднеюрской флоры дает возможность сопоставить их с синхронными отложениями Гиссара, Дарваза, Индии и Ирана и произвести расчленение с детальностью до яруса.

С отложениями средней юры следует сопоставить и угленосные породы башекской свиты, ошибочно отнесенные Б. Н. Андрюсовым и др. [1977] к верхней юре на основании определений флоры из этой свиты Т. А. Сикстель, которая отметила, что этот комплекс флоры «не противоречит поздней юре». Авторы на этом основании отнесли значительную часть этих угленосных отложений на месторождениях Шабашек, Сары-Ассия и Каркар-Дудкаш к верхней юре, не учитывая того факта, что нигде в Средиземноморской зоне в позднеюрское время не было отмечено торфонакопление в силу палеоландшафтных, палеоклиматических и других причин, препятствующих этим процессам.

Верхняя юра мощностью 1500—1300 м (Замбурак) охарактеризована базальным комплексом терригенных пород, которые почти повсеместно залегают с эрозионным контактом на отложениях средней юры, а выше переходят в известняки.

Для этих отложений являются характерными прослои глинистых доломитов, известняков — ракушечников, исчезновение угленосности и появление пестроцветных, а выше красноцветных окрасок пород.

## КАВКАЗ

Стратиграфия угленосных формаций Кавказа разработана в настоящее время с большой детальностью и позволяет производить ярусное расчленение разрезов [Стратиграфия..., 1972, 1973; Фролов, 1965; Объяснительная записка к стратиграфической..., 1973; Объяснительная записка к проектам..., 1973; Халифа-Заде, Магомедов, 1982; Панов и др., 1964; Панов, Шевченко, 1964; Панов, 1976; Ростовцев, 1962, 1972; Чихрадзе, 1979; и др.].

Отложения триаса пользуются незначительным распространением на Кавказе.

Представлены они главным образом морскими фауниами и только на юге Закавказья содержат угленосность (Джерманис). Нами были проанализированы типовые разрезы триаса Предкавказья (Малая Лаба) и Закавказья (Джерманис) с целью сопоставления их с синхронными отложениями Ирана, а также небольшой разрез триаса по р. Мзымта (Эста-Садок).

По р. Малая Лаба разрез триаса четко делится на две части: нижнюю, грубообломочную терригенную, и верхнюю, карбонатную морскую, которые в целом составляют единый седиментационный макроцикл. По возрасту эти отложения укладываются в ранний—поздний триас. Раннетриасовые отложения залегают на карбонатных породах перми и представлены фауниами гравийно-галечных осадков наземной дельты, которые выше переходят в гравелит-песчаные отложения мощностью 500 м. Верхняя часть разреза сложена преимущественно алевролитами и известняками с остатками толстостенных брахиопод и пелеципод анизийского яруса. На них налегают фаунистически охарактеризованные глины и песчаники ладинского и карнийского ярусов. Выше, после небольшого перерыва залегают конгломераты и песчаники, переходящие в глины и известняки. Разрез завершается известняками с брахиоподами рэта. Мощность отложений 550 м. Выше они с размывом перекрываются отложениями нижней юры.

На южном склоне Большого Кавказа отложения верхнего триаса в виде толщи чередования песчаников, сланцев и темно-серых известняков мощностью 220 м обнажаются по левому берегу р. Мзымта, ниже селения Эста-Садок. Они залегают на аспидных сланцах Т<sub>1-2</sub> и с резким угловым несогласием перекрываются брекчиевидными кварцевыми конгломератами основания нижней юры. Верхнетриасовые известняки содержат остатки криноидей и кораллов.

Наиболее изученный и датированный разрез верхнетриасовых угленосных отложений развит в районе сел. Джерманис (Нахичеванская АССР). Здесь согласно на известняках перми залегают отложения всех трех отделов триаса. Нижний триас мощностью около 200 м сложен разнообразными по составу и генезису известняками, иногда песчано-глинистыми породами, датированными остатками моллюсков, кораллов и др. Средний триас мощностью 150—200 м также представлен известняками с остатками пелеципод, которые не позволяют точно установить границу между нижним и средним отделами. Верхний триас мощностью 500—600 м представлен латерально переходящими одни в другие немыми доломитами и песчано-глинистыми угленосными отложениями. Последние датированы остатками флоры и фауны и расчленены на карний и норий. По данным Н. Р. Азаряна [1963] отложения карнийского яруса мощностью 300 м представлены переслаиванием темно-серых или черных аргиллитов с кварцевыми песчаниками зеленоватого цвета. Здесь содержатся 4 пласта каменного угля и углистых аргиллитов. В этой толще собран комплекс флоры и двустворок карния. Выше, в отложениях нория мощностью более 200 м, преобладают кварцевые песчаники с прослоями аргиллитов.

Юрские отложения обнажаются в виде широкой полосы СЗ-ЮВ простирации, слагая северный склон Большого Кавказа от бассейна р. Кубань почти до побережья Каспия. К северо-востоку погружаются под более молодые отложения Предкавказья. На западе они переходят на южный склон Главного хребта и прослеживаются вдоль Черноморского побережья в междуречье рек Мзымта и Туапсе. Юго-западнее юрские отложения слагают южный склон Большого Кавказа на территории Грузии. Юрские отложения Северного Кавказа и Закавказья различаются по мощности и фациальному составу, поэтому будут рассмотрены отдельно (табл. 3).

**Северный Кавказ.** Юрские отложения здесь четко делятся на две части: нижняя и средняя юра представлена в основном терригенными, а верхняя юра — карбонатными породами.

Наиболее ранние отложения юры известны в районе Военно-Грузинской дороги, где они начинаются конгломератами и представлены в основном 500-метровой толщей черных глинистых сланцев с прослоями кварцитовидных песчаников и линзами графитизированного угля, с фауной предположительно синемюра—нижнего плинсбаха (кис-

тинская свита). Отмечается сходство этих отложений с нижнеюрскими южного склона Большого Кавказа, с темно-серыми сланцевыми аргиллитами Главного и Бокового хребтов и более восточных районов Чечено-Ингушетии и Дагестана. Местами к западу от Военно-Грузинской дороги в отложениях этого интервала разреза отмечаются эфузивы и пирокласты кислого состава (порфиритовый горизонт) в составе садонской свиты по Н. В. Безносову.

Плинсбахский ярус на юго-востоке Северного Кавказа, от р. Терек до р. Аварское Койсу, представлен мощной (2700—4000 м) толщей темно-серых аргиллитов, алевролитов и кварцитовидных песчаников. Возраст подтвержден находками плинсбахских аммонитов в верхней части толщи. Наибольший интерес представляет хумаринская (угленосная) свита максимальной мощности 1000 м, распространенная от г. Нальчик до р. Зеленчук, в основании которой залегают конгломераты, выше — алевролиты и песчаники, содержащие 20 пластов угля. В бассейне р. Зеленчук свита замещается морскими отложениями. Возраст свиты верхний синемюр — плинсбах. Выше следуют вулканогенные отложения шаонской свиты, представленные лавами, туфами и туфобрекциями андезитового и андезит-дацитового состава, залегающие с размывом на разных горизонтах нижнего плинсбаха. В бассейне рек Белой и Малой Лабы на нижнем плинсбахе и более древних отложениях с размывом залегает горизонт криноидных известняков мощностью 1—5 м с обильной фауной верхов нижнего плинсбаха (лабинские известняки). Верхний плинсбах распространен шире и представлен темными аргиллитами с прослойями алевролитов мощностью до 800 м, местами — с песчаниковым горизонтом с фауной.

Отложения тоарского яруса пользуются еще более широким распространением на Северном Кавказе и датированы лучше плинсбахских, что позволяет расчленить тоар на подъярусы. В Дагестане они представлены песчанико-аргиллитовой толщей с линзами конгломератов мощностью до 1000 м. Западнее, по р. Чанты-Аргун, мощность их увеличивается до 3000 м. В восточной части Северного Кавказа нижний и средний тоар не различаются по мощности, составу и преобладающему генезису. Разрез верхнего тоара местами становится более песчаниковым (Южный Дагестан) и достигает мощности 700—1400 м. Западнее приобретает флишоидный облик — чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников, увеличиваясь в бассейне р. Чанты-Аргун до 4000 м. Общая мощность тоара составляет 3000—6000 м.

Отложения ааленского яруса наиболее широко распространены в Дагестане, где расчленяются на два подъяруса. Нижний аален в бассейне рек Чирахчай и Уллухай имеет песчано-алевритовый состав и мощность до 3000 м. Отложения нижнего аалена в междуречье Чирахчай и Андийское Койсу характеризуются более песчаным составом, содержат прослои углей и углистых аргиллитов. Мощность верхнего аалена составляет 1500 м. Содержащиеся здесь прослои известняков с остатками аммонитов говорят о кратковременных трансгрессиях. Верхний аален обычно охарактеризован переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников с многочисленными линзами сидеритов мощностью 950—350 м, местами до 70 м. В западной части Северного Кавказа состав отложений аалена тот же, что и в восточной, мощность сокращается до 100—120 м (реки Чегем, Баксан) и даже до 70—80 м (реки Тызыл, Малка) в результате приближения к палеоподнятиям южного края Скифской плиты.

Отложения байосского яруса, охарактеризованные морскими фациями в результате новой трансгрессии, представлены чередующимися черными аргиллитами, алевролитами, мелкозернистыми песчаниками и прослойями известняков, с остатками аммоноидей. Разрез байоса в целом неустойчив по мощности и составу. Местами наблюдается несогласие между нижним и верхним байосом, в некоторых районах разрез включает и отложения бата. Мощность байоса 250—1500 м, а местами он полностью размыт в предкелловейское время (междуречье Терека и Ардона). Западнее, в Дигоро-Осетинском районе, байос представлен черными аргиллитами с мергелистыми или кальцитовыми конкрециями мощностью до 700 м. В междуречье Черека Балкарского и Чегема байос представлен аргиллитами с обильным содержанием вулканогенных пород:

### Таблица 3

липаратовых порфиров, диабазов, лав, лавобрекчий, туфобрекчий и туфов преимущественно среднего состава. В антиклиналях байос залегает на доюрских породах с брекчиями и конгломератами в основании.

Отложения батского яруса на территории северного склона Кавказа практически повсеместно отсутствуют в результате действия предкелловской эрозии. Только в Центральном Дагестане сохранились без размыва отложения бата мощностью 70—670 м.

Верхний отдел юры представлен повсеместно морскими образованиями, сформировавшимися в результате морской трансгрессии после батского регressiveного этапа.

**Закавказье.** Юрские отложения Грузии расчленены с детальностью до яруса, во многих из них выделены зоны, обычно хорошо охарактеризованные остатками морской фауны.

Отложения нижней юры и аалена занимают значительную площадь Главного Кавказского хребта и его южного склона. Южнее они распространены спорадически. Обычно юрские породы трансгрессивно налегают на палеозойское кристаллическое основание Главного хребта и лишь в Сванетии составляют непрерывный разрез с отложениями триаса. Наиболее полно отложения юры охарактеризованы фауной в Сванетии и Раче и представлены здесь песчаниково-сланцевой толщей так называемых аспидных сланцев с базальными конгломератами и эффузивами в основании, общей мощностью до 3500 м. Выше согласно залегает порfirитовая свита байоса. Нижняя юра Южного склона продолжается и в Восточную Грузию. Иной по составу и строению разрез нижней юры отмечен по периферии Дзиурульского массива [Нуцубидзе, 1966]: снизу залегают песчаники с конгломератами и эффузивами в основании, с остатками растений геттанга—синемюра, выше — мергели, песчаники и известняки (часто красноцветные), охарактеризованные аммонитами плинсбаха—байоса мощностью 55—113 м, несогласно перекрыты эффузивами байоса.

Байосские и батские отложения приурочены к двум тектоническим зонам: геосинклинали южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы.

Байосские отложения южного склона Большого Кавказа представлены морскими и вулканогенными фациями. Они распространены в северной зоне, примыкающей к водоразделу Большого Кавказа, и в южной, вдоль северного борта Грузинской глыбы.

Отложения северной зоны в верховьях рек Цхенис-Цкали и Риони представлены глинистыми сланцами, туфогенными песчаниками и спилитовыми туфами, к западу вулканогенный материал замещается морскими песчано-глинистыми осадками. В долине р. Арагви и восточнее байос сложен глинистыми сланцами и песчаниками с остатками аммонитов. Мощность отложений несколько сот метров.

Порfirитовая свита байоса, широко развитая в северной и южной полосах, сложена обычно в нижней части вулканогенным материалом, а в верхней — терригенным. Вулканиты представлены чередованием авгито-порfirитовых лав и их туфов, туффитовых сланцев, туфобрекчий и туфов авгитовых порfirитов. Верхняя часть свиты (150—200 м) сложена граувакковыми песчаниками и песчанистыми глинами с прослойями конгломератов. Остатки фауны — единичные аммониты и двустворки. В южной полосе в порfirитовой свите содержится богатая морская фауна. Мощность этих отложений в бассейне р. Риони 3000 м. В верхнем течении р. Квирилы (район сел. Чала) свита содержит песчаники, конгломераты с галькой гранита и линзами каменного угля. На Грузинской глыбе, в частности на Дзиурульском массиве, отложения байоса представлены разнообразными туфобрекчиями, туфопесчаниками, туфами и покровами порfirитов. В верхах свиты преобладает терригенный материал.

На южном склоне Большого Кавказа морские отложения бата известны в верхнем течении р. Бзыби и ее притоков и представлены песчаниками с переотложенным туфовым материалом и глинистыми сланцами с линзами угля, флорой и морской фауной нижнего бата. На Грузинской глыбе пресноводные батские отложения известны лишь в Западной Грузии, в Окрибе, где их низы представлены чередованием серых аргиллитов, алевролитов и песчаников мощностью 200—300 м. Присутствуют остатки пресноводных двустворок и гастропод. Выше согласно залегающая угленосная свита сложена

в основании полимиктовыми песчаниками (70—350 м), которые подразделяются на нижнюю и верхнюю пачки, среди которых в районе угольных месторождений Ткибули и Гелати выделяются угленосные или продуктивные песчаники. Нижняя пачка представлена чередованием аркозовых и кварцево-слюдистых тонкослоистых песчаников, аргиллитов и глин. Верхняя пачка сложена более крупнозернистыми и грубообломочными, местами косослоистыми песчаниками, сменяющимися конгломератами. Состав их на юге аркозовый, а на севере — аркозово-граувакковый и граувакковый. Встречаются прослои глин и алевролитов.

Угленосность проявляется в нескольких пластах каменного угля мощностью 1—20—40 м и углистыми и углисто-глинистыми сланцами, содержащих большое количество батской флоры хорошей сохранности. Батские угленосные отложения продолжаются к западу вдоль северной периферии Грузинской глыбы (Маганское, Ткварчельское и Бзыбское каменноугольные месторождения). В бассейне р. Ингури (Маганское месторождение) угленосные отложения быстро выклиниваются по простианию. Здесь, на порfirитовой свите с обильной байосской фауной, залегает угленосная свита мощностью 200—220 м, сложенная чередованием песчаников с переотложенным туфовым материалом, зеленоватых глин, углей и углистых сланцев с пропластками кварц-аркозовых песчаников.

В районе Ткварчельского месторождения на порfirитовой верхнебайосской свите залегает нижняя угленосная подсвита мощностью 90—140 м с 9-ю пластами угля, датированная по двусторкам, перекрытая черными безугольными сланцевыми аргиллитами мощностью 60—70 м, а выше — несогласно залегающими грубообломочными конгломератами и песчаниками верхней юры. На южном склоне Большого Кавказа (реки Шебш и Туапсе) отложения байоса представлены эфузивно-осадочным комплексом пород мощностью до 1500 м.

Разрез юрских отложений на Малом Кавказе начинается с базальных конгломератов геттанга мощностью до 300 м, выше которых следуют песчано-глинистые и глинистые сланцы, кварцево-слюдистые песчаники мощностью около 300 м с фауной синемюра, плинсбаха, тоара и аалена. Выше несогласно ложатся терригенно-вулканогенные отложения средней юры мощностью более 3000 м, представленные чередованием разнообразных кислых порфиров, их туфов, туфобрекций, туфопесчаников, туфоконгломератов с прослойми глинистых сланцев и песчаников.

Разрез среднеюрских отложений был изучен в районе месторождения Иджеван в Армении, где на мощных вулканитах байоса, представленных андезитовыми порfirитами и др. породами среднего состава, залегает циклично построенная толща песчано-глинистых отложений бата, которая накапливалась в условиях прибрежно-континентальных заболачиваемых равнин. В основании толща представлена туфопесчаниками и туфоконгломератами среднего—основного состава мощностью около 100 м, которые постепенно переходят в угленосные глинисто-песчаные отложения приустьевого аллювия мощностью 150 м, содержащие один пласт угля мощностью до 3 м и прослои углистых аргиллитов. Угленосные отложения перекрыты вулканитами бата и верхней юры.

В Южном Закавказье юрские накопления начинаются с верхнетоар-ааленской порfirитово-базальтовой толщи (до 123 м), которая согласно перекрывается известняково-песчано-глинистой толщей с остатками морской фауны байоса, бата и келловея. Вышележащие отложения верхней юры размыты.

## ИРАН

Нижнемезозойские угленосные отложения в Иране слагают Эльбурнский и Керман-Табасский угольные бассейны, а также образуют ряд сравнительно небольших месторождений и углепроявлений. Углеобразование охватывало интервал от верхов ладинского до батского яруса включительно.

К среднему—верхнему отделам триаса относятся серии Нейбанд, Экрасар и нижняя

часть серии Шемшек [Douglas, 1929]. Представлены они разнофациальным комплексом континентальных и морских отложений. Серия Нейбанд впервые выделена в Восточном Иране в районе хребта Шотори [Stocklin, 1961a,b], представлена часто переслаивающимися серыми алевролитами, мелкозернистыми, зачастую карбонатными, песчаниками, известняками. Серия подразделена снизу вверх на четыре свиты: нижнюю (песчано-глинистую), среднюю (известняково-глинисто-песчаную), Хоуз-Шейх (глинисто-песчаную) и Хоуз-Хан (песчано-глинисто-известняковую) [Bropnittapp et al., 1971] (табл. 4).

Второй крупный район развития серии Нейбанд расположен между городами Гольпайган и Исфаган. На месторождении Тарг, в 70 км к югу от г. Кашана, формация подразделяется снизу вверх на четыре свиты: переходную (карбонатную), Парсефид (известняково-глинистую), Венхер (песчано-глинистую) и Ниазмарг (карбонатно-глинистую) [Zahedi, 1973]. Первые три соответствуют серии Нейбанд. В породах нижней свиты установлены пелециподы и аммониты верхов ладинского и карнийского ярусов. В свите Парсефид присутствуют аммониты и пелециподы карнийско-норийского ярусов. Свита Ниазмарг содержит норийско-рэтские кораллы.

Серия Экрасар сложена карбонатно-терригенными отложениями с фауной карния—нория. Ее мощность колеблется от 0 до 1000 м, достигая максимума в опорном разрезе.

Серия Шемшек впервые выделена в Шемшекском районе Эльбурса, где охватывает песчано-глинистые угленосные отложения мощностью около 1000 м [Assereto, 1966] и относится к нижней—средней юре. Как показали наши исследования, разрез в Шемшекском районе является сокращением, здесь выпадает из нижней части разреза толща пород мощностью не менее 1000 м с триасовой флорой. Обширные сборы остатков растений из других пунктов Эльбурса и Центрального Ирана позволили доказать присутствие в составе Шемшекской серии верхнетриасовых отложений [Polyansky et al., 1974; Kilpper, 1975; Садовников, 1980; Corsin, Stampfli, 1977].

Угленосные отложения серии Шемшек имеют наибольшее развитие в Эльбурсском и Керман-Табасском угольных бассейнах. В Эльбурсском угольном бассейне в составе триасовых отложений Шемшекской серии выделено 2 свиты: Лалебанд и Калариз.

Свита Лалебанд сложена серыми алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками. Спорадически встречаются линзы и тонкие прослои углей. На месторождении Тазаре свита Лалебанд содержит наиболее богатую норийско-рэтскую флору [Брагин и др., 1981б], которая характерна для норийско-рэтских и рэтских флор Средней Азии, Донбасса, Японии. Мощность свиты Лалебанд в стратотипическом разрезе на месторождении Алашт составляет 435 м, в других районах Эльбурса — в пределах 0—685 м.

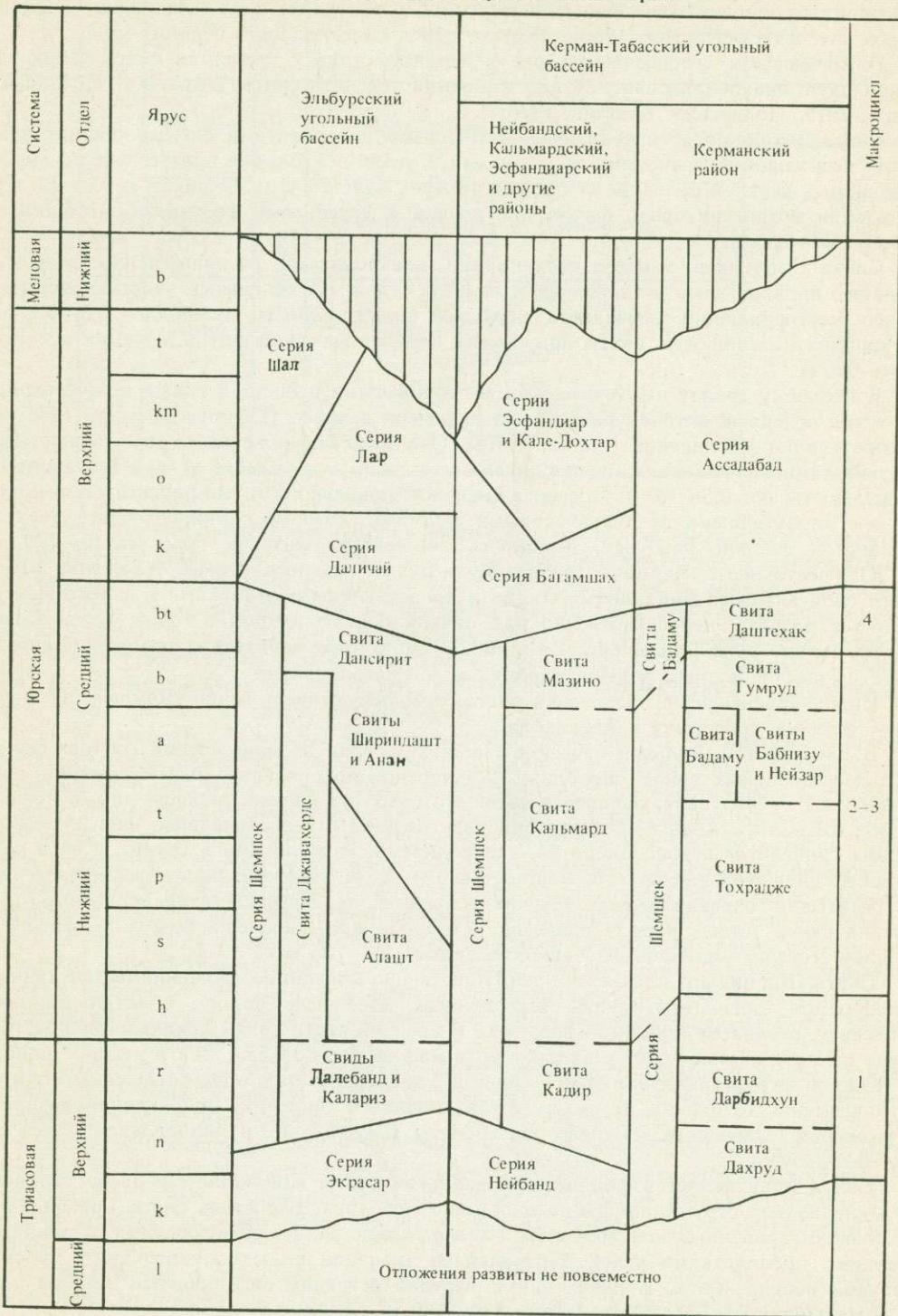
Свита Калариз представлена серыми разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями. В различных разрезах свиты насчитывается до 11 пластов углей мощностью 0,5—0,8 м. С глинистыми породами свиты связана обильная норийско-рэтская флора. Мощность свиты Калариз в стратотипическом разрезе на месторождении Тазаре (Восточный Эльбурс) составляет 608 м.

В Керман-Табасском угольном бассейне триасовая часть серии Шемшек представлена довольно однообразной толщей прибрежно-морских терригенных пород с углями и выделена нами в свиту Кадир. Она сложена серыми алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, тонкими прослоями известняков и углями. В составе свиты насчитывается до четырех пластов угля мощностью 0,4—1,35 м. К углистым породам приурочен богатый комплекс норийских растений. В прослоях известняка здесь встречена фауна норийского яруса [Alavi-Naini, 1972].

Угленосные отложения позднетриасового возраста, по-видимому, относящиеся к свите Кадир, установлены в последнее время в северо-западной части Ирана на месторождении Мараге, где они содержат остатки растений верхов ладинского—норийского ярусов.

Довольно широкое развитие триасовых отложений серии Шемшек наблюдается в

Таблица 4



Мешхедском угленосном районе (северо-восточный Иран). Здесь они содержат до пяти пластов угля мощностью 0,5—4,0 м. На месторождении Ак-Дарбанд в низах свиты в глинистых породах, залегающих над углами, установлена фауна ладинско—карнийского ярусов [Oberhauser, 1960], (Ruttner, 1984 г.). Мощность серии 0—700 м.

В Керманском угленосном районе к верхнему триасу относятся свиты Дархруд, Дарбидхун, синхронные свите Кадир и нижняя подсвита свиты Тохрадже [Полянский и др., 1975; Полянский, Кушлин, 1978].

Свита Даҳруд представлена зеленовато-серыми алевролитами, серыми кварцитовидными песчаниками, углистыми аргиллитами и углами. Угольные пласты приурочены в основном к верхней половине свиты (до четырех пластов угля мощностью 0,7—1,6 м). Обильная позднетриасовая флора приурочена к угленосным горизонтам. Мощность свиты 520—980 м.

Свита Даҳруд сложена песчаниками, алевролитами, песчаными известняками, редкими пропластками углистых аргиллитов и углей. На отдельных участках Керманского месторождения отмечается угольный пласт рабочей мощности 0,5—1,2 м. К карбонатным породам свиты приурочена норийско-рэтская фауна. Мощность свиты 150—600 м.

К верхнему триасу на Керманском месторождении относится также нижнекарбонатная подсвита, которая ранее была включена в лейас [Полянский и др., 1975], а позже — в рэт [Полянский, Кушлин, 1978]. Она представлена серыми разнозернистыми песчаниками, аргиллитами, алевролитами и углами. 1—3 пласта угля в составе подсвиты достигают 0,5—1,0 м. Подсвита содержит довольно богатый растительный комплекс с характерными позднетриасовыми формами, которые сближают его с верхнетриасовой флорой Эльбурса. Мощность нижнекарбонатной подсвиты 0—770 м.

Юго-восточнее г. Кермана (разрез Буль-Булю) верхнетриасовые отложения изменяют свой литолого-фациальный состав и представлены песчаниками и известняками. В низах разреза, непосредственно над пачкой бокситоподобных пород, установлена фауна нория—рэта [Huckriede et al., 1962]. Отсутствие карнийских отложений связано с их выклиниванием вблизи Дарбандского палеоподнятия.

Нижне-среднеюрские отложения слагают большую часть серии Шемшек, низы серии Даличай, Багамшах и Ассадабад.

В Эльбурсском угольном бассейне отложения серии Шемшек развиты в трех структурно-фациальных зонах, имеющих субширотное простижение. Эти отложения подразделены на ряд свит, распространение которых ограничено определенными зонами (табл. 5). Свита Алашт представлена разнозернистыми песчаниками, иногда с прослоями гравелитов и конгломератов, алевролитами, аргиллитами и углами. Свита вмещает до пяти угольных пластов мощностью 0,4—1,3 м, содержит раннеюрские растения.

Учитывая тоарский возраст морских отложений, перекрывающих флюроносные отложения свиты Алашт в ряде разрезов (Тазаре и др.), последнюю можно отнести к лейасу (геттанг—плинсбах). Мощность свиты 155—735 м.

Свита Шириндашт слагается преимущественно морскими отложениями (песчаники, алевролиты, аргиллиты, линзы известняков). Песчаные породы слагают нижнюю подсвиту, глинистые породы — верхнюю. В средней части свиты локально распространена пачка углистых пород с пластом угля мощностью до 0,5 м. Свита распространена в Южной структурно-фациальной зоне и характеризуется присутствием аммонитов от синемюра до аалена. В целом устанавливается тенденция омоложения возраста отложений, слагающих нижнюю часть свиты Шириндашт, в направлении с юга на север Эльбурса.

Свита Адан является фациальным аналогом свиты Шириндашт и распространена в Центральной структурно-фациальной зоне Эльбурса. В составе свиты преобладают песчаники, гравелиты, конгломераты и алевролиты с ранне-среднеюрскими растениями, редкими пропластками углей. Подчиненное значение имеют алевролиты с морской фауной аалена—бата. В низах свиты изредка встречаются единичные пласты угля рабочей мощности. Мощность свиты 580—680 м.

Таблица 5

Система	Отдел	Ярус	Серия	Структурно-фациальные зоны		
				Южная	Центральная	Северная
Юра	Средний	Бат—байос	Шемшек	Свита Дансирит		
		Аален		Свита Шириндашт	Свита Анан	Свита Джавахерде
	Нижний	Тоар—геттанг		Свита Алашт		

Свита Дансирит представлена песчаниками с прослойями конгломератов и гравелитов, алевролитами, углистыми аргиллитами, углями (нижняя подсвита) и карбонатными песчаниками, алевролитами с линзами углистых аргиллитов и тонкими прослойями известняков—ракушечников (верхняя подсвита). На отдельных месторождениях в низах свиты залегают 1—3 пласта угля мощностью 0,4—1,2 м. На месторождении Тазаре в низах свиты присутствуют пелециподы байоса—бата, выше, в углистой пачке — обильная батская флора. Перекрывается эта углистая пачка алевролитами с пелециподами бата. Мощность свиты Дансирит 100—490 м.

Свита Джавахерде сложена конгломератами, гравелитами, грубозернистыми песчаниками, с прослойями серых алевролитов и аргиллитов с линзами углей. С глинистыми породами связана редкая среднеюрская флора. Свита распространена в северной структурно-фациальной зоне Эльбурса и по своему стратиграфическому объему соответствует свитам Алашт, Анан и низам свиты Дансирит (см. табл. 5). Полная мощность установлена только в опорном разрезе Рамсарского угленосного района, где составляет 1170 м. Грубообломочные отложения свиты Джавахерде имеют широкое развитие в Мешхедском угленосном районе, а в Западном Эльбурсе они постепенно переходят в морские отложения мощностью до 100 м. В последних среди алевролитов с морской фауной отмечаются отдельные прослои конгломератов. К этой толще приурочены единичные линзы угля и остатки среднеюрских растений. В нижележащих алевролитах встречены тоарские аммониты, а в вышележащих алевролитах — ааленский аммонит [Davies et al., 1972].

В угленосном районе Мараге юрская часть разреза серии Шемшек сложена исключительно морскими отложениями мощностью 430—1280 м, содержащими аммониты и двустворки плинсбаха—аалена.

В Керман-Табасском угольном бассейне юрские отложения серии Шемшек представлены двумя основными типами разрезов. В первом из них (Нейбандский район) преобладают морские и переходные к ним фации, во втором, характеризующем юго-восточную часть бассейна (Керманский угленосный район), преобладают континентальные фации.

В центральной и северной частях Керман-Табасского угольного бассейна юрские отложения серий Шемшек подразделены на две свиты: Кальмард и Мазино. Свита Кальмард слагается оолитовыми и детритовыми известняками, разнозернистыми кар-

богатыми песчаниками, которым подчинены прослои алевролитов. К дегритовым известнякам приурочен богатый комплекс двустворок и аммонитов от ранней юры до позднего аалена включительно.

Свита Мазино представлена алевролитами, песчаниками, углистыми аргиллитами и углами, содержит четыре угольных пласта мощностью 0,45—3,1 м. Довольно обильная флора представлена в основном байосскими формами. Мощность свиты Мазино 190—1050 м. В кровле свиты Мазино залегает горизонт темно-серого пизолит-оолитового известняка мощностью 2—40 м, который маркирует кровлю серии Шемшек на значительной площади Керман-Табасского угольного бассейна и далеко за его пределами (месторождения Джам, Тарг и др.). По наиболее крупному географическому пункту горизонт назван Табасским. Большинство исследователей [Stocklin et al., 1965, 1972; Ruttner et al., 1968; Alavi-Naini, 1972; и др.] ошибочно отождествляли этот горизонт с горизонтом Бадаму Кермана, на что впервые указал Б. В. Полянский. Породы горизонта Табас содержат кораллы, мшанки, пелециподы, брахиоподы, белемниты и аммониты верхнего байоса — бата [Stocklin et al., 1972]. Залегающие выше по разрезу карбонатно-терригенные отложения собственно серии Багамшах содержат фауну бата — келловея.

В Керман-Табасском угольном бассейне юрская часть разреза серии Шемшек подразделена на пять свит снизу вверх: Тохрадже, Нейзар, Бабнизу, Гумруд и Даштехак [Полянский и др., 1975].

Свита Тохрадже (средняя и верхняя подсвита) сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углами. Нижняя подсвита представлена массивным мелко-среднезернистым песчаником мощностью до 100 м, залегающим с размывом на красноцветах кровли нижнотохраджеской подсвиты. Угольные пласты обычно локализуются в верхней подсвите, где один угольный пласт достигает мощности 0,4 м. К породам верхней подсвиты приурочена верхнелейасовая флора. Мощность отложений 270—980 м.

Свиты Нейзар, Бабнизу входят в состав единой толщи морских отложений, представленных алевролитами, аргиллитами, известняками и известковистыми песчаниками. Свиты разделяет весьма характерный слой темно-серого оолитового известняка мощностью 4—23 м с аммонитами, известного по предыдущим работам как цефалоподовый известняк [Huckriede et al., 1962; Seyed-Ettami, 1971a, b]. Свиты содержат аммониты и пелециподы тоарского и низов байосского ярусов. Установливаемая по аммонитам граница раздела нижней и средней юры проходит в низах свиты Нейзар и литологически плохо выражена. Мощность рассматриваемых отложений 250—440 м.

Свита Гумруд представлена чередованием алевролитов, песчаников, аргиллитов, углистых аргиллитов, углей. Наибольшее развитие песчаников отмечается в верхней половине свиты. Угольные пласты локализуются в нижней и средней частях свиты. В среднем насчитывается 4—7 пластов угля рабочей мощности 0,5—2,9 м. Свита содержит богатый комплекс среднеюрских растений. Остатки растений позволяют отнести свиту Гумруд к байосу. Мощность свиты 180—1500 м.

Свита Даштехак сложена песчаниками, гравелитами, конгломератами с подчиненными прослоями алевролитов, содержащих байос—батские растения, единичные прослои углистых аргиллитов с линзами углей. Мощность отложений 150—920 м.

В кровле свиты Даштехак и в верхах серии Шемшек в Керманском районе почти повсеместно залегает пачка грубообломочных пород. Выше обнаружены пелециподы верхнего бата — келловея, которые наряду с растительными остатками в свите Даштехак указывают на ее байос-батский возраст.

Вышележащая верхнеюрская серия Ассадабад представлена в основном красноцветными карбонатно-терригенными, местами грубообломочными, а в средней части морскими карбонатными отложениями. Они в целом составляют красноцветную карбонатную формуацию и характеризуют качественно новый этап осадконакопления.

Разрезы триасово-юрских отложений региона отличаются неравномерной стратиграфической расчлененностью в зависимости от изученности и охарактеризованности орга-

ническими остатками, литолого-фационального состава, мощности, строения и степени обнаженности. Эти обстоятельства во многом определили создание многочисленных местных стратиграфических шкал со своим набором свит, которые, несмотря на их многообразие, характеризуют в различных районах одни и те же возрастные интервалы разрезов. Свиты обычно объединяют отложения лишь по преобладающему петрографическому составу, границы проводятся нередко произвольно, внутри литологически однородных толщ, без учета смены литолого-фационального состава, этапности процессов осадконакопления и влияния древнего рельефа. Датировка свит отличается крайней неравномерностью.

Наиболее детальным расчленением с точностью до подъяруса характеризуются опорные разрезы триаса—юры Кавказа и Средней Азии, где распространены отложения как морского, так и континентального генезиса. Надежную, однако неравнозначную датировку по остаткам морской фауны с детальностью до яруса и подъяруса, но слабую контрастность литолого-фационального состава имеют морские отложения на Кавказе, на западе Средней Азии и на Памире. Менее детально расчленены (редко с точностью до яруса, в основном по остаткам растений) континентальные отложения Средней Азии, особенно опорные разрезы Ферганы, Дарваза и Гиссара. Большое значение при этом приобретают разрезы с чередованием отложений морского и континентального генезиса (Дагестан, юго-западные отроги Гиссара), где возрастная привязка комплексов флоры обоснована данными определения морской фауны.

Несравненно хуже были расчленены и датированы триасово-юрские отложения Ирана и Северного Афганистана, где лишь в последние годы эти проблемы были отчасти решены на примере опорных разрезов Северного и Центрального Ирана (Шахруд, Керман и др.) и ряда угольных месторождений Северного Афганистана. Здесь впервые были выделены и обоснованы остатками флоры и морской фауны верхнетриасовые угленосные отложения приморского и прибрежно-морского генезиса, ранее относимые к юрским. Основной объем вышележащих отложений юры также получил достаточно надежное возрастное обоснование в результате комплексного изучения литолого-фационального состава, флоры и фауны.

В рассмотренных отложениях контрастность строения и литолого-фационального состава, датировки и генезис значительно различаются в континентальных и морских образований. Однако и те и другие обладают признаками циклического строения, отражающими этапность и динамику процессов седиментации, выраженных в разрезах направленным и периодическим изменением литолого-фационального состава. Эти общие признаки позволяют наметить конкретные корреляционные реперы: несогласия, внутриформационные размыты, распределение в пространстве отложений определенного фационального состава, в том числе угленосности, признаков трансгрессий и регрессий и пр. Эти реперы в системе выделенных циклов разного масштаба позволяют сопоставлять даже сильно удаленные, разобщенные на площади и неравнозначные по мощности и составу отложений разрезы. Тем самым циклическое строение и выделяемые циклы разного масштаба приняты в качестве альтернативы посвятному делению, поскольку удовлетворяют потребностям региональной межбассейновой корреляции и могут быть применены при мелкомасштабном геологическом картировании. Вопросы циклического расчленения и корреляции будут подробно разобраны в завершающих разделах данной работы.

## ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

# ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

В настоящей работе были использованы принципы и методы литолого-фациального анализа, заложенные еще А. В. Павловым [1888] и в дальнейшем развивающиеся Ю. А. Жемчужниковым [1951, 1955], Н. С. Шатским (1965 г.), Е. В. Шанцером [1966] и др. Автор придерживался методики литолого-фациального анализа, изложенной в монографиях П. П. Тимофеева [1969, 1970а], посвященных юрским угленосным формациям Ангаро-Чулымского прогиба.

Литолого-фациальный анализ изученных триасово-юрских угленосных формаций базировался на детальном исследовании разрезов, которое начиналось с описания литологического типа пород, т. е. пород определенного гранулометрического состава, от крупнообломочных до глин и известняков, обладающих комплексом как первичных, так и вторичных признаков. Помимо таких основных параметров породы, как структура и минеральный состав, первоочередное значение имели первичные генетические признаки, раскрывающие условия накопления осадков: сортировка, цвет, текстура, характер ориентировки и сохранность органических остатков, состав, форма и распределение минеральных включений, мощность и выдержанность слоев пород, контактов и переходов между ними в разрезе. Все перечисленные признаки составляют содержание генетического типа отложений, который является первым звеном в их генетической интерпретации. От детальности этой первичной информации зависит в первую очередь обоснованность дальнейших генетических выводов и палеогеографических реконструкций, которые составляют основное содержание настоящей работы.

Вторичные наложенные признаки отложений служат объектом изучения литогенеза как процесса породообразования в понимании П. П. Тимофеева [1969, 1970а] и здесь не затрагиваются.

Рассмотрим основные типы горных пород, слагающих разрезы изученных угленосных отложений разнообразного генезиса и состава: кластогенных, глинистых, карбонатных, а также угли.

### ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОРОД

Все горные породы, слагающие разрезы триасово-юрских осадочных отложений региона, можно разделить на терригенные, карбонатные, вулканогенные и галогенно-магнезиально-сульфатные. Главное внимание будет уделено первым двум группам пород, поскольку они составляют основной объем отложений. Последняя группа пород, слагающая верхи красноцветной верхнеюрской карбонатно-сульфатной формации, здесь не рассматривается.

Вулканогенные породы являются также предметом специального изложения в целом ряде опубликованных работ, посвященных вопросам мезозойского вулканализма Кавказа и Средней Азии.

**Кластогенные породы.** К ним относится весь комплекс отложений от брекчий до алевролитов, имеющих как континентальный, так и морской генезис. Породы подразделяются на следующие разновидности: брекчии от грубо- до мелкообломочных, конгломераты от крупно- до мелкогалечных, гравелиты, песчаники от крупно- до мелкозернистых, алевролиты крупно- и мелкозернистые. Аргиллиты, глины, угли и углистые породы рассмотрены отдельно.

Брекчи по генезису являются накоплениями горных подножий. Состав их обломков характеризует материнские породы соседних расчлененных областей денудации. По петрографическому составу можно выделить кварц-кремневые, кремнисто-сланцевые, аргиллито-песчаниковые и смешанного типа.

Большинство брекчий относится к конседиментационным, сформировавшимся за

счет разрушения более древних, метаморфизованных и эфузивных отложений от протерозоя до триаса. Выделяются два типа конседиментационных брекчий: крупнообломочные и мелкообломочные.

Крупнообломочная брекчия состоит из угловатых несортированных обломков материнских пород (кремнистых сланцев, гранитов, кварцитов, эфузивов) обычно без следов слоистости, размером 10—50 см, редко — в виде угловатых глыб размером до 1 м. Цемент представлен глинисто-слюдистым и песчано-гравийным материалом плохой сортировки, реже — карбонатным материалом. Такие брекчии, с резким эрозионным контактом залегают в основании седиментационных циклов континентального генезиса, выполняют понижения в древнем рельфе или на размытой поверхности отложений предшествующего цикла седиментации. Крупнообломочные брекчии представлены в наиболее отчетливом виде в континентальных отложениях нижнего триаса — ранней юры Зеравшано-Гиссарской горной области (разрезы Фан-Ягноб, Рамит, Назар-Айлок и др.), реже — в отложениях южных склонов и отрогов Гиссара [Полянский, 1973б]. Обычно мощность составляет первые метры, достигая 20—30 м.

Мелкообломочные брекчии отличаются от крупнообломочных размером обломков (до 10 см), лучшей сортировкой и намечающейся косой слоистостью потокового типа, часто характеризующей первичные наклоны слоев по падению. Цемент песчано-глинистый, слюдистый, редко карбонатный или окисно-железистый.

Брекчии являются ярким показателем процессов тектонической активизации областей денудации, особенно в раннекиммерийскую фазу тектогенеза и фиксируют по разрезам начало седиментационных циклов. Неокатанный характер обломков характеризует небольшой путь их переноса в пределах первых километров.

Конгломераты подразделяются на три вида: мелко-, средне- и крупногалечные. Наиболее развиты первые две разновидности. Они характеризуются слабой или средней сортировкой материала, средней и хорошей его окатанностью. Слоистость обычно плохо выражена и имеет характер крупной косой односторонней с мощностью косых серий до 2 м за счет чередования обломочного материала различной величины.

Вещественный состав конгломератов представлен в основном кварц-кремневой галькой, реже галькой кремнистых сланцев, известняков, гранитоидов или вулканогенных пород. Для конгломератов аллювиально-русловых фаций Средней Азии характерен более зрелый состав гальки (кварц и кремень до 70—80%), слабая и средняя ее окатанность, песчано-кремнистый состав цемента, средняя и большая сгруженность материала. Лишь местами конгломераты имеют полимиктовый состав, встречается галька известняка и эфузивов — наименее стойких пород к переносу и климатическим изменениям.

Конгломераты континентальных фаций юры Средней Азии в виде узких шлейфовых зон обрамляли все положительные формы предъюрского рельефа, выполняя русловые части коротких рек межгорного типа (горное обрамление Ферганской депрессии — Сулюкта, Шураб, Аркит, Восточно-Ферганский бассейн). Конгломераты также широко представлены в нижне-среднеюрских отложениях Карагату (Южный Казахстан), Приташкентского района (Ангрен, Ленгер), Центрального Таджикистана (Фан-Ягноб, Назар-Айлок и др.), где слагают горизонты базальных и внутриформационных конгломератов мощностью до 10—20 м [Полянский, 1973б]. Эти конгломераты характеризуют фации руслового внутриконтинентального горного аллювия.

Иной состав и степень окатанности и сортировки имеют приморские пляжевые и аллювиально-дельтовые конгломераты, распространенные в юрских осадочных формациях Северо-Западного Кавказа, Закавказья и Ирана.

Галька имеет в основном хорошую окатанность, часто уплощенную форму, более отпрепарированную и сглаженную поверхность в процессе переноса и обработки песком в приморской гидродинамически активной среде, хорошую сортировку и преобладающий глинисто-песчаный карбонатный цемент. По разрезам слои и горизонты подобных конгломератов мощностью до 100—200 м (Центральный Иран, Закавказье, Северный Афганистан) залегают с эрозионным контактом в основании юрских отложений

и макроциклов, фиксируя кратковременные этапы активного тектонического режима. Часто переслаиваются с песчаниками.

Состав гальки разнообразен с преобладанием местами кварц-кремневого состава (Северный Кавказ, Северный Иран), местами с обилием гальки известняка, песчаников, эфузивов и кремнистых сланцев (Закавказье).

Нижнелейасовые конгломераты Большого Кавказа [Чихрадзе, 1981] слагают основание юрского разреза и состоят из гальки гранитоидов и кристаллических сланцев, местами встречаются конгломераты из гальки сланцев дизской серии, местами — мономиктовые кварцевые, иногда с обломками вулканических пород.

Для конгломератов этого генезиса характерно присутствие слабо окатанных обломков глинистых и алевритовых пород (глинистые катуны), которые свидетельствуют о быстром высыхании, растрескивании корочек алеврито-глинистого материала в небольших мелководных водоемах, их быстрое разрушение и переотложение среди песчано-галечного материала. Такие глинистые катуны размером 0,05—0,5 м, ориентированные согласно наслоению, встречаются практически повсеместно в базальных слоях конгломератов, гравелитов и песчаников Северного Кавказа.

Гравелиты представлены крупно-, средне- и мелкообломочными разностями, однако редко встречаются в «чистом» виде, обычно присутствуют в форме прослоев разнозернистых гравелитов в кровле горизонтов конгломератов или в виде примеси гравийного материала в слоях песчаников или конгломератов. Отмечаются практически все разновидности состава гравелитов от мономинерально-кварцевых (Гиссар) до наиболее распространенных полимиктовых. Как и конгломераты, гравелиты накапливались как внутри континентальных юрских осадочных бассейнов аллювиального типа (речевые и пойменные фации) Тянь-Шаня, Дарваза и Северного Афганистана, так и приморских (дельтовые и пляжевые фации) Северного Кавказа, Закавказья и Ирана.

Песчаники являются наиболее показательными и информативными породами из числа осадочных для выяснения процессов терригенного осадконакопления и связи с источниками сноса. Они отличаются большим разнообразием генезиса и изменчивостью петрографического, гранулометрического и минерального состава, текстурных, структурных и фациальных особенностей.

Песчаники всех трех разностей, в том числе гравийные, преобладают среди терригенных отложений континентального и прибрежно-континентального генезиса Средней Азии, Северного Афганистана и Ирана (до 60% состава пород). На Северном Кавказе они слагают до 40% прибрежно-морских и прибрежно-континентальных нижне-среднеюрских отложений, кроме байоса (Теберда, Баксан, Малка и др.). Они аналогичны по генезису тоар-ааленским отложениям Дагестана и Малого Кавказа (50—60%). Основную долю всех песчаников региона составляют мелкозернистые, особенно в Кавказском регионе (до 90% всех песчаников). В Средней Азии эти песчаники находятся примерно в равных соотношениях со средне-крупнозернистыми разностями в аллювиальных осадочных комплексах, кроме Дарваза, где отмечены лишь единичные слои средне-крупнозернистых речевых песчаников мощностью до 30 м (грингская свита, Гринг).

Текстурные особенности песчаников чрезвычайно разнообразны. Практически, в зависимости от их генезиса, можно выделить все виды слоистости, особенно косой.

Среди косой слоистости можно выделить следующие типы: крупная односторонне направленная, сходящаяся речевого типа (табл. III); крупная и мелкая разносторонне направленная мульдообразная дельтового типа (табл. V); мелкая разносторонне направленная пологоволнистая и линзовидно-волнистая (табл. VII); перистая и штриховатая прибрежно-морского типа (табл. VIII); горизонтальная (сплошная и прерывистая) и горизонтально-волнистая озерного и прибрежно-морского типа (табл. X), а также другие их второстепенные разновидности.

Характер и тип слоистости подчеркивается обычно сменой гранулометрического состава песчаников, включениями обугленной растительной органики, скоплениями частичек глинистого и слюдистого материала, сменой состава цемента и т. д. Размер-

ность и степень сохранности и ориентировка обугленных фрагментов растений находятся в прямой зависимости от структуры и текстуры песчаников. Так, в мелкозернистых разностях с горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью сохраняются по наслоению нежные части растений (листья и вайи) и тонкий углистый дегрит. В крупнозернистых разностях захороняются уже стебли, ветки и даже стволы, витренизированные и сидеритизированные обломки древесины и линзы витрена размером до 1 м с различной ориентировкой, которая зависела от динамики потока. Иногда захороняются в прижизненном положении стволы длиной до 3 м и диаметром 0,3—0,5 м (табл. I) и крупных древовидных растений диаметром до 0,5 м (нижняя юра Центрального Ирана, дахрудская свита; Дагестан, карахская свита), замещенные карбонатными или кремнистыми растворами.

Довольно редко встречаются неслоистые песчаники, обычно мелкозернистые алеврито-глинистые, массивные или комковатой текстуры, которая обусловлена либо осаждением песчаного материала в участках спокойной седиментации озер или лагун, либо переработкой всего осадка илоедами до его литификации. Мощность горизонтов комковатых неслоистых песчаников, чаще всего прибрежно-континентального генезиса, по разрезам нижней—средней юры Северного Кавказа и Закавказья составляет 2—10 м. В них обычно сохраняются и отчетливо видны вертикальные ходы илоедов диаметром 1—3 см и длиной (глубиной) до 0,5 м (табл. Ia).

Минеральный состав песчаников отличается наибольшим разнообразием по сравнению с другими типами терригенных пород. В первую очередь в них отмечается состав основных породообразующих минералов: кварца, полевых шпатов, обломков разнообразных пород, слюды, затем комплекс карбонатных аутигенных минералов и, наконец, акцессорных минералов как прозрачных, так и непрозрачных.

Рассмотрим характерные особенности основных породообразующих минералов на примере наиболее детально изученных разрезов Кавказа и Средней Азии.

Кварц представлен двумя модификациями: кварц из магматических пород и кор выветривания и кварц из метаморфических пород.

Первый имеет обычно угловатые изометричные по форме зерна с прямым погасанием, с мелкими включениями иголочек рутила, циркона и слюд. Эта разновидность кварца свойственна юрским отложениям южных склонов Гиссара и Карагина, поставщиком которого служили гранитоиды Гиссарского plutона и триасовые коры выветривания. Севернее, в Зеравшано-Гиссарской горной области, развит кварц второй разновидности. Он представлен обычно более удлиненными и более окатанными зернами с волнистым погасанием. Источником его служили метаморфические породы палеозоя Центрального Таджикистана, в частности кварцево-хлоритовые сланцы слюда. Теми же двумя модификациями представлен кварц песчаников юры Кавказа, который присутствует в составе всех разновидностей в количестве от 10—20% в кварц-граувакковых, до 95% в мономиктовых кварцевых разностях.

Наиболее разнообразны типы кварца в песчаниках нижне-среднеюрских отложений Северо-Западного Кавказа. Здесь преимущественно в терригенных угленосных отложениях континентального и прибрежно-континентального генезиса (хумаринская и джигиатская свиты) развит кварц, переотложенный из гранитоидов и метаморфических толщ палеозоя и протерозоя.

Полевые шпаты (п. ш.) с точки зрения участия в составе песчаников можно разделить на плагиоклазы и калиевые полевые шпаты.

Плагиоклазы представлены повсеместно в основном кислыми и средними разностями. Преобладают альбиты, в большинстве зерен сдвойниковые, удлиненной таблитчатой формы, слабо окатанные, серicitизированные; в отложениях нижней юры встречаются редко. В песчаниках континентальных фаций содержатся в виде единичных зерен, разложенных и пелитизированных. Более многочисленные и свежие зерна плагиоклазов приурочены к отложениям средней—верхней юры, в частности к основанию морских трансгрессивных комплексов (верхний байос разреза Баксан; келловей—оксфорд южных склонов Гиссара) [Полянский, 1961а]. Связь их с морскими фациями

обусловлена, скорее всего, лучшей сохранностью в морской субаквальной среде с анаэробными восстановительными условиями, а не в окислительной обстановке аллювиальных и дельтовых фаций.

Калиевые полевые шпаты преобладают обычно в песчаниках, достигая 20—30% обломочной части, представлены полуокатанными зернами ортоклаза и, реже, решетчатого микроклина.

Обломки пород представлены обычно угловатыми или слабо окатанными частицами метаморфических сланцев, кварцитов с мозаичной кварцитовидной текстурой, эфузивов в основном среднего и основного состава и обломками осадочных пород (известняков, песчаников и алевролитов). Количество и степень окатанности обломков находятся в прямой зависимости от удаленности источников сноса, характера и динамики их переноса и отложения. Особенно детально эти вопросы были разобраны в известной статье В. Д. Шутова [1967].

Песчаники, состоящие в значительной степени (до 80%) из обломков пород (кварцево-граувакковые), характерны, например, для юрских отложений Дарваза, где обломки эфузивов составляют до 30% обломочной массы.

Обширное поле развития юрских граувакковых песчаников отмечено также в пределах Закавказья [Чихрадзе, 1979; Гасанов, 1967].

Слюды развиты в песчаниках обычно незначительно (до 10%), но иногда составляют до 20% и даже 50% обломочной части (нижняя юра Баксана). Представлены обычно биотитом, мусковитом и серицитом. Биотит наиболее распространен в песчаниках в виде крупных (до 1—1,5 мм) зерен обычно удлиненной формы, в различной степени измененных (осветленных, хлоритизированных и лимонитизированных).

Цемент песчаников является результатом не только конседиментационных, но и постседиментационных процессов и в первую очередь зависит от состава источников сноса и среды седиментации. Так, карбонатный и железисто-карбонатный цемент развит в песчаниках морского генезиса, имеет кальцитовый и сидеритовый состав, находясь в тонкоагрегатном, прожилковом или сростковом виде, развивается обычно по глинистой или глинисто-сидеритовой основной массе, образуя цементацию базального, порового, пленочного или крустикационного типов.

В песчаниках континентального генезиса, как правило, формируется цемент слюдисто-глинистого состава, базального или порово-пленочного типов в зависимости от плотности песчаников и динамики среды седиментации.

Аксессории или акссесорные минералы песчаников, отмечаемые в шлифах или тяжелой фракции, составляют 0,01—2,5% от терригенной составляющей. Среди них характерны и повсеместно встречаются непрозрачные ильменит—магнетит, гематит—лимонит, пирит, лейкоксен и прозрачные: эпидот, гранат, циркон, турмалин, барит, рутил, хлорит, роговая обманка, апатит и др.

В разрезах юрских отложений Дарваза наряду с цирконом в составе тяжелой фракции песчаников в первую очередь преобладают апатит, гранат и сфен, а также группа рудных непрозрачных. Тем самым подчеркивается изолированность источников сноса в юрское время вдоль северного и восточного бортов современной Таджикской депрессии.

Вопросам содержания акссесорных минералов в песчаниках были специально посвящены исследования Г. А. Чихрадзе [1979] при рассмотрении состава источников сноса юрских отложений Большого Кавказа.

**Типы песчаников.** Разнообразие минерального состава песчаников определило и разнообразие их типов по площади и во времени. По разрезам юрских отложений южного склона Большого Кавказа было выявлено несколько типов: в нижних частях разрезов распространены кварцевые, кварц-граувакковые и аркозовые песчаники, а в верхах — плагиоклазово-кварцевые [Чихрадзе, 1981].

В Южном Дагестане [Чихрадзе, 1981] песчанистость ниже-среднеюрских отложений в 4—5 раз выше, чем на южных склонах Большого Кавказа. По составу преобладают олигомиктовые плагиоклазово-кварцевые (аркозово-кварцевые, без калишпата);

кварцевые же разности встречаются в базальных слоях юрской формации. Локально распространены плагиоклазово-кварцевые и аркозовые песчаники.

Состав песчаниково-алевролитовых пород средней юры Дагестана был детально изучен Ч. М. Халифа-Заде [Халифа-Заде, Магомедов, 1982]. Среди них ведущая роль принадлежит в основном граувакковому материалу (до 45%).

Достаточно детально изучались юрские песчаники Средней Азии, где разнообразие песчаников объясняется различным составом нескольких расчлененных областей питания (Палеодарваз, Палеогиссар и другие палеоподнятия вдоль обрамления юрских седиментационных бассейнов).

Примером подобных исследований могут служить юрские отложения Гиссара, песчаники которых изучались И. И. Бебешевым [1976], В. С. Лучниковым (1968 г.), Е. Х. Беловой и др. [1972] и автором [Полянский, 1961 а, б; 1962 а]. Здесь среди песчаников преобладают средне-крупнозернистые разности. По составу они подразделяются на кварцевые, полевошпатово-кварцевые, полимиктовые и типично аркозовые. Состав их обусловлен размывом в основном гранитоидов Гиссарского plutона, триасовых кор выветривания, а также верхнепалеозойских эфузивных образований.

В разрезах триасово-юрских отложений Дарваза среди песчаников преобладают полимиктовые кварц-грауваккового типа со средними—основными плагиоклазами и значительной долей обломков основных эфузивов [Полянский, Погорелая, 1971].

Менее подробно по сравнению с Кавказом и Средней Азией, были исследованы песчаники в Северном и Центральном Иране. По наиболее детально изученным разрезам угленосных и кроющих карбонатно-терригенных верхнеюрских формаций в районе Керманского месторождения нами был проанализирован состав песчаников.

В основании разреза (отложения верхнего триаса), представленного аллювиально-дельтовыми фациями, преобладают мелко-среднезернистые разности песчаников кварц-полевошпатового состава (кварц — 50—80%, п. ш.— 15—40%, обломки пород — 10—15%). Они накапливались в результате размыва терригенных и эфузивных отложений среднего палеозоя и более древних формаций.

К концу ранней юры, т. е. к началу тоар-байосской трансгрессии, состав песчаников приобретает зрелый состав со значительной долей кварца (полевошпат-кварцевый). Существенные изменения приобретают песчаники в байосе—бате, когда в результате тектонических движений, связанных с конседиментационными поднятиями Центрального Ирана (Сагандское, Дарбандское), резко изменился их состав до полимиктовых граувакковых (кварц — до 35%, обломки пород — до 60%, п. ш.— до 10—15%) и образовались так называемые чешуйчатые песчаники верхнегумрудской подсвиты. Они состоят из уплощенных обломков (чешуек) глинисто-слюдистых сланцев нижнего палеозоя, массив которых обнажается к северо-востоку от Кермана в виде обширной расчлененной области денудации с юры до настоящего времени.

В более юго-западных районах Центрального Ирана [Dimitrievič et al., 1973] на границе ранней и средней юры наблюдается та же смена преимущественно кварцевых песчаников граувакковыми и кварц-граувакковыми, причем количество обломков сланцев достигает 60%.

Таким образом, на примере состава песчаников в начале или средней части байоса в Иране установилось оживление тектонической активности и связанное с этим массовое накопление грауваккового материала. Синхронные тектонические события отмечены и в Закавказье, где они проявились в виде мощных фаз байосского вулканизма [Чихрадзе, 1981].

Алевролиты подразделяются на мелко- и крупнозернистые. Очень редко встречаются в чистом виде, обычны в разрезах разнозернистые алевролиты с примесью песчаного материала. С генетической точки зрения алевролиты можно подразделить на пойменно-озерно-болотные и дельтовые прибрежно-морские. Первые отличаются приуроченностью к фациям аллювия и значительным содержанием углистого материала в различном виде (до 50%).

Алевролиты приморского и прибрежно-морского генезиса, в том числе дельтового,

обычно серой, оливково-серой окраски с небольшой примесью углистой органики (до 5%) в прибрежных алевролитах, практически лишены органики в морских фациях, удаленных от побережья.

Минеральный состав алевролитов в целом идентичен составу генетически связанных с ними песчаников. Отличие состоит в большом обогащении алевролитов кварцем, полевым шпатом, и особенно слюдой.

Повсеместно отмечается повышенное обогащение алевролитов слюдой (до 30—40%), особенно мусковитом, серицитом и измененным биотитом. Цемент обычно глинисто-гидрослюдистый, с выделением агрегатов глинистых минералов (каолинита, гидрослюды и др.). В виде включений в цементе встречаются отдельные зерна и агрегаты зерен пирита либо псевдоморфозы лимонита по пириту. Образование аутигенного пирита, как правило, приурочено к растительным остаткам.

В алевролитах прибрежно-морских и морских фаций другой набор включений. Здесь часто присутствует гидрослюдистый и слюдистый материал, раковины микрофауны в преобладающем глинисто-карбонатном цементе.

Отдельно был выделен как литологический тип песчанистый алевролит [Полянский, 1961 б], в котором фракция 0,1—1,0 мм составляет до 30%. Характер цемента в нем поровый и порово-базальный, по составу — пелит-серицитовый, глинисто-железистый и известково-железистый. В качестве включений присутствуют плохоокатанные зерна кварца, плагиоклазов и биотита.

Аргиллиты и глины, состав которых практически не отличается от аргиллитов, рассматриваются совместно. Они широко представлены в озерных, болотных, заливно-лагунных и относительно глубоководных отложениях, в частности — в пределах юрского Большекавказского морского бассейна и эпиконтинентальных морей Мезотетиса южной части региона (Иран).

Аргиллиты угленосных формаций континентального генезиса отличаются большим разнообразием своих типов, худшей, по сравнению с морскими, сортировкой, меньшими мощностями. В пределах Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена в отложениях нижней—средней юры аргиллиты представлены редкими прослоями и слоями мощностью 0,1—1,5 м, редко — до 4,5 м, но с песчано-алевритовой примесью. Обычно аргиллиты содержат до 10—15% алевритового материала. Цвет темно-серый, серый и зеленовато-серый в зависимости от примеси углистого материала в виде тонкорассиянного шлама и обогащения гуминовыми кислотами у контакта с пластами угля. Часта примесь окислов железа, которые придают аргиллитам буроватую или ржавую окраску.

Аргиллиты морских фаций отличаются средней и хорошей сортировкой, меньшей песчано-алевритовой примесью, до 5—7%, незначительным количеством углистых частиц. Зато им свойственны включения остатков макро- и микрофауны, железистых карбонатов в виде конкреций или примеси в цементе, которая придает аргиллитам буроватый оттенок.

По данным Ч. М. Халифа-Заде [Халифа-Заде, Магомедов, 1982], аргиллиты составляют 50—80% состава ниже-среднеюрских отложений восточной части Большого Кавказа. Почти все аргиллиты, кроме относительно глубоководных, обладают значительной примесью терригенного материала (до 5%), состоящего в основном из кварца (5—36%) и полевых шпатов (1—18%). Из аксессориев обнаружены рутил, циркон, гранат, турмалин и апатит. Характерно постоянное присутствие сидерита в виде микроконкреций и неправильной формы скоплений. Небольшое количество сидерита встречается в аргиллитах субконтинентальных и континентальных отложений.

Состав глинистых минералов в аргиллитах значительно изменился во времени. В. Т. Фролов [1965] в результате изучения минерального состава аргиллитов в различных фациальных обстановках сделал вывод об их преимущественно гидрослюдистом составе. В угленосных отложениях карахской свиты в них появляется примесь каолинита и хлорита, а в аргиллитах типично морского генезиса, помимо гидрослюд, содержится монтмориллонит и бейделлит.

По данным Ч. М. Халифа-Заде [Халифа-Заде, Магомедов, 1982], в составе глинистых пород тоара (свита Ири) преобладают гидрослюды. Выше, в аргиллитах угленосной карахской свиты установлены каолинит, гидрослюда, хлорит и смектиты.

Характерно, что именно каолинит является типичным для континентальных фаций, в частности угленосных. Эта особенность отмечена не только на Кавказе, но и в Средней Азии [Зхус, 1966; Полянский, 1961а; Бебешев, 1976; и др.]. Гидрослюда имеет более широкий спектр распространения, в основном в пойменно-озерных и заливно-лагунных фациях.

Смену комплексов глинистых минералов на границе аалена и байоса Ч. М. Халифа-Заде [Халифа-Заде, Магомедов, 1982] объясняет перестройкой ландшафтно-тектонического плана и изменения климата, а также влиянием вулканической деятельности (увеличение содержания монтмориллонита). В то же время этот автор указывает на свои «безуспешные» поиски корреляции между минералогическим составом глинистых минералов и фациальной обстановкой их образования. Тем самым им отвергается «стадийная концепция образования глинистых минералов для познания генезиса субаквальных отложений» [Халифа-Заде, Магомедов, 1982, с. 142]. Уменьшение каолинита в морских отложениях объясняется при этом быстрой коагуляцией этого минерала в морской воде [Ратеев, 1964]. Увеличение гидрослюд в морских отложениях вызвано либо превращением в морской воде каолинита и других глинистых минералов в гидрослюды, либо хорошей транспортабельностью пластинок гидрослюд и их механической дифференциацией в различных участках морского дна.

Таким образом, несмотря на скептическое отношение некоторых из цитируемых выше авторов к существованию отчетливой фациальной приуроченности определенных глинистых минералов, в слабо измененных глинистых отложениях совершенно четко намечается прямая генетическая связь отдельных глинистых минералов со средой седimentации. Так, каолинит повсеместно присутствует в континентальных угленосных отложениях, а в морских — комплекс гидрослюда—хлорит—монтмориллонит. Эти общие особенности являются одним из дополнительных вещественных признаков, способствующих реставрации древних обстановок осадконакопления. Во всяком случае они позволяют обособить континентальные обстановки от морских, что иногда бывает трудно сделать.

Карбонатные породы слагают верхнеюрскую карбонатно-сульфатно-терригенную формацию, перекрывающую угленосную. Тем не менее небольшая доля карбонатных пород встречается и в пределах угленосных формаций.

Они охватывают весь комплекс хемогенных и биогенных известняков морского и прибрежно-морского генезиса, которые распространены в пределах Северного Кавказа и Закавказья, Ирана, Северного Афганистана и Средней Азии, слагая в нижне-среднеюрских отложениях прослои, слои и горизонты мощностью до 50 м. Наибольшее разнообразие структурных и текстурных особенностей имеют известняки. Среди них выделены следующие разновидности: органогенно-детритовые, органогенно-обломочные, афанитовые, пелитоморфные, оолитовые, псевдоолитовые, водорослевые и все виды песчаных и мелкокристаллических. Каждый тип редко встречается в чистом виде, обычно характерны их смешанные и переходные разности. Например, части органогенно-обломочные или органогенно-детритовые известняки с оолитами и песчаной примесью.

Органогенные включения представлены мелкораковинным детритом, створками и обломками створок и раковин остракод, мелких гастропод и пелеципод. Среди органогенных известняков нередко встречаются фораминиферовые, в составе которых значительную роль играют многокамерные раковины глобегерин, швагерин, псевдофузулин и пр. Такое обилие остатков морских организмов и их обычная фрагментарность говорят о накоплении этого органогенного материала в подвижной мелководной среде прибрежно-морской зоны, отчасти литорали.

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФАЦИИ

Помимо таких основных параметров породы, как структура и минеральный состав, первоочередное значение имели первичные генетические признаки, раскрывающие условия накопления осадков,— сортировка, цвет, текстура, характер распределения и сохранность органических остатков, состав, форма и распределение минеральных включений, мощность и выдержанность слоев пород, контактов и переходов между ними в разрезе. Сочетания этих первичных признаков составляют содержание генетического типа отложений, который является первым звеном в интерпретации условий их накопления. Генетический тип — один или несколько литологических типов пород, объединенных определенной общностью генетических признаков, позволяющих отнести этот тип к конкретной обстановке седиментации, например, русловых песчаных осадков, глинистых осадков центральных частей озер и т. д. [Тимофеев, 1969]. Выделение генетических типов является первым шагом в процессе реконструкции первичных элементов среди осадконакопления. Их сочетания при дальнейшем выяснении условий седиментации на площади составляют понятие фаций.

Фация представляет собой комплекс физико-географических условий среды осадконакопления, в результате которых сформировали осадки с определенным сочетанием первичных признаков [Тимофеев, 1969].

По сумме главных генетических особенностей выделен 41 генетический тип и 29 фаций. Фации объединены в 13 макрофаций как континентального, так и морского генезиса.

### Континентальные фации

#### 1) Делювиально-пролювиальные (ДП).

**Аллювиальные (А):** 2) аллювиальные русловые (АР); 3) аллювиальные пойменные (АП); 4) приморские приустьевые аллювиальные (АД).

**Озерные (О):** 5) озера заболачивающихся речных долин и приморских равнин, почвы и подпочвы (ОП); 6) озера речных долин и приморских равнин (ОВ); 7) застраивающие озера (ОЗ).

**Болотные (Т):** 8) прибрежно-континентальные болота приморского заливно-лагунного типа (ТЛ); 9) приустьевые аллювиальные болота наземно-дельтового типа (ТД); 10) внутриконтинентальные торфяные болота долинного типа (ТА).

### Морские фации

#### 11) Прибрежно-морские, в том числе заливно-лагунные (МП).

#### 12) Открытого эпиконтинентального мелководного моря (ММ).

**13) Открытого относительно глубоководного моря на значительном удалении от берега (МУ).**

Для облегчения пользования принятой терминологией генетических типов и фаций была использована индексация в виде заглавных букв, предложенная П. П. Тимофеевым [1969, 1970б]. Порядок этой индексации будет понятен из дальнейшего изложения.

## КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

**Макрофация делювиально-пролювиальная (ДП).** Значительное участие фаций делювия и пролювия в составе рассматриваемых отложений отмечалось многими исследователями для территории Средней Азии [Брунс, 1948; Станкевич, 1956, 1961; Полянский, 1961а, б, 1962б; Троицкий, 1967; Бебешев, 1972], в меньшей степени они развиты на Кавказе [Чихрадзе, 1979]. Подразделяются на фации делювия и пролювия.

Фация делювия (ДПД) из-за незначительного распространения в регионе делювиальные отложения представлены практически одной фацией и одним генетическим типом, характеризуемым продуктами переотложения древнего элювия в виде бокситовидных пород глинисто-алевритового и грубообломочного состава. Они развиты либо на корах выветривания, либо выполняют впадины в палеозойском основании, залегая на их размытой поверхности.

В ряде разрезов Южного Узбекистана (Байсун, Яккобаг, Мечетли) и Дарваза

(Оби-Равноу) делювиальные образования представлены переотложенными глинистыми породами кор выветривания, обогащенными аутогенными полуторными окислами железа и обломочной составляющей в виде зерен кварца, полевого шпата, слюды и рудных минералов. Химический состав их практически не отличим от кор выветривания. Переотложение осадков происходило короткими временными потоками, смывавшими продукты кор выветривания в понижении предтриасового рельефа, где формировались предсклоновые озерные делювиальные фации с небольшой степенью сортировки.

Фации пролювия (ДПП) развиты по разрезам шире делювиальных, отличаются небольшой мощностью, редко превышающей первые десятки метров, отсутствием сортировки и окатанности слагающих обломков коренных пород. Эти фации отсутствуют в континентальных юрских отложениях Дарваза, где не было соответствующих фациальных обстановок.

В основании разрезов юго-западных отрогов и южных склонов Гиссара (структуры Яккобаг, Сурхантау, Мечетли, Байсунтау) и Центрального Таджикистана эти фации наиболее отчетливо представлены комплексом брекчий и брекчиевидных отложений, тяготеющих к выступам древнего фундамента и их подножьям (табл. I, в, г).

В этой фации установлены отложения двух генетических типов: а) грубообломочных практически несортированных брекчий пролювиальных выносов (ДПП-1) (табл. I, б) мелкообломочных глинисто-алеврито-песчаных плохо сортированных осадков, боковых частей пролювиальных выносов (ДПП-2) (табл. I, а).

Грубообломочные пролювиальные выносы (генетический тип ДПП-1) представлены несортированными брекчиями с размером обломков до 0,5—1,2 м, которые залегают с резким эрозионным контактом, выполняя неровности на поверхности подстилающих отложений палеозоя—нижнего триаса, как правило, в основании угленосных толщ. Эти брекчии наиболее типичны для разрезов Гиссара (Шаргунь, Ханака, Бедгун, Лучоб), Карагина (Рамит), Центрального Таджикистана (Назар-Айлок, Рават) и др. Брекчии формируют линзообразные тела, плохо выдержаные по простиранию, мощностью до 400 м (Назар-Айлок). Такие мощные толщи могли накопиться в результате короткого переноса крупных обломков пород временными потоками, типа селевых, и отложением их непосредственно вблизи расчлененных поднятий в пределах краевых частей небольших межгорных и предгорных впадин. В сокращенных разрезах южных склонов Гиссара этот генетический тип составляет местами (Ширкент, Бедгун) до 50% и более всей массы континентальных юрских отложений [Полянский, 1961б].

Состав обломочного материала проявляет непосредственную зависимость от близлежащих областей денудации, указывая направление и дальность переноса обломков. Так, вдоль южного склона Гиссара (Лучоб, Суффа, Ташкутан) в составе обломков в основании разрезов юры преобладают пермские эфузивы, кремни и кварц, переотложенные из кремнистых сланцев протерозоя (табл. I, б). Восточнее, вдоль южных склонов Карагина (Сумбулак, Файзабад) преобладают гранитоиды. В Центральном Таджикистане в базальных слоях формации позднетриасового возраста резко преобладают обломки сланцев почти при полном отсутствии эфузивов и полевых шпатов.

Мелкообломочные глинисто-алеврито-песчаные, местами брекчевые отложения боковых частей пролювиальных шлейфов (генетический тип ДПП-2) залегают спорадически на размытой поверхности подстилающих пород палеозоя или корах выветривания. Местами отмечаются в виде линзовидных прослоев среди грубых брекчий протяженностью от первых метров до сотен метров. По простиранию они быстро замещаются грубообломочными брекчиями в сторону палеоподнятий или аллювиальными отложениями в направлении сноса.

Глинистые песчаники пространственно приурочены к вышеописанным пролювиальным брекчиям в виде отдельных прослоев и линз. Они разнозернистые, плохой сортировки, «мусорные», с глинисто-алевритовым цементом, массивные, слабоволнисто-слоистые, пестрой окраски, содержат отдельные зерна и мелкие обломки кварца и полевых шпатов в основной массе каолинитового и гидрослюдистого состава.

**Фации аллювия (А).** Наиболее обстоятельно морфология и генезис аллювиальных

отложений были охарактеризованы Е. В. Шанцером [1966] для современных осадков и П. П. Тимофеевым [1969, 1970а] — для древних осадочных формаций.

Фации аллювия имеют гораздо более широкое распространение, чем вышеописанные, особенно в нижне-среднеюрских отложениях Средней Азии, меньше — Северного Афганистана и Ирана, и незначительно — Кавказа. Эти фации составляют самую многочисленную группу (до 50%) континентальных фаций. Выделяются две макрофации — русловых и пойменных отложений.

**Макрофация русловых отложений (АР).** В этой макрофации установлены осадки трех фаций: гравийно-галечных осадков русел горных и предгорных рек (АРГ), песчано-гравийных осадков русел равнинных рек (APP) и преимущественно песчаных осадков русел малых рек и речных протоков (АРП).

Отложения фации гравийно-галечных осадков русел горных рек (АРГ) развиты лишь в пределах Средней Азии (Фергана, Центральный Таджикистан, Гиссар), а также в Центральном и Северном Иране [Полянский, 1980] и Северном Афганистане. Они представлены двумя генетическими типами: АРГ-1 и АРГ-2. Отложения генетического типа АРГ-1 — конгломераты от мелко- до крупногалечных, редко — валунные, гравелиты. Окатанность обломков плохая и средняя, включения обломков древесины, сортировка плохая, слоистость плохо выражена. Цвет обычно светло-серый и зеленовато-серый, что обусловлено преобладающим граувакковым составом пород. Мощность 10—20, редко до 100 м (табл. II, б). Отложения генетического типа АРГ-2 — конгломераты в основном мелко- и среднегалечные, гравелиты плохо сортированные с нечетко выраженной крупной косой односторонней слоистостью и включением обугленных обломков древесины и веток. В целом состав обломков и цвет пород аналогичны АРГ-1, но сортировка лучше. Снизу вверх по разрезу наблюдаются уменьшение размерности и улучшение сортировки (табл. II, а, г).

Оба типа осадков фации АРГ располагаются обычно в основании разрезов юрских отложений Средней Азии (Фан-Янгоб, Сулюкта, Шураб, Маркай).

Фация песчано-гравийных осадков русел крупных равнинных рек (APP) представлена сравнительно грубозернистыми осадками, характеризует русла рек предгорных равнин, ширина которых не превышала первых десятков километров (северная окраина Афгано-Таджикской депрессии, Ферганская депрессия, Предкавказье, Северный Иран). Эта фация представлена двумя генетическими типами (APP-1 и APP-2), тесно взаимосвязанными в разрезе и на площади. Отложения генетического типа APP-1 — гравелиты мелко- и среднезернистые, песчаники средне- и крупнозернистые с крупной косой односторонней сходящейся слоистостью, со взаимнорезающимися сериями, ритмично сортированные, мощность слоев обычно — первые метры. Часто встречаются линзовидные прослои конгломератов мощностью до 0,5 м с хорошо окатанной галькой. Косая слоистость подчеркивается как сменой гранулометрического состава пород, так и включениями органики и обломочного материала (табл. II, б). Отложения этой фации, как и АРГ, залегают с эрозионным контактом на подстилающих отложениях пойменных или озерно-болотных фаций. Наблюдается уменьшение размерности обломков вверх по разрезу. Мощность отложений этого генетического типа до 10 м.

Отложения генетического типа APP-2 — песчаники от средне- до крупнозернистых, лучше сортировки, чем APP-1, и лучше выраженной односторонней сходящейся косой слоистостью. Характер залегания отложений этого типа и их фациальные переходы практически те же, что и APP-1. Мощность отложений APP-2 2—5 м.

Фация песчаных осадков русел притоков и протоков равнинных рек (АРП) имеет подчиненное значение по сравнению с APP, диагностика ее несколько условна, так как АРП является в значительной мере переходной между АР и АП. Тем не менее, практически во всех континентальных отложениях региона эти фации обычно залегают в низах аллювиально-болотно-озерных элементарных циклов мощностью до 10 м. Эта фация представлена одним генетическим типом осадков — ВРП-1: песчаник мелко- среднезернистый, глинистый, с мелкой косой односторонней сходящейся слоистостью,

местами горизонтально-волнистой и косоволнистой. Они залегают обычно со слабым эрозионным контактом на подстилающих верхних элементах континентальных типов циклов. Выше по разрезу и по простианию быстро замещаются либо пойменными и озерными, либо дельтовыми фациями (табл. II, в).

**Макрофация пойменных отложений (АП).** Фации пойменного аллювия, помимо целого комплекса структурных, текстурных и прочих признаков, определяются в разрезе по тесным парагенетическим связям с русловыми отложениями, залегая на них с постепенным переходом и перекрываюсь озерными и болотными отложениями. Так же обычны и их взаимные латеральные переходы (см. табл. 6).

Фации АП слагают как прирусловую часть аллювиальной долины, так и краевые ее части в местах развития стариц и вторичных водоемов поймы. Обычно характеризуются песчано-алевритовым составом осадков. Микрофация АП подразделяется на две фации: АПП и АПВ.

Фация алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы (АПП) представлена одним генетическим типом, который представлен как мелкозернистым песчаником, так и крупнозернистым алевролитом с мелкой косой однонаправленной сходящейся и мелкой косой штриховатой слоистостью. Обычно снизу вверх по разрезу наблюдается изменение слоистости от мелкой косой штриховатой до горизонтальной, иногда — их чередование (табл. III, а, б). Мощность осадков этого типа редко превышает 10 м, обычно составляет 1—5 м.

Фация глинисто-алевритовых осадков застойных, часто зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы (АПВ) развита шире, чем отложения фации АПП, более разнообразна по составу и генетически более тесно связана с озерными отложениями, чем с аллювиальными. Она представлена в разрезах двумя генетическими типами: АПВ-1 и АПВ-2. Отложения генетического типа АПВ-1 — алевролит и песчаник мелкозернистый с горизонтально-волнистой и мелкой линзовидной слоистостью, преобладает горизонтально-волнистая. По разрезам тесно генетически связаны вертикальными и латеральными переходами с фацией АПП (табл. III, в). Отложения генетического типа АПВ-2 — алевролит, аргиллит, иногда углистый, с горизонтальной или горизонтально-волнистой слоистостью, обилием дегрита, с отпечатками растений хорошей сохранности. Этому типу свойственны редкие включения сидеритовых конкреций и пирита. АПВ-2 пространственно тесно связан с АПВ-1 и озерными отложениями.

Выделение фаций пойм в разрезах — достаточно сложная задача, поэтому с целью их однозначной диагностики следует кратко подытожить их основные генетические признаки: преобладание алеврито-глинистых и мелкопесчаных осадков, часто в сложном, местами линзовидном, переслаивании; сортировка обломочного материала неравномерная (от хорошей до средней); обилие растительного материала, от степени содержания которого окраска пород изменяется от светло-серой до черной; горизонтальная, горизонтально-волнистая и линзовидная слоистость, а также их чередование в различных типах пород; развитие эрозионных размывов, почвенных образований, ходов илоедов и текстур взмучивания; тесная пространственная парагенетическая связь с отложениями руслового аллювия, что отражается в уменьшении размерности терригенного материала вверх по разрезу — смене крупной однонаправленной косой слоистости русел мелкой косоволнистой слоистостью пойм.

**Макрофация алевро-песчано-гравийных аллювиальных дельтовых отложений (приустьевой аллювий) (АД).** Отложения этой макрофации характеризуют фациальную обстановку краевой приморской части континента, где происходила разгрузка обломочного материала, выносимого с берега аллювиальными потоками. При этом, в зависимости от абсолютных отметок и расчлененности краевых прибрежных частей континента, формировались различные по масштабу и терригенному материалу аккумулятивные формы: наземные части дельт крупных и мелких рек равнинного и предгорного типа с выносом соответственно алеврито-песчаного и песчано-гравийного с примесью галечного материала. Фации приустьевого аллювия разделяются на две фации: песчано-гравийных отложений наземной части

аллювиальной дельты (АДГ) и фация алеврито-песчаных отложений наземной части аллювиальной дельты (АДП).

Эти фации достаточно широко представлены в пределах Северного Кавказа, Закавказья, Северного и Центрального Ирана и юга Средней Азии.

Стратиграфия и фациальная характеристика нижне-среднеюрских дельтовых отложений Дагестана была рассмотрена В. Т. Фроловым [1965] с выделением различных частей дельтового комплекса. В Средней Азии отложения наземных дельт в нижнемеловых отложениях Ферганы изучала Е. П. Брунс [1963], юрских отложений Ферганы — Ю. В. Станкевич [1956]. Отложения аллювиально-дельтовых равнин в юрских отложениях Южного Гиссара были выделены И. И. Бебешевым [1976], П. П. Тимофеевым и др. [1976].

Фация песчано-гравийных отложений приустьевого аллювия — (АДГ) обычно тесно связана с аллювиальными долинными отложениями в зоне дельты, которые выделены в разрезах на стыке аллювиальных и прибрежно-морских фаций и обладают чертами как тех, так и других. Отложения данной фации представлены одним генетическим типом хорошо сортированных песчано-гравийных отложений с включениями окатанной уплощенной или изометричной по форме гальки. Слоистость косая, односторонняя, сходящаяся. Отложения располагаются в основании седиментационных макроциклов, залегая с эрозионным контактом на подстилающих более тонкозернистых алеврито-глинистых породах верхов предыдущего цикла или на поверхности предъюрского рельефа.

Мощность отложений этой фации, как правило, составляет первые метры или десятки метров, редко достигая 150 м в Закавказье (табл. IV, а). Эти отложения в палеоландшафтном плане формируются в сравнительно узкой прибрежно-континентальной зоне разгрузки грубообломочного материала при выходе речных долин в зону дельт. Примером подобных фаций могут быть отложения в основании средней юры на месторождении Шал в Северном Иране, в основании геттанга, бата и кимериджа разреза Ткибули, геттанга Локского массива и на Малом Кавказе. На Северо-Западном Кавказе (р. Малая Лаба) она отмечены в отложениях плинсбаха, а на р. Баксане — в отложениях тоара (табл. IV, б, в).

В Средней Азии и Северном Афганистане песчано-гравийные, местами галечные, отложения приустьевого аллювия часто отмечаются в основании верхнеюрского макроцикла (Дарваз), достигая мощности 220 м, где они генетически тесно связаны с аллювиальными русловыми фациями. Вверх по разрезу сменяются прибрежно-морскими осадками подводной части дельты или прибрежного пойменно-озерного, местами озерно-болотного комплекса (табл. IV, г).

Фация алеврито-песчаных отложений приустьевого аллювия (АДП) — отложения надводной дельты — по разрезам и на площади генетически тесно связана с вышеописанной фацией, являясь ее прямым продолжением в сторону подводной части дельты, представлена одним генетическим типом — песчаниками мелко- крупнозернистыми и алевролитами хорошей сортировки, образующими частое косое переслаивание с преобладанием косослоистых песчаников, со значительной примесью углистого дегрита. Слоистость мелкая, косая, односторонняя сходящаяся, мощности косых серий достигают 0,5 м. Редко встречаются отпечатки растений хорошей сохранности. В виде включений отмечены отдельные редкие гравийные зерна хорошей окатанности, глинистые катуны и обломки обугленной древесины. Подобная фация отмечена в разрезах Северо-Западного Кавказа (Теберда), Малого Кавказа (Азербайджан и Локский массив), в Северной структурно-фациальной зоне Эльбурса и вдоль всего Дарваза и Северного Афганистана (табл. IV).

В отложениях фаций приустьевого аллювия можно отметить следующие особенности: а) ограниченное площадное распространение в пределах приморских ландшафтов, б) тесные фациальные переходы по разрезу и на площади в фации подводной части дельты, в) непосредственная фациально-генетическая связь с аллювиальными отложениями (сортировка, характер косой слоистости, включения и т. д.), г) положение в разрезе в основании седиментационных циклов, д) хорошая окатанность и сортировка обломочного

материала, е) присутствие торфяников дельтового типа, ж) отсутствие генетических признаков морских отложений (фауна, карбонатный цемент и т. д.).

**Озерные фации (О).** Фации озер из всей группы являются наиболее разнообразными и сложно построенными. Они наиболее широко распространены от верхнетриасовых до верхнеюрских отложений во всех частях региона, от типично континентальных отложений аллювиальных долин до приморских приустьевых частей дельт. Среди озерных фаций могут быть выделены три макрофации: осадков озер заболачивающихся речных долин и приморских равнин — почвы и подпочвы (ОП), озер речных долин, дельт и приморских равнин (ОВ), осадков застраивающих озера и заливающихся болот речных долин, дельт и приморских равнин (ОЗ).

Макрофация песчано-глинистых осадков озер заболачивающихся речных долин и приморских равнин — отложения почв и подпочв (ОП). Анализ всех почвенных образований по изученным разрезам региона позволил наметить общие их генетические особенности, свойственные почвам как на отложениях пойм и озер в пределах аллювиальных долин, так и на прибрежно-континентальных отложениях. Для почв характерны неслоистая комковатая текстура, корневые остатки, примерно однотипный песчано-алеврито-глинистый состав и мощности от 0,2—2—3 м.

Макрофация почвенных образований охарактеризована двумя фациями осадков: обширных заболачиваемых пойменных и озерных водоемов аллювиальных долин (ОПА) и аллювиально-дельтовых, приморских равнин (ОПП).

К фации глинисто-алевритовых осадков заболоченных аллювиальных долин и аллювиально-дельтовых равнин (ОПА) относятся почвенные и подпочвенные образования, развитые на пойменных отложениях аллювиальных долин — отложений стариц и вторичных водоемов поймы. Они отмечены по всем разрезам региона, где русловые и пойменные отложения слагают средние части аллювиально-озерно-болотных и прибрежно-континентальных циклов. Выделены два генетических типа осадков: почвы (ОПА-1) и подпочвы (ОПА-2). Отложения генетического типа ОПА-1: алевролиты, аргиллит, редко — песчаники, неслоистые, комковатой текстуры с многочисленными корневыми остатками «ин сите» и углистым дегритом. Обычно подстилают пласти углей или углистых аргиллитов. В случае их отсутствия вверх по разрезу сменяются осадками озер, а ниже — подпочв. Мощность до 0,8 м. Отложения генетического типа ОПА-2: преимущественно алеврито-песчаные осадки, более грубые, чем перекрывающие их почвенные осадки, с редкими корневыми остатками, неслоистые, комковатые, средней сортировки. Мощность их обычно вдвое превышает мощность почв, составляя местами 2—3 м.

Фация песчано-алевритовых осадков заболоченных приморских равнин (ОПП) характерна для выравненного побережья в зоне развития обширных заболачиваемых приморских равнин. По простиранию в сторону моря эти фации замещаются прибрежно-морскими осадками, а в сторону континента — аллювиально-пойменным комплексом более грубозернистых осадков. По разрезам осадки фации ОПП подстилают, как правило, угольные пласти, формировавшиеся в прибрежно-континентальной обстановке. Фация ОПП представлена двумя генетическими типами: почв (ОПП-1) и подпочв (ОПП-2). Отложения генетического типа ОПП-1: аргиллит, алевролиты комковатой текстуры, часто со следами подводного взмучивания осадка, обилием корневых систем, большим количеством обугленных растительных фрагментов, редко — мелкими сидеритовыми конкрециями и карбонатным цементом. Мощность 0,5—1 м. Отложения генетического типа ОПП-2: более грубый, чем ОПП-1, песчано-алевритовый состав осадков, более редкие остатки корешков, комковатая неслоистая текстура, многочисленные фрагментарные обугленные растительные остатки. Вниз по разрезу эти отложения сменяются осадками озер или приморских равнин, временами заливаемых морем. Мощность до 1—1,5 м.

Благодаря приуроченности этих фаций к более мористым частям разрезов они были связаны с формированием озерно-болотных ландшафтов приморского типа, во многом обусловленных морскими трансгрессиями (в Центральном и Северном Иране — верхне-

дахрудская и нижнетохраджекская подсвиты, свиты Кадир, Калариз, Дансирит [Брагин и др., 1981б], на Северном Кавказе — хумаринская и карахская свиты, батские угленосные отложения Закавказья).

Макрофация песчано-глинистых осадков озерных водоемов речных долин, дельт и приморских равнин (ОВ). Отложения этой макрофации слагают основной объем озерных осадков практически всего региона с несущественными различиями литологического состава осадков и мощностей. В макрофации выделены два типа фаций: прибрежных частей озер (ОВП) и открытого озерного мелководья (ОВМ).

Отложения фации глинисто-алевритовых осадков полуизолированных прибрежных частей озерных водоемов (ОВП) отличаются спокойной динамикой осадконакопления, которая определила хорошую сортировку сравнительно однородного глинисто-алевритового материала, горизонтальную и разновидности волнистой слоистости. Ранее эти отложения были охарактеризованы более упрощенно как фации застойных озер [Полянский, 1961а]. Эта фация представлена двумя генетическими типами: ОВП-1 и ОВП-2. Отложения генетического типа ОВП-1: аргиллит, алевролит обычно темно-серого цвета, редко — черного (за счет обогащения тонким углистым детритом), слоистость тонкая горизонтальная и горизонтально-волнистая, обугленные остатки листовой флоры. Такие осадки часто слагают кровлю угольных пластов в озерно-болотных элементарных циклах, пространственно очень тесно связаны с фациями застраивающих озер (ОЗ). Мощность обычно не превышает 1—2 м, увеличиваясь до нескольких метров. Отложения генетического типа ОВП-2: преимущественно алевритовый состав, слоистость линзовидно-волнистая, часты остатки растений хорошей сохранности. Залегают, как правило, выше угольных пластов, мощность соизмерима с ОВП-1, но редко превышает 1 м. ОВП-1 и ОВП-2 имеют широкое распространение во всех разрезах региона, в том числе Средней Азии (кроме Памира), Ирана, Северного Афганистана, Северного Кавказа и некоторых других районов Закавказья.

Отложения фации преимущественно песчаных осадков открытого озерного мелководья (ОВМ) представлены выносами и отложениями мелко- и среднезернистого песчаного материала в прибрежной зоне озер и на некотором удалении от берега, образуя дельтообразные выносы, мелкие песчаные валы и др. Ранее эти отложения несколько схематично относились мной к проточным озерам [Полянский, 1961а]. Фация имеет широкое распространение во всех разрезах угленосных отложений как континентального, так и приморского генезиса. Озерные осадки ОВМ представлены двумя генетическими типами: ОВМ-1 и ОВМ-2, отличающимися литологическим составом. Отложения генетического типа ОВМ-1: алеврито-песчаные с субгоризонтальной, чаще горизонтально-волнистой слоистостью, со значительной примесью углистого детрита, рассеянного вдоль наслонения, редко остатки листовой флоры. Эти отложения очень разнообразны по положению в разрезе седиментационных циклов: в озерно-болотных они залегают в средней их части, в аллювиально-озерно-болотных и прибрежно-континентальных слагают обычно верхние элементы. По простирианию и в разрезе быстро замещаются фациями ОВП, ОЗЗ, ОЗП. Мощность 1—3 м. Этот генетический тип пользуется очень широким распространением практически среди всех озерных отложений аллювиально-пойменно-озерного и аллювиально-дельтового генезиса. Отложения генетического типа ОВМ-2: песчаники от мелкодетритовых до среднезернистых, с характерной отчетливо выраженной косоволнистой и штриховатой слоистостью, с обилием углистого детрита, но более грубого и фрагментарного, чем в ОВМ-1, отпечатки листовой флоры исключительно редки, чаще — обугленные фрагменты стеблей и веточек. Окраска песчаников от серой до темно-серой, что зависит от примеси углистого детрита и от литологического состава (чем крупнее фракция, тем светлее цвет).

Макрофация песчано-глинистых отложений застраивающих озер и заливающихся болот речных долин, аллювиально-дельтовых и приморских равнин (ОЗ). Застаивание любого озерного водоема начинается после заполнения его терригенными осадками фаций, особенно ОВП и ОВМ, и связано с заключительной стадией развития озер. Как указывал П. П. Ти-

мофеев [1969, с. 267—268], «зарастание после заполнения осадками свойственно крупным озерам, тогда как в мелких озерах речных долин зарастание начинается с момента их возникновения». На примере разрезов рассматриваемого региона можно воссоздать процессы как крупных, в основном приморских, озер, так и более мелких — речных долин, развитие которых было характерно для районов узких межгорных заболачивающихся речных долин Средней Азии и более широких приморских равнин с обширным по площади торфоакоплением (Северный Кавказ, Закавказье, Северный и Центральный Иран). Необходимо отметить, что приморские озера формировались в межрусловых частях дельт и отшнурованных прибрежно-мелководных участках эпиконтинентального моря. Озера питались за счет выносов нижних приустьевых частей мелких рек, речных протоков, впадающих в море в зоне выравненного морского побережья и дельт. Здесь также могли создаваться условия заболачивания непосредственно на прибрежно-морских осадках. П. П. Тимофеев [1969] отмечал, что в этом случае «воды эпиконтинентального морского бассейна при очередной трансгрессии подпруживали речной сток, повышался уровень грунтовых вод, поселялась древесная растительность и на побережье и в речных долинах образовывались условия для сплошного развития болот». В этой макрофации выделено две фации: ОЗП и ОЗУ.

Фация алеврито- песчаных осадков проточных участков зарастающих озер (ОЗП) по сравнению с фацией ОВМ отличается более тонким составом алевро- песчаных осадков, характерных текстурами нарушения нормальной слоистости (взмучивание, оползание осадка). Слоистость распространена линзовидная, горизонтально-волнистая, подчеркиваемая скоплением по наслоению растительного дегрита, обрывков витренизированных частей растений, линз витрена. Эта фация в разрезах охарактеризована одним генетическим типом, представленным углистым алевролитом, слабо углистым песчаником и их частым переслаиванием. Мощность 1—3 м (см. табл. 6).

Фация углистых глинисто- алевритовых осадков, зарастающих и slabозаболачивающихся озер и заиливающихся торфяных болот (ОЗУ) включает все углистые глинисто- алевритовые отложения озер. Они указывают на кратковременное заболачивание озерных водоемов, обычно предшествовавшее общему заболачиванию с образованием основных торфяников. К этой фации можно отнести, вслед за П. П. Тимофеевым [1969], и фации заиливающихся торфяных болот, осадки которых являлись следствием разубоживания торфяной массы глинисто- алевритовым материалом, поступавшим в торфяник. Поскольку осадки зарастающих озер и заиливающихся торфяных болот трудно различимы из-за сходства генезиса, они объединены в один генетический тип (ОЗУ-1).

К этому типу относятся углистые аргиллиты, значительно реже — углистые алевролиты, с неясно выраженной горизонтальной и отчетливой линзовидной слоистостью, нередко породы визуально неслоистые. Содержат обилие тонкорассеянного углистого дегрита, который обогащает породу до углистой (до 50% органики). На поперечном изломе хорошо видны тонкие линзочки витрена (до 1 мм), по наслоению — большое количество обугленных остатков растений, листовая флора. В виде включений отмечены отдельные зерна и скопления зерен пирита, окислов железа в виде бобовин до 2—3 мм, конкреции сидерита размером до 0,5 мм, часто караваеобразной формы. Осадки этой фации приурочены либо к угольным пластам в виде прослоев; либо пласти угля замещаются ими по простирианию, особенно в разрезах континентальных угленосных отложений. В Средней Азии, Иране, на Кавказе обычно мощности этих пород не превышают 1 м, в среднем составляя 0,2—0,5 м.

**Фации торфяных болот (Т).** Эти фации, широко представленные в отложениях верхнего триаса (Средняя Азия, Иран и Закавказье), нижней юры (Средняя Азия, Иран) и средней юры (Средняя Азия, Иран, Северный Афганистан и Кавказ) различными генетическими типами углей, по составу исходного растительного материала относятся в целом к группе гумолитов, т. е. обязаны своим происхождением остаткам высшей наземной растительности. Водорослевые сапропелиты отмечены в единичных угольных пластах.

В рассматриваемом регионе вопросами петрографического состава и генезиса углей

занимались многие исследователи: А. И. Гинзбург и др. [1956 г.], О. Д. Русанова [1936, 1937], О. Д. Русанова, П. А. Шехтман [1960]; Ф. Т. Каширин и др. [1975] — в Средней Азии; Б. И. Гуджеджиани [1956], Г. С. Дзоценидзе [1957], Ф. Г. Парцвания [1958], В. С. Яблоков и Л. И. Боголюбова [1960], Л. И. Боголюбова [1962] — на Кавказе. В Иране этим вопросам были посвящены лишь отдельные статьи Г. М. Ауслендора и Н. П. Гре-чишникова [1972, 1974], Г. М. Лущихина; в Северном Афганистане — Б. Н. Андросова и др. [1977]. Автор на стадии подготовки данной работы сам специально не занимался углепетрографическими исследованиями. Описывались лишь схематично микрокомпонентный состав пластов углей, характер изменений микрокомпонентов по пласту снизу вверх и на площади, фациальный состав вмещающих пород, особенности почвы и кровли, наличие и степень сохранности и захоронения растительных остатков и другие признаки. В настоящей работе основой для выделения генетических типов углей и фациального состава торфяников послужили классификации типов торфонакопления и гумусовых углей, детально и аргументированно разработанные П. П. Тимофеевым [1970а], П. П. Тимофеевым и Л. И. Боголюбовой [1965а, б], [Тимофеев и др., 1962]. При классификации торфяников учитывались тектонический режим торфонакопления (подвижные и устойчивые) и соответствующая степень преобразования растительного материала, кроме того морфология угольных пластов, их выдержанность по простиранию, фациальные особенности вмещающих пород, состав и степень захоронения растений — углеобразователей.

Все многообразие фациального состава торфяников рассматриваемого региона мной разделено на три типа, соответствующие фациям торфяников: 8) приморский (прибрежно-континентальный) — ТЛ; 9) дельтовый — ТД; 10) аллювиальный (долинный) — ТА (табл. 6). Первый тип соответствует по степени подвижности примерно макрофациям ТУ и ТОУ, а второй и третий тип — соответственно макрофациям ТП и ТОП (по: [Тимофеев, 1969, 1970а]).

Макрофация прибрежно-континентальных болот приморского заливно-лагунного типа (ТЛ). Отложениями данной макрофации являются торфяники, формировавшиеся в условиях прибрежных болотистых зарастающих отмелей, мелких лагун или озер, которые превращались в торфяники в результате отделения от открытого моря баром или береговым валом. Отмершие части древесной или травянистой растительности, покрывавшей низкое побережье, сносились в эти лагуны или озера, обогащая органическим материалом песчано-илистые донные осадки. Тем самым создавались условия для расселения растительности, начиналось зарастание и заболачивание этих водоемов. При этом формировались плохо выраженные подпочвенные и почвенные отложения, пронизанные редкими корневыми системами. Нередко в них встречаются остатки морской фауны. Характерно частое присутствие в почвах угольных пластов песчаников с мелкой косой штриховатой слоистостью прибрежно-морского типа. Растительный материал, постепенно выполнивший эти водоемы, претерпевал медленное и устойчивое разложение в сильно обводненной среде приморских водоемов, производя проколлинитовые и коллинитовые угли. Перекрытие этих торфяников терригенными осадками также происходило постепенно в результате медленного опускания и последующей морской трансгрессии. Мощность этих торфяников не менее 10 м. С учетом многократного уплотнения торфа при переходе в уголь, мощность пластов угля обычно 1—2 м, редко 3—4 м.

Примерами подобного рода торфяников в изученных разрезах являются угольные пласти свиты Кадир (верхний триас) и Мазино (средняя юра) в Центральном Иране (рис. 3), которые следуют непосредственно выше прибрежно-морских отложений серии Нейбанд и свиты Кальмард, содержащих остатки типично морской фауны. Подобные остатки встречаются и в кровле этих угольных пластов. В Северном Иране торфяники типа ТЛ отмечены в свитах Калариз (верхний триас) и Алашт (нижняя юра) на угольном месторождении Тазаре.

Часто в результате переработки растительной органики подвижными морскими водами в прибрежной зоне и обогащения их илисто-глинистым веществом образуются углистые алевролиты и аргиллиты, залегающие либо в кровле основных угольных пластов

Таблица 6

Генетические типы торфонакопления (составлена по методике П. П. Тимофеева [1969, 1970 б])

Индекс типа торfonакопления	Районы, месторождения по типам торфонакопления	Преобладающие мощности и строение угольных пластов	Основные фации торfonакопления по степени подвижности	Основные типы углей по степени биохимического разложения лигнинно-целлюлозных тканей, их разновидности
ТЛ	Прибрежно-континентальный заливно-лагунный (приморский): Центральный Иран, Северный Иран, Закавказье (Джерманис)	Тонкие, средней мощности (1—2 м), редко мощные (до 5 м); строение простое, редко — 2—3-х пачечное; выдержаные	Относительно устойчивого (ТОУ) сильно обводненного или пептигитового торфяного болота. Устойчивого (ТУ) сильно обводненного застойного торфяного болота. Весьма устойчивого (ТВУ) сильно обводненного застойного торфяного болота	Преколлинитовые, коллинитовые и лейободвигенные угли (относительно сильное, сильное и почти полное разложение)
ТД	Приустьевой аллювиальный (наземно-дельтовый): Северный Афганистан, Северный Кавказ (Теберда, Баксан, Чирахчай, Каракойсу) Закавказье, Средняя Азия (Дарваз, юго-западные отроги Гиссара), Северный и Центральный Иран	Мощные, средней мощности, редко — тонкие; строение сложное, реже — 2—3-х пачечное; выдержанность средняя	Относительно подвижного (ТОП), сильно обводненного, проточного торфяного болота. Относительно устойчивого (ТОУ), только сильное и относительно обводненного, носительно слабое застойного и слабо разложение	Преколлинитовые, коллинитовые, постколлинитовые, паренхимные зольные угли
ТА	Долинный внутриконтинентальный: Средняя Азия (Зеравшано-Гиссарская горная область), Карактау, Восточный Гиссар, Южная Фергана	От тонких до мощных (редко), строение сложное, местами простое, плохая выдержанность, частично в виде линз	Подвижного (ТП) Телинитовые, постсильно обводненного телинитовых, зольторфяного болота. Относительно подвижного (ТОП) сильно обводненного торфяного разложение	Телинитовые, постсильно обводненного телинитовые, зольторфяного болота. Относительно слабозольные или слабозольные угли (слабое и относительно слабое водненного торфяного разложение)

(свиты Кадир, Мазино), либо в виде самостоятельных слоев (дарбихунская свита Т<sub>3</sub>) в Центральном Иране (см. рис. 3). В целом торфяники этого типа отличаются хорошей выдержанностью по простиранию на десятки километров.

При анализе петрографического состава этих углей можно отметить следующие особенности. По данным Г. М. Лущихина, исходным материнским веществом послужили влаголюбивые формы растений. Участие низшей растительности (водорослей) в торфонакоплении является незначительным. Примесь сапропелевого материала отмечается очень редко и лишь в угольных пластах свиты Гумруд на локальных участках Керманского месторождения, а также в пластах свиты Алашт одноименного месторождения Эльбурса.

Формирование основной массы торфяников прибрежно-континентального типа в Иране в основном началось в позднетриасовое время и было обусловлено кратковременными отступлениями моря на фоне позднетриасового максимума трансгрессии. Частое воздействие приливов и отливов вызывало дробление растительной массы, ее перемыв и переотложение, но без существенного переноса. При этом формировались атритовые угли среди основной массы углей коллинито-преколлинитового состава. Содержание коллинита достигает 55—63% при значительной доле отщающих компонентов [Ауслендер, Гречишников, 1974].

Учитывая данные Г. Н. Садовникова [1980], можно сделать вывод, что низкие приморские побережья позднетриасовых морей Ирана были покрыты густыми влажными лесами. Они состояли из крупной древесной растительности (гингковые и хвойные). Подлесок образовывала низкорослая растительность цикадофитов, беннетитовых и древовидных папоротников. Наиболее низкие заболоченные места были покрыты зарослями хвоющей, плауновых и мелких папоротников. Основную часть биомассы давали кустарниковые и древовидные цикадофиты и хвойные (паренхима стволов, толстая кутикула листьев и молодых побегов).

К типу приморских торфянников можно отнести также угленосные отложения месторождения Джерманис в Армении. Здесь угленосная часть разреза карнийско-норийского возраста мощностью 400 м представлена песчано-глинистыми прибрежно-континентальными осадками с 4—7 пластами угля мощностью 1—1,5 м, хорошо выдержаными по простианию. Угленосные породы подстилаются морскими, преимущественно карбонатными осадками нижнего—среднего триаса. В составе угленосной формации преобладают песчаники и алевролиты фаций прибрежно-морского мелководья с остатками пелеципод и аммонитов, а также позднетриасовой флоры. Обилие цикадофитов и их сходный родовой состав, комплекс карбонатно-терригенных отложений прибрежно-морских фаций делают легко сопоставимыми угленосные части разрезов Джерманис и Ирана (угольные пласти серий Калариз на Эльбурсе и Кадир в Центральном Иране). На остальной территории региона развиты в основном дельтовый и долинный (аллювиальный) типы торфонакопления.

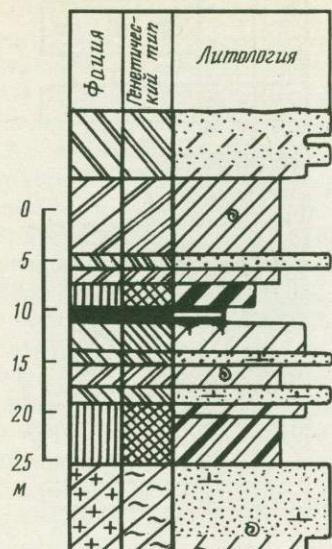
Макрофация приустьевых аллювиальных болот наземного дельтового типа (ТД). К этому типу относится основная масса реконструированных раннемезозойских торфянников региона, в том числе Северного Кавказа и Закавказья (ранне-среднеюрского возраста), Ирана и Афганистана (ранняя—средняя юра) и юга Средней Азии (поздний триас—средняя юра) (рис. 3, 4).

Дельтовый тип торфонакопления в регионе лучше всего изучен в наиболее отчетливом виде на территории Кавказа [Боголюбова, 1962; Баланчивадзе, 1985; Мокринский и др.,

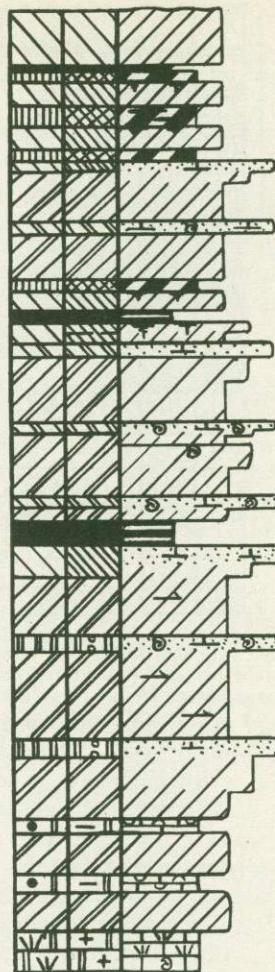
Рис. 3. Типы угольных пластов среди прибрежно-морских отложений в Центральном Иране  
I — Нейбанд, свита Мазино (низы средней юры); II — Нейбанд, свита Кадир (верхний триас); III — Керман, дарбидунская свита (верхний триас).

Литологические типы: 1 — отложения кор выветривания, 2 — грубобломочная брекчия, 3 — конгломерат, 4 — гравелит, 5 — песчаник крупнозернистый, 6 — песчаник среднезернистый, 7 — песчаник мелко-зернистый, 8 — алевролит, 9 — алевролит песчаный, 10 — частое переслаивание песчаника и алевролита, 11 — аргиллит, 12 — глина, 13 — частое переслаивание алевролита и аргиллита, 14 — аргиллит слабо углистый, 15 — аргиллит углистый, 16 — пласти и прослои угля, 17 — известняк песчаный, 18 — известняк глинистый, 19 — известняк оолитовый, 20 — известняк комковатый, 21 — известняк брекчированный, 22 — мергель, 23 — известняк (а — афанитовый, б — биогермовый массивный), 24 — известняк рифогенный, 25 — доломит, 26 — гипс, ангидрит, 27 — эфузивы кислого состава, 28 — их туфы, 29 — эфузивы среднего состава, 30 — их туфы, 31 — эфузивы основного состава, 32 — их туфы, 33 — остатки морской фауны (а — ядра раковин, б — обломки створок), 34 — остатки наземной растительности (а — определимые фрагменты растений, б — растительный дегрит), 35 — корневые системы (а — почвенные образования (б), 36 — цемент (а — карбонатный, б — кремнистый), 37 — ходы илоедов (а — горизонтальный, б — вертикальные), 38 — углистые включения (а — линзы витрена, б — обломки древесины), 39 — остатки деревьев (а — вертикально стоящие пни, б — обломки стволов), 40 — глинистые катуны (а), стяжения сидерита (б), 41 — конкреции (а — известняковые, б — пиритовые), 42 — контакты (а — внутриформационные размывы, б — угловые несогласия). Генетические типы, индексы (описание см. в табл. 6): 43 — ДПД-1, 44 — ДПД-1, 45 — ДПП-2, 46 — АРГ-1, 47 — АРГ-2, 48 — APP-1, 49 — APP-2, 50 — АРП-1, 51 — АПП-1, 52 — АПВ-1, 53 — АПВ-2, 54 — АДГ-1, 55 — АДП-1, 56 — ОПА-1, 57 — ОПА-2, 58 — ОПП-1, 59 — ОВП-1, 60 — ОВП-2, 61 — ОВМ-1, 62 — ОВМ-2, 63 — ОЗП-1, 64 — ОЗУ-1, 65 — ТА, ТД, ТЛ, 66 — МММ-1, 67 — ММП-1, 68 — ММД-1, 69 — ММД-2, 70 — ММБ-1, 71 — МПЗ-1, 72 — МПА-1, 73 — МПК-1, 74 — МПК-2, 75 — МУТ-1, 76 — МУТ-2, 77 — МУК-1, 78 — МУК-2, 79 — МУР-1, 80 — МУО-1. Фации, индексы (описание см. в таблице 6): 81 — ДПД, 82 — ДПП, 83 — АРГ, 84 — APP, 85 — АРП, 86 — АПП, 87 — АПВ, 88 — ОВП, 89 — ОВМ, 90 — ОЗП, 91 — ОЗУ, 92 — Т, 93 — ОПА, 94 — ОПП, 95 — АДГ, 96 — АДП, 97 — МПК, 98 — МПА, 99 — МПЗ, 100 — ММБ, 101 — ММД, 102 — ММП, 103 — МММ, 104 — МУО, 105 — МУК, 106 — МУР, 107 — МУТ

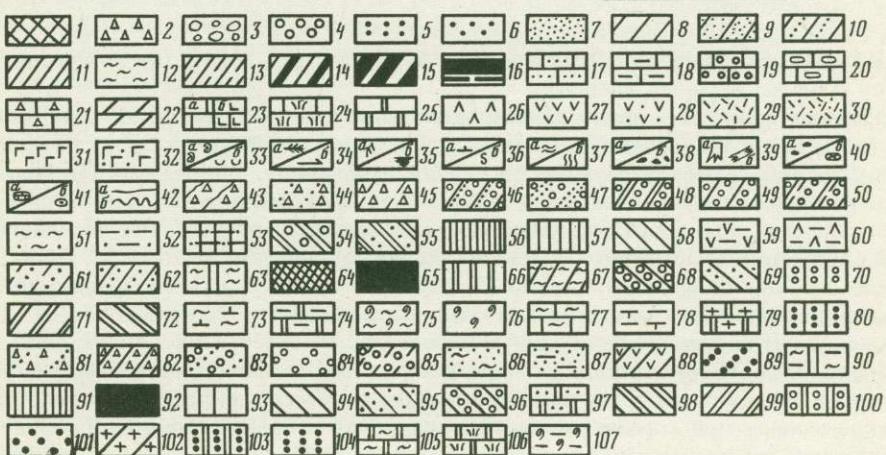
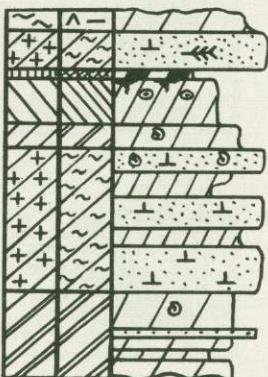
I



III



II



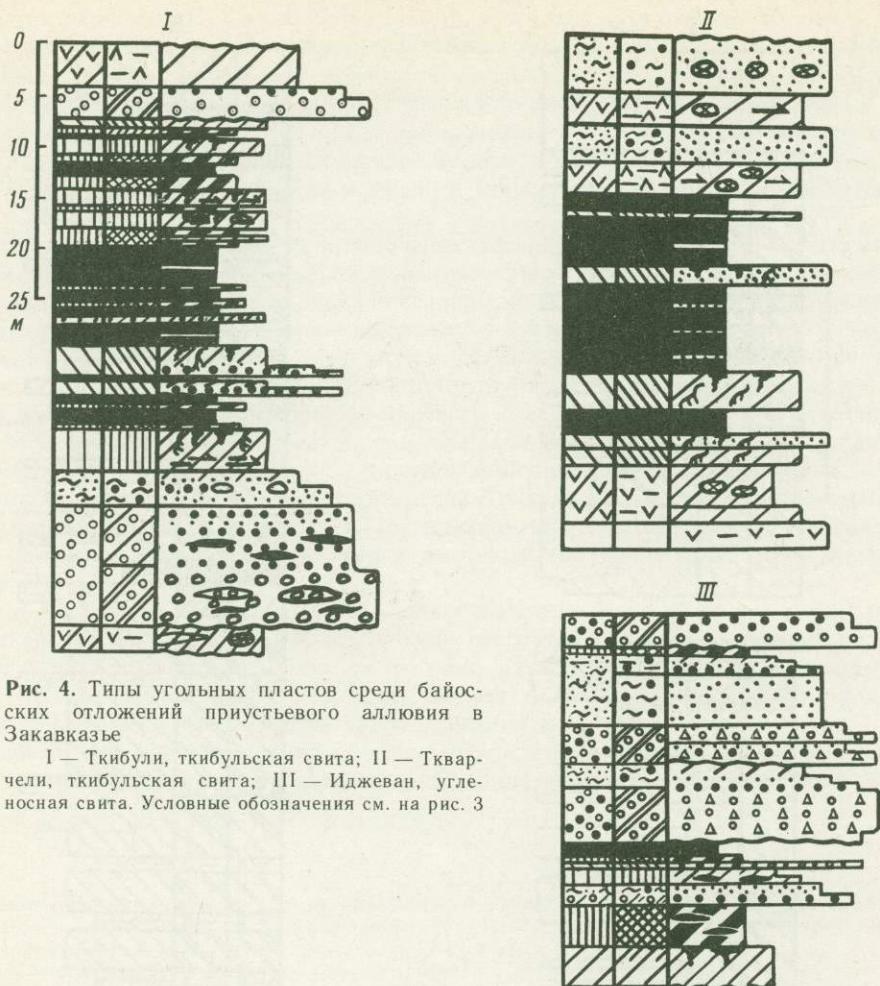


Рис. 4. Типы угольных пластов среди байос-  
ских отложений приустьевого аллювия в  
Закавказье

I — Ткибули, ткибульская свита; II — Тквар-  
чели, ткибульская свита; III — Иджеван, угле-  
носная свита. Условные обозначения см. на рис. 3

1965; Яблоков, Боголюбова, 1960] и Ирана [Брагин и др., 1981а, б]. В Афганистане и Средней Азии он выделен впервые.

Торфяники фации ТД представлены угольными пластами малой или средней мощности (до 1—2 м) линзовидного строения, средней и плохой выдержанности по простиранию, сложены гелифюзенитово-посттеплинитовыми и теллинитовыми компонентами. Почвенные горизонты развиваются главным образом на алевролитовом субстрате, тогда как непосредственно в основании угольных пластов часто присутствуют неслоистые песчаники с корневыми системами. Для вмещающих терригенных отложений характерен в основном песчано-алевритовый состав (Ткибули), с большой долей русловых гравийно-песчаных отложений, которые залегают обычно с размывом в основании, имеют как разнонаправленную косую мульдообразную слоистость дельтового типа, так и одностороннюю русловую. По простиранию песчаники на коротком расстоянии замещаются алевролитами и аргиллитами. В песчаниках обычным является скопление углистого дегрита, сидеритовые конкреции, глинистые катуны, отпечатки флоры, карбонатный цемент и редкие единичные остатки морской фауны (Центральный Иран, тохраджекская свита, Т3).

По классификации П. П. Тимофеева [1969], преобладающими для начального этапа торфоакопления, в частности дельтового, являются фации подвижного (ТП) и относи-

тельно подвижного (ТОП) сильно обводненного проточного и слабо проточного торфяного болота. Образовавшиеся при этом угли отличаются преколлинитовым гелиофузенитово-посттепенитовым составом, присутствием паренхимного материала и крупноатриловых зольных углей, свидетельствующих в пользу сильного разложения лигнинно-целлюлозных тканей (Ткибули) [Боголюбова, 1962].

Накопление растительного материала во вторую стадию дельтового торфонакопления шло уже в условиях относительно выравненных и компенсированных осадками межрусловых участков дельты. Этот этап представлен верхней частью угольной залежи, которая характеризуется более однородным составом торфяной массы, менее обогащенной терригенным материалом (Ткибули). В случае, когда процессы торфонакопления отличаются многократностью и перемежались терригенной седиментацией, верхние угольные пласты имеют более чистый состав углей, чем нижние: свиты Алашт и Анан в Северном Иране; верхние пласти в Ткварчели (см. рис. 4).

Макрофация внутри континентальных торфяных болот долинного типа (ТА). К этому типу относятся торфяники, приуроченные к аллювиальным долинам, формировавшимся в раннем мезозое в пределах расчлененного рельефа Среднеазиатской эпиплатформы и южных окраин Скифской и Туранской плит.

Наиболее характерными представителями этого типа торфяников являются угольные пласти континентального генезиса месторождений Средней Азии: Фан-Янгоб в Центральном Таджикистане, Согуты и Джергалан в Прииссыкулье, Ангрен в Приташкентском районе, Шураб и Сулюкта в Южной Фергане и др.

Угольные месторождения Средней Азии с точки зрения генезиса угольных пластов на основании петрографического состава углей были детально исследованы О. Д. Русановой [1959], О. Д. Русановой и П. А. Шехтманом [1960]. Все угли ими были отнесены к трем группам: угли приморских фаций (Кугитанг, Оби-Равноу, Фан-Янгоб, Нарын, Узген), угли прибрежных фаций (Ташкутан, Сулюкта, Шураб, Кызыл-Ния, Ангрен) и угли континентальных фаций (Сукаяты в Восточной Туркмении, Согуты и Джергалан). За исключением последних углей явно континентального происхождения, все остальные отнесены к обстановкам неопределенного генезиса, которые в какой-то мере являются синонимами — приморские и прибрежные. Вероятно, под углями прибрежных фаций следует понимать угли, сформировавшиеся в заливно-лагунных обстановках, а под углями приморских фаций — угли дельтового генезиса. Однако трудно согласиться с авторами цитируемой монографии в части слишком ограниченного распространения континентального типа торфяников, которые правильнее было бы отнести к аллювиальному, или долинному, типу, поскольку все торфяники формируются на континенте, а не в море.

В Средней Азии, за исключением углей месторождения юго-западных отрогов Гиссара и Дарваза дельтового генезиса, все остальные угли можно отнести к торфяникам аллювиальных (долинных) фаций (рис. 5, 6), что подтверждается целым рядом фациальных признаков, разобранных ниже.

Во-первых, для фаций торфяников долинного типа характерно присутствие грубообломочных и мелкообломочных отложений руслового аллювия с потоковой косой слоистостью, обычно залегающих с резким эрозионным контактом в основании седиментационных циклов. Выше они быстро сменяются фациями пойм и озер. Нам не известно ни одного случая залегания фаций торфяников на русловом аллювии.

Во-вторых, хорошо выраженное циклическое строение разрезов с аллювиально-озерно-болотными типами циклов [Тимофеев, 1969].

В-третьих, пласти имеют сильную изменчивость мощности, от тонких до мощных, плохую выдержанность по простиранию, часто линзовидную форму, сложное строение и нередко повышенную зольность, обусловленную частым привносом терригенного материала в торфяники. Такой же сильной фациальной изменчивостью на площади и в разрезе отличаются терригенные отложения, вмещающие угольные пласти, что отмечено практически по всем разрезам угленосных формаций аллювиального генезиса Средней Азии. Эта изменчивость обусловлена неустойчивым гидродинамическим режимом в пределах

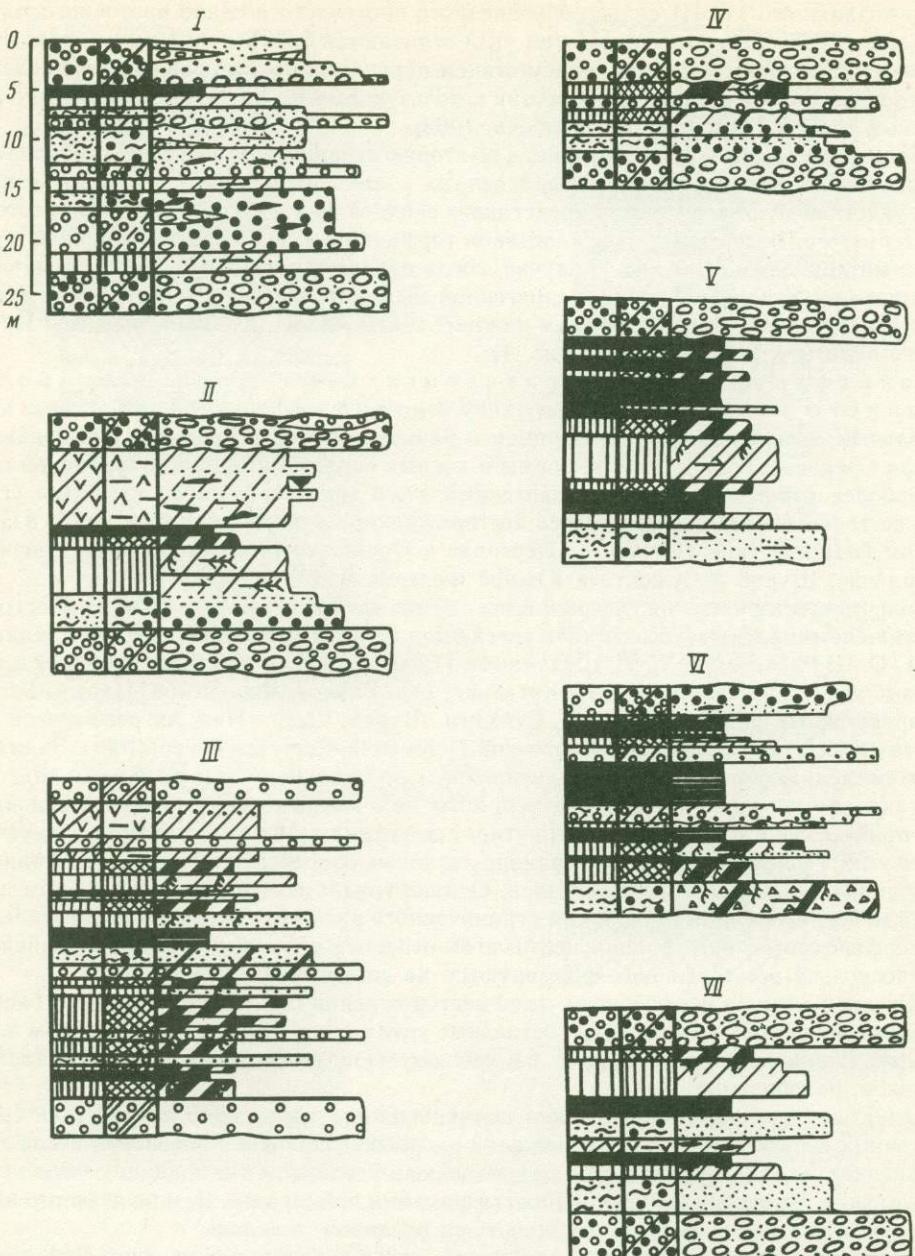


Рис. 5. Типы угольных пластов среди нижне-среднеюрских аллювиально-озерно-болотных отложений Тянь-Шаня

I — Чокпак, боролдайская свита (аален); II — Сулукта, самаркандинская свита (аален); III — Назар-Айлок, гурудская свита (низы средней юры); IV — Лучоб, гурудская свита (нижняя юра); V — Кок-Янгак (скв. 289), коккининская свита (нижняя юра); VI — Суффа, гурудская свита (нижняя юра); VII — Тавасанг, джижикрутская свита (низы средней юры). Условные обозначения см. на рис. 3

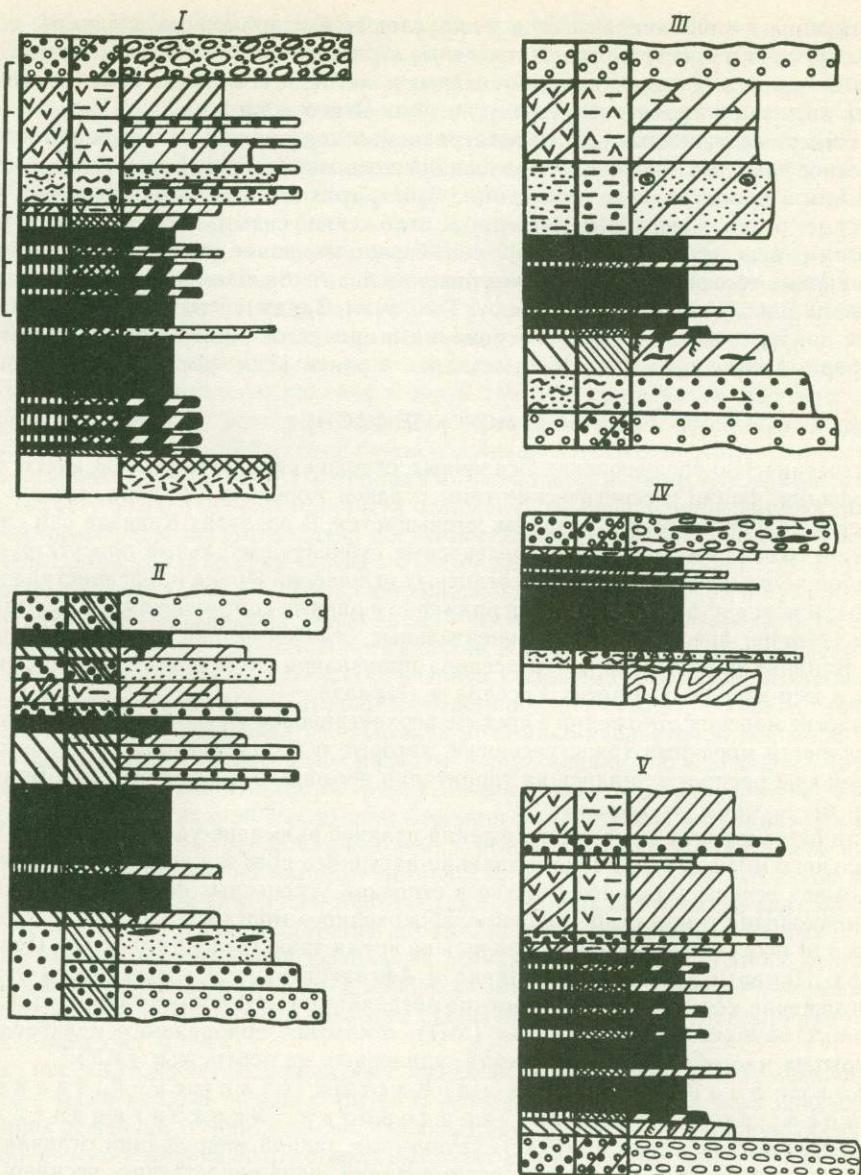


Рис. 6. Типы угольных пластов среди нижне-среднеюрских отложений приустьевого аллювия Тянь-Шаня

I — Зидды, гурудская свита (нижняя свита); II — Кавак, джильская свита (нижняя юра); III — Шаргунь, гурудская свита (нижняя юра); IV — Ташкутан, гурудская свита (нижняя юра); V — Кызыл-Кия, самаркандская свита (низы средней юры). Условные обозначения см. на рис. 3

речных межгорных и предгорных речных долин, близостью источников сноса и ограниченными по площади быстро выклинивающимися к краевым частям долин торфяными болотами. Собственно для долинного типа было характерно быстрое накопление, преобразование и быстрое захоронение торфяной массы. Кроме того, большая степень обводненности и проточности болот определяли в целом накопление преобладающих телинитовых и посттелинитовых компонентов. Сами же болота речных долин имели контуры в пределах

зарастающих и заболачивающихся межрудовых или пойменных водоемов, неустойчивых во времени и пространстве. Площадные контуры их ограничены практически современными границами выклинивания угольных пластов, т. е. в пределах от первых сотен до первых десятков километров (Ташкутан, Фан-Янгоб и др.).

В-четвертых, типичным для рассматриваемых торфяников является практически повсеместное развитие почвенных образований в основании угольных пластов, с корневыми системами в прижизненном положении. Субстратом для них обычно служат алеврито-глинистые, редко — песчаные пойменные отложения, сильно обогащенные гуминовыми кислотами. Местами, в основании формаций, заболачивание начинается непосредственно на глинистых образованиях кор выветривания без грубообломочных базальных осадков руслового аллювия (Мианаду, Равноу, Ташкутан, Зидды). Это можно объяснить фациальной приуроченностью кор выветривания и процессов заболачивания к положительным формам палеорельефа, что отмечалось и ранее [Тимофеев, 1969].

### МОРСКИЕ ФАЦИИ

В верхнетриасово-среднеюрских осадочных отложениях значительное место занимают макрофации, фации и генетические типы осадков морского бассейна, причем с запада на восток их роль в составе разрезов уменьшается. В пределах Кавказа они составляют основной объем осадков, причем угленосные субконтинентальные присутствуют в подчиненном количестве. В разрезах угленосных отложений Ирана и Афганистана континентальные и морские фации находятся примерно в равных соотношениях, а в Средней Азии, кроме Памира, преобладают континентальные отложения при подчиненной роли морских. Влияние моря в этой части региона проявилось лишь в западной части Средней Азии, в юго-западных отрогах Гиссара и Дарваза.

Участие морских отложений в составе верхнетриасово-юрского осадочного комплекса определяется морскими трансгрессиями, которые в позднем триасе, ранней, средней и поздней юре распространялись на территории региона [Полянский, 1983; Брагин и др., 1981а, б].

При рассмотрении морских отложений главное внимание уделено фациям эпиконтинентального морского бассейна и заливно-лагунного прибрежного мелководья, которые принимают непосредственное участие в строении угленосных формаций. Фации открытого мелководного или относительно глубоководного морского бассейна, наиболее удаленного от побережья, распространялись во время трансгрессий только на Центральный Кавказ, Памир и южные части Ирана и Афганистана, где угленосность отсутствует.

Отложения морского бассейна можно разделить на следующие макрофации: заливно-лагунного прибрежного мелководья (МП), открытого прибрежного мелководья (ММ) и открытых частей морского бассейна, удаленных от побережья (МУ).

Макрофация песчано-глинистых отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна (МП). Отложения данной макрофации отличаются сравнительно застойными условиями седimentации преимущественно песчано-алеврито-глинистых осадков. Они подразделяются на три фации: МПЗ, МПА и МПК.

Фация алеврито-глинистых осадков прибрежно-морского мелководья, в том числе заливов и лагун (МПЗ), представлена в изученных разрезах одним генетическим типом осадков (МПЗ-1) — аргиллитом, алевролитами с неясной горизонтальной ритмической волнистой слоистостью, раковистым изломом, с редким растительным детритом и остатками раковин тонкостенных пелепицопод стено- и эвригалинных. Этот тип осадков наиболее широко распространен в юрских отложениях Северного Кавказа и Закавказья, где в пределах седimentационных циклов морского типа однородные алеврито-глинистые отложения слагают в основном верхние их части, достигая мощности первых сотен метров: отложения верхнего бата Ткибули — 250 м, синемюра Локского массива — до 500 м, значительная доля верхнетриасовых отложений Джерманиса — 100—150 м, байос-батские отложения Нахичевани — 100 м, тоар-ааленские Баксана, Безенги, байосские Дагеста-

на — 200—250 м. В западной части Эльбурса (Северный Иран) эти фации в целом преобладают в нижне-среднеюрских отложениях, располагаясь в пределах верхних частей циклов (до 600 м), выше песчано-галечных отложений дельт и приморских пляжей.

Значительные мощности сравнительно однородных и хорошо сортированных осадков этого типа говорят о спокойных устойчивых тектонических условиях компенсированных бассейнов седиментации в основном в центральных частях заливно-лагунной зоны. Сюда поступал с континента и откладывался уже отсортированный и переработанный в зоне литорали тонкотерригенный материал.

Эти обширные мелководные прибрежные бассейны были отделены местами от зоны открытого морского мелководья песчаными баровыми наносами. Такие баровые песчаники отмечены практически по всем упомянутым разрезам Кавказа и Ирана, где они расположаются на границе прибрежно-морских и открытого-морских отложений.

Отложения фации алеврито-песчаных осадков прибрежно-морского мелководья, в том числе прибрежных частей заливов и лагун (МПА), по разрезам генетически связаны с предыдущей фацией непосредственными переходами в пространстве и во времени. Они располагаются ближе к береговой линии и отличаются более песчанистым составом, худшей сортировкой терригенного материала и более динамичными условиями седimentации. Мощность обычно меньше мощности отложений вышеописанной фации (до 50 м), хотя в некоторых разрезах Закавказья достигают 250 м (синемюр Локского массива), объединяясь с фациями открытых частей заливов и лагун. Эта фация представлена одним генетическим типом осадков (МПА-1): преобладающими алевролитами и мелко-, редко- и среднезернистыми песчаниками. Последние — часто глинистые, алевролитовые с горизонтальной, иногда слабо волнистой ритмической и линзовидно-волнистой косой слоистостью, местами с обилием растительного детрита, с линзами углей (бат Большого Кавказа), остатками раковин солоноватоводных пелеципод, нередко образующих скопления разноориентированных створок и их обломков в песчано-алевритовой основной массе.

Фации МПЗ и МПА значительно развиты в отложениях бата в районе Ткибули, синемюра Локского массива, верхнего триаса Джерманиса и в западной части Эльбурса (Мараге, Шал). На остальной территории Северного и Центрального Ирана эти фации пользуются значительным распространением в отложениях позднего триаса, нижней и средней юры, составляя горизонты от нескольких метров до первых десятков метров (табл. V). В верхней юре Северного Афганистана и Дарваза эти отложения присутствуют в виде отдельных слоев мощностью до 10—20 м, обычно залегая в нижней части прибрежно-морских циклов, выше базальных песчаных и грубообломочных отложений литорали. Такая закономерная связь с прибрежными фациями отмечается повсеместно и дает возможность проследить по разрезам последовательный генетический ряд от континента к открытому морю.

Фация песчано-глинисто-карбонатных осадков прибрежной части мелководного моря, в том числе заливов и лагун (МПК), менее распространена, чем предыдущая, в отложениях от верхнего триаса до средней юры характеризует фациальную обстановку прибрежно-морского мелководья, которая включает и прибрежные зоны заливов и лагун. Отличается характерной зеленовато-серой окраской, известковистостью и менее отчетливой горизонтальной слоистостью пород. По разрезам это сравнительно маломощные (до первых метров) слои известняков и мергелей и генетически связанные с ними прослои песчано-алеврито-глинистых пород, часто образующих пачки переслаивания. Такие пачки залегают обычно в средней части полных трансгрессивных циклов прибрежно-морского типа. В верхнеюрских отложениях всего региона пачки располагаются в основании циклов, предваряя карбонатные и глинистые отложения открытого моря (Гиссар, Памир, Иран и др.).

Эта фация представлена двумя генетическими типами: МПК-1 и МПК-2. Отложения генетического типа МПК-1: аргиллит, алевролиты, песчаник мелкозернистый, серого и зеленовато-серого цвета с неясно выраженной горизонтальной слоистостью, либо неслоистый, с раковистым изломом, с растительным углистым детритом, остатками переотложенных створок мелкой морской фауны (пелециподы и др.). Отложения генетического

типа МПК-2: известняк песчанистый или алеврито-глинистый, часто мергель, органогенно-детритовой структуры с остатками морской или солоноватоводной фауны. Очень часто встречаются их разновидности, отличающиеся структурными признаками, типом включений и различным соотношением терригенного и органогенного материала.

Оба генетических типа представлены в основном по разрезам Северного Кавказа, Закавказья и Юго-Восточного Памира в отложениях тоар-ааленского, байосского трансгрессивных комплексов. Мощность обычно 10—100 м.

В пределах Ирана, Афганистана и Средней Азии эти типы осадков распространены спорадически в основном в базальных частях верхнеюрской карбонатно-сульфатной формации и очень редко приурочены к тоар-байосскому трансгрессивному комплексу в Иране в виде отдельных слоев и горизонтов органогенно-детритовых известняков мощностью до 20 м. Подобные отложения характерны для прибрежно-морского мелководья в пределах зоны карбонатонакопления в моменты пониженного выноса в бассейн терригенного материала. Недостаточно хорошая выдержанность по простиранию отложений этой фации (обычно не более первых километров) говорит об их накоплении в полуизолированных от открытого моря прибрежных участках с активной гидродинамикой, особенно в приливно-отливной зоне. Известняки—ракушечники являются типичными представителями этой зоны активной водной сортировки органогенного материала, принесенного с открытых частей шельфа и формировавшего прибрежные ракушечниковые банки.

На некотором удалении от берега, в зоне повышенной гидродинамики, шло накопление оолитовых известняков, достаточно широко распространенных в отложениях нижней, средней и особенно верхней юры (аален—байос Центрального и Северного Ирана, Дагестана, верхняя юра Северного Афганистана и Средней Азии).

Макрофация алеврито-песчаных отложений открытого подвижного морского мелководья (ММ) представлена главным образом песчаными осадками, выносимыми и аккумулируемыми в открытом морском мелководье. Они были слабо распространены в морских бассейнах региона. Как правило, основной объем песчаного материала отлагался в прибрежной зоне, формируя дельты, песчаные пляжи и т. д. В открытое море выносились, видимо, очень небольшая его часть, наращивая ограниченные по протяженности песчаные бары, либо рассеиваясь среди алеврито-глинистого материала в зонах динамичного морского мелководья, приуроченных к отмелям в открытом море. Макрофация ММ подразделяется на две фации.

Отложения фации песчано-глинисто-алевритовых осадков малоподвижного морского мелководья (МММ) представлены одним генетическим типом (МММ-1): пологоволнистое переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников мелкозернистых с первично нарушенными текстурами типа взмучивания, с типичной пологоволнистой и линзовидноволнистой мелкой косой слоистостью. В составе отложений преобладают хорошо сортированные глинисто-алевритовые осадки с примесью (20—30%) песчаного материала, цемент слабо карбонатный (табл. VI). Встречаются раковины двустворок, редкий углистый детрит. Наиболее представительные отложения этого генетического типа отмечаются в аалене Дагестана (Аварское Койсу), где достигают мощности 200 м. Обычно же в разрезах нижней—средней юры Северного Кавказа (Теберда, Баксан) и Закавказья (Ткибули, Малый Кавказ) составляют толщи мощностью до 50 м (табл. VI, а, в).

Фация алеврито-песчаных осадков подвижного мелководья эпиконтинентального морского бассейна (ММП) представлена одним генетическим типом ММП-1: песчаники мелкозернистые, алевролиты с мелкой косоволнистой штриховатой, часто перекрестноволнистой слоистостью, с ходами илоедов, остатками раковин морских пелеципод, карбонатным цементом. Осадки этого генетического типа присутствуют в виде редких единичных горизонтов и слоев мелкозернистых известковых песчаников в алеврито-глинистых отложениях среднего—верхнего аалена Дагестана, выше угленосной карахской свиты, в виде слоев и горизонтов мощностью 3—8 м отмечены по разрезам

верхнего триаса—нижней юры Центрального Памира, нижне-верхнеюрских отложениях Центрального и Северного Ирана (табл. VI, г). Осадки этого типа были приурочены к зонам слабых волнений открытой части моря и генетически связаны с баровыми отложениями.

Песчаные осадки фации песчаных осадков сильно подвижного приустьевого мелководья (отложения центральной части подводной дельты—авандельты) (ММД) залегают часто с эрозионным контактом на морских алеврито-глинистых отложениях. Мощность этих подводно-дельтовых песчаников обычно 10—50 м, редко увеличивается до 100 и 300 м, слагая пачки переслаивания с алеврито-глинистыми отложениями морских фаций. Эта фация представлена двумя генетическими типами: ММД-1 и ММД-2. Отложения генетического типа ММД-1: песчаники средне-крупнозернистые, иногда гравелиты, с крупной разнонаправленной взаимосрезающейся сходящейся косой слоистостью, с редкими обрывками обугленных растений, иногда с обломками разнообразных осадочных пород. Эти песчаники распространены по разрезам в основании подводно-дельтовых отложений. Отличаются от осадков наземной дельты практическим отсутствием углистого детрита, а главное — разнонаправленной косой слоистостью и переходом к фациям открытого моря. Широко представлены практически во всех частях разрезов отложений от верхнего триаса до верхней юры Северного Кавказа, Закавказья, Северного и Центрального Ирана и, в меньшей степени, Северного Афганистана и Дарваза (табл. VII, а—в). Отложения генетического типа ММД-2: песчаник мелкозернистый и алевролит крупнозернистый с разнонаправленной, взаимосрезающейся пологой (иногда крутой) косой слоистостью, редким растительным детритом. Этот генетический тип составляет основной объем рассматриваемой фации и слагает нижние части циклов в разрезах вышеперечисленных районов. Обычно залегает либо с постепенным переходом на песчаниках ММД-1, либо в основании циклов с резким контактом на морских или прибрежно-морских глинистых осадках застойных водоемов (табл. VII).

Отложения фации песчаных осадков сильно подвижного морского мелководья (отложения аккумулятивных форм — баров, подводных валов, кос) (ММБ) по разрезам, как правило, приурочены к основаниям исключительно морских макроциклов, выделяющихся в нижне-среднеюрских трансгрессивных комплексах Северного Кавказа и Закавказья, чаще — на границе прибрежно-морских и относительно глубоководных отложений. В основном они выделяются среди отложений байоса, в том числе вулканогенных, в Закавказье (Ткибули) и в Дагестане (Кара-Койсу, Чирах-Чай) (табл. VII, г). Эта фация представлена одним генетическим типом осадков (ММБ-1): песчаниками от мелко- до крупнозернистых с характерной крупной и мелкой однонаправленной выклинивающейся и взаимосрезающейся сходящейся косой слоистостью, с обломками глинистых пород, раковинным детритом и карбонатным цементом. Однонаправленная косая слоистость свидетельствует о преобладающем направлении волновой деятельности. Транспортировка песчаного материала от суши и его накопление в виде невысоких валов (до 10 м) происходили на стыке открытого морского бассейна и зоны прибрежного мелководья, в том числе заливов и лагун.

Макрофация глинистых отложений наиболее удаленных от побережья частей морского бассейна (МУ). Отложения этой макрофации имеют преимущественное развитие в юрских отложениях Кавказа и были обусловлены раннеюрской и байосской морскими трансгрессиями. Они отличаются условиями спокойной седimentации в основном пелитовых осадков в удаленных от берега участках эпиконтинентальных и краевых морских бассейнов, куда с континента, помимо глинистых осадков, поступало незначительное количество песчано-алевритового материала. Макрофация МУ представлена четырьмя типами фаций.

Фация алеврито-глинистых осадков наиболее удаленных от побережья частей моря (МУТ) составляет основной объем трансгрессивных морских макроциклов на Большом Кавказе, Северо-Западном Кавказе и в Дагестане. Характеризуются большими мощностями (до 3000 м), однородностью и хорошей сортировкой осадков. Представлена двумя генетическими типами: МУТ-1 и МУТ-2. Отложения генетического типа МУТ-1:

аргиллит, алевролит с горизонтальной слоистостью, мелкой тонкостенной фауной морского типа (часто известковый, однородный, хорошей сортировки), с карбонатными (сидеритовыми) стяжениями пиритом. Составляет основную долю рассматриваемой фации, формируя мощные алеврит-аргиллитовые однородные толщи пород. Они слагают средние и верхние части ранне- и среднеюрских трансгрессивных макроциклов, достигая мощности 500—600 м на Северо-Западном Кавказе (Малая Лаба, верхи лабинской, джангарская, джорская свиты); в Дагестане — 800—100 м (игатлинская свита), в Центральном Кавказском бассейне — 1000—1500 м. Отложения этого генетического типа обычно перекрываются осадками более прибрежных фаций или баров, что особенно подчеркивает цикличность разрезов (табл. VIII, *a*, *b*). Рассматриваемые осадки, вероятно, накапливались в зонах внешних краевых частей шельфовой зоны. Здесь на перегибе подводного рельефа происходило мощное по объему осадконакопление, своеобразная разгрузка тонкотерригенного материала, поступавшего с шельфа. На большие глубины (200 м и глубже) выносилось лишь незначительное количество тонкопелитовых осадков. Скорости осадконакопления МУТ-1 примерно составляли до 150 м осадка за 1 млн лет, а с учетом их более позднего, минимум трехкратного, уплотнения при литификации — около 400—500 м. Данные расчеты сделаны по наиболее глубоководным осадкам байоса (длительность байосского века 5—6 млн лет) Большого Кавказа и Предкавказья, обусловленных максимальной морской трансгрессией [Полянский, 1986].

Отложения генетического типа МУТ-2: аргиллит, алевролит мелкозернистый, известковые, однородные, комковатой текстуры, обычно неслоистые. Этот тип осадков распространен в тех же частях разрезов, что и предыдущий, тесно генетически с ним связан и представлен слоями и горизонтами мощностью 10—50 м, часто среди толщи горизонтально-слоистых глинистых осадков (табл. VIII, *в*, *г*). Границы этих отложений чаще всего нечеткие, определяются в основном по разной реакции их на выветривание, помимо перечисленных признаков. Они выделяются на склонах в виде выступающих слоев на фоне более мягких аргиллитов МУТ-1. Органические остатки обычно отсутствуют. Условия седиментации этих осадков характеризуются тиховодными зонами отложения тонкого глинистого материала в придонных частях морских бассейнов, максимально удаленных от побережья.

Фация карбонатных и алеврито-глинистых осадков, наиболее удаленных от побережья частей моря (МУК), отличается приуроченностью в регионе в основном к верхне-юрской сульфатно-карбонатной формации, сложенной комплексом разнообразных известняков, мергелей и доломитизированных известняков. В меньшей степени эта фация представлена в виде отдельных пачек, горизонтов и слоев разнообразных известняков среди алеврито-глинистых отложений вышеописанной фации, в нижне-среднеюрских отложениях морского генезиса Кавказа и Ирана. Представлена двумя генетическими типами: МУК-1 и МУК-2. Отложения генетического типа МУК-1: известняк тонкокристаллический, массивный, афанитовый, иногда глинистый, часто с многочисленной морской фауной, темно-серый, часто битуминозный. Этот тип слагает пачки, горизонты и отдельные слои мощностью 1—100 м, редко более, в верхнеюрской сульфатно-карбонатной формации Северного, Центрального Кавказа и Закавказья, Средней Азии, Северного и Центрального Ирана и Северного Афганистана. Известняки этого генетического типа располагаются в средних и верхних частях макроциклов полного профиля, иногда в основании регressiveных макроциклов. Осадки этого типа формировались в условиях открытого мелководья или относительного глубоководья эпиконтинентальных морских бассейнов северной окраины Мезотетиса в интервале глубин, вероятно, 200—2000 м. Обстановка этого карбонатного осадконакопления характеризовалась открытым обширным мелководьем. Отличаются хорошей выдержанностью по простианию на сотни километров.

Отложения генетического типа МУК-2: аргиллит, алевролиты, мелкозернистый песчаник, редко — глинистый известняк с нечеткой горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью (частое переслаивание) с остатками макро- и микрофауны. Эти отложения связаны с предыдущим генетическим типом постепенными переходами,

представляя собой обычно пачки частого переслаивания глинистых и карбонатных пород среди горизонтов массивных или слоистых известняков. Мощность пачек переслаивания составляет от первых метров до первых десятков метров. По отношению к предыдущему генетическому типу они, вероятно, более мелководны и характерны для участков открытого морского эпиконтинентального бассейна с изменчивой и неустойчивой гидродинамикой. Отмечаются практически по всем разрезам верхнеюрской формации, особенно в ее нижних частях, и в отложениях байоса—бата Кавказа и Ирана. Например, в Дагестане они слагают верхнюю часть хивской свиты. На Гиссаре представлены в основании верхнеюрской толщи пород. В Центральном и Юго-Восточном Памире отмечена тесная генетическая связь генетических типов МУК-1 и МУК-2, которые в комплексе слагают значительную часть юрской карбонатной формации.

Фация карбонатных органогенных осадков удаленных от побережья коралловых построек и продуктов их разрушения (МУР) имеет четкую ландшафтную приуроченность к областям развития кораллов, обычно на значительном удалении от побережья. Она объединяет как отложения самих коралловых биогермов и биостромов, так и продукты их разрушения в предрифовой и зарифовой частях. Генетически они очень тесно взаимосвязаны и трудно отделимы одна от других. Выделяется один генетический тип осадков МУР-1, представленный известняком органогенно-детритовым, массивным волнисто-слоистым, обычно светло-серых тонов, с остатками кораллов, водорослей, мшанок, часто в состоянии мелкого дегрита.

Отложения этого генетического типа наиболее широко представлены в разрезах средней и верхней юры Юго-Восточного и Центрального Памира (Кокуйбельсу, Куртеке, Кунтейсай, Хан-Юлы), где слагают толщи и горизонты мощностью до 400 м (кольчакская свита и др.), обычно в виде массивных рифовых тел среди тонкослоистых известняков фаций открытого мелководного моря. Исключительно редко, в виде отдельных слоев мощностью 1—3 м, эти фации встречаются в отложениях нижней—средней юры Центрального Ирана (бабназунская и нейзарская свиты) [Полянский, Рейман, 1979]. Здесь они представлены не самими рифовыми образованиями, а рифогенными известняками, содержащими плоские колонии кораллов, мшанок и других бентосных организмов, мощность — первые метры. Гидродинамические условия седиментации этих карбонатных осадков отличались неустойчивой активностью осадконакопления, часто с преобладанием повышенной гидродинамики, особенно в условиях рифовой волновой абразии в удаленных от берега мелководных зонах открытого моря.

Фация песчаных осадков подвижного мелководья зон отмелей эпиконтинентальных морей, удаленных от побережья (МУО), имеет очень локальное распространение преимущественно среди глинистых или карбонатных осадков относительного глубоководья эпиконтинентальных или краевых бассейнов и обусловлена размывом низких отмелей островов среди открытого морского мелководья. Фация представлена одним генетическим типом (МУО-1): песчаником от мелко- до крупнозернистого с мелкой и крупной разнонаправленной косой слоистостью, карбонатным цементом, с остатками битых раковин, хорошей сортировкой, по простирианию замещается все более глинистыми морскими отложениями от мелководных до относительно глубоководных. В разрезах отмечён в виде единичных редких слоев и горизонтов мощностью от 10 м на Северном Кавказе (Малая Лаба) до 50—150 м в отложениях байоса Дагестана (Кара-Койсу). Залегают обычно со слабым размывом на глинистых относительно глубоководных, морских отложениях. Нередко в почве содержит скопления остатков битых раковин. Вверх по разрезу быстро переходит в песчано-алеврито-глинистые морские осадки открытого морского мелководья. Очень характерным для этих отложений Дагестана, особенно разреза Кара-Койсу, является наличие в этих песчаниках глинистого цемента, сидеритовых конкреций и вертикальных ходов илоедов, длиной 0,2—0,3 м и диаметром до 2 см. Эти признаки в песчаных осадках среди относительно глубоководных морских накоплений свидетельствуют об их локальной мелководности (зона отмелей).

## Терригенно-минеральные ассоциации (ТМА)

Результаты изучения петрографии и минералогии песчаных пород явились основой выделения по разрезам терригенно-минеральных ассоциаций. Эти ассоциации и их изменчивость во времени и пространстве позволили поэтапно расшифровать вещественное содержание процессов седиментации и рассмотреть их распределение в ранне- и среднеюрское время в пределах некоторых седиментационных бассейнов региона.

**Тянь-Шаньский эпиплатформенный ороген.** Терригенно-минеральные ассоциации были изучены на примере разрезов горного обрамления Ферганской депрессии и Центрального Таджикистана. Непосредственно к югу от эпиплатформы ассоциации были рассмотрены по разрезам горного обрамления Таджикской депрессии (Гиссарский и Дарвазский хребты).

По периферии Ферганской депрессии минеральный состав триасово—юрских отложений изучался автором, В. А. Бабадаглы и А. Джумагуловым [1968], В. А. Копаевым [1964], Ю. В. Станкевичем [1950, 1960] и другими на примере угленосных формаций южной, северной и восточной частей Ферганы (разрезы Ходжаата, Шураб, Сулюкта, Маркай, Зергер, Чарташ и др.).

Рассмотрим необходимые нам для сравнения наиболее характерные нижнелейасовую и среднеюрскую терригенно-минеральные ассоциации. Для равнинно-русловых нижнелейасовых отложений Восточной Ферганы характерна граувакково-кварцевая ассоциация (кварц 53—75%, обломки пород 21—47%, п. ш. 3—4%) или чистая кварцево-граувакковая, отмеченная в самом основании разрезов.

В Северной Фергане аналогичные по генезису песчаники отличаются повышенным содержанием полевых шпатов (п. ш. 7—36%), несколько увеличивается количество обломков эффузивов, хотя кремнистые породы преобладают, кварц остается в преобладающем количестве (до 60%). Тем самым выделяется кварц-граувакковая ассоциация (рис. 7).

В Восточной Фергане в верхах среднеюрских песчаников выделяется кварцево-аркозовая ассоциация (кварц 39%, п. ш. 33,5%) и аркозово-граувакковая. В последней отмечается повышенное содержание обломков эффузивных пород (2—53%, в среднем 23,7%).

В Северной Фергане в песчаниках верхов средней юры выделена аркозово-граувакковая ассоциация (кварц 38,6%, обломки пород 41,5%, п. ш. 3—20%).

От нижней к средней юре по всем разрезам намечается увеличение содержания полевых шпатов и в целом снижение количества обломков пород. При этом в Северной Фергане несколько уменьшается количество полевых шпатов, но возрастает содержание обломочного материала.

Таким образом, в пределах нижней—средней юры не наблюдается резких различий в эволюции минерального состава во времени. Повсеместно значительное преобладание кварца над полевыми шпатами и спорадически высокое содержание обломков кремнистых и эффузивных пород говорит о сохранении постоянства источников сноса горного обрамления Палеоферганской депрессии, представленных комплексом эффузивных и метаморфических пород палеозоя.

Терригенно-минеральные ассоциации в юрских отложениях горного обрамления Таджикской депрессии изучались автором [Полянский, Погорелая, 1971; Полянский, 1962а], В. С. Лучниковым [1973], И. И. Бебешевым [1976]. Сравнительному анализу этих ассоциаций, по данным изучения юрских песчаников Гиссара и Дарваза, была посвящена интересная работа Е. Х. Беловой, А. Н. Белова и Ш. Б. Бабаева [1972]. Результаты были изображены в виде треугольных диаграмм, методика построения которых была предложена В. Д. Шутовым [1967].

В юго-западных отрогах и на южных склонах Гиссара снизу вверх по разрезам выделяются три ассоциации, которые часто обособляются по степени зрелости обломочного материала. В отложениях нижней или нижней—средней юры (гурудская свита) выделяется мезомиктовая аркозовая ассоциация, которая восточнее, обогащаясь обло-

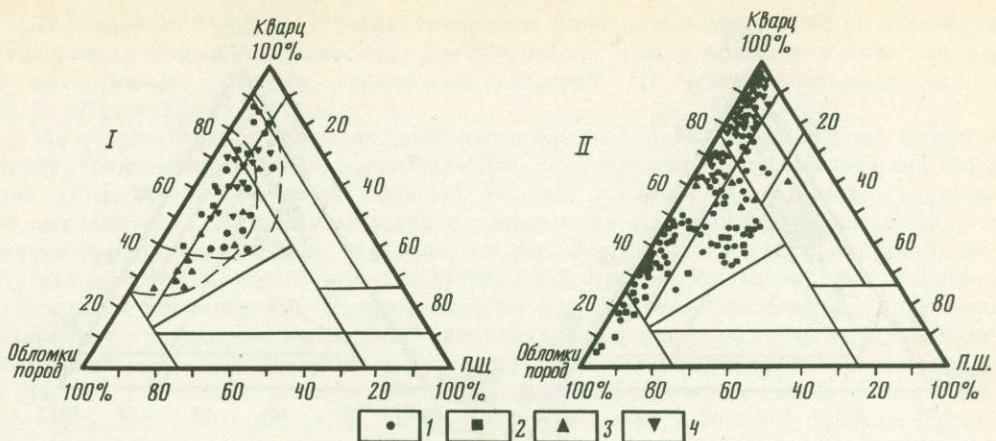


Рис. 7. Диаграммы состава песчаников (терригенно-минеральные ассоциации) нижне-среднеюрских отложений Ферганской депрессии и структур Южного Тянь-Шаня (по данным В. И. Троицкого, 1975 г.; И. И. Бебешева, 1976 г.; Васюкова, 1983 г.)

1, 2 — песчаники нижней юры; 3, 4 — песчаники средней юры

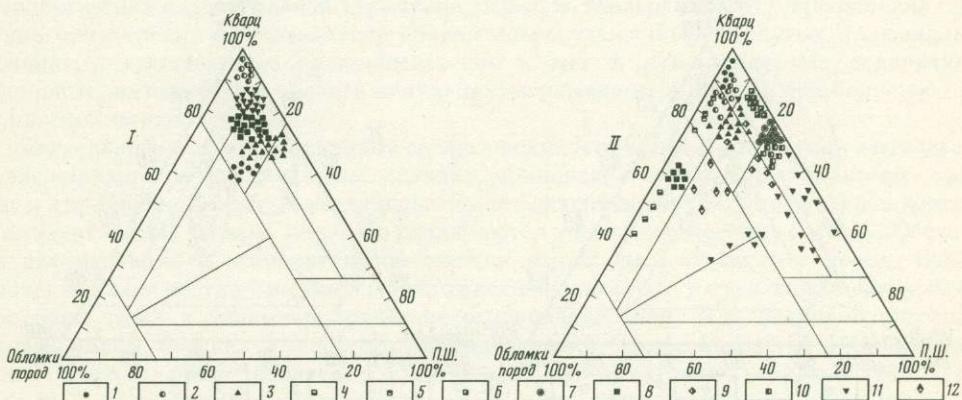


Рис. 8. Диаграммы состава песчаников нижне-среднеюрских отложений: I — юго-западных отрогов Гиссара (Валиев, 1977 г.), II — южных склонов Гиссара и Алайского хребта (по: [Полянский, 1961а, 1973а, б; Бебешева, 1976; Белова и др., 1972; Тимофеев и др., 1986])

1—3 — разрезы Сурхантау; 4, 5 — разрезы Алая, 6—12 — разрезы Мечетли

мочным материалом, переходит в граувакко-аркозовую (рис. 8). Для этих ассоциаций характерны кварц, полевые шпаты (в основном альбит) и слюды из гранитоидов Гиссарского plutона.

**Дарвазский хребет (грингская свита).** Выделяются граувакко-кварцевая и мезомиктово-кварцевая ассоциации, выше переходящие в кварц-граувакковую. Обогащение вулканогенным материалом здесь является типичным для всех юрских отложений, особенно северных частей (Мианаду). Для этих ассоциаций характерно преобладание кварца из метаморфических пород и обломков из массивов метаморфических сланцев и эффузивов основного—среднего состава позднепалеозойского—верхнетриасового возраста, слагающих осевую часть Дарвазского хребта (рис. 9).

Согласно интерпретации В. Д. Шутова (на основе анализа состава песчаников), тектонический режим в ранней—средней юре менялся с востока на запад от интенсивного режима складчатых областей к промежуточному между режимом складчатых об-

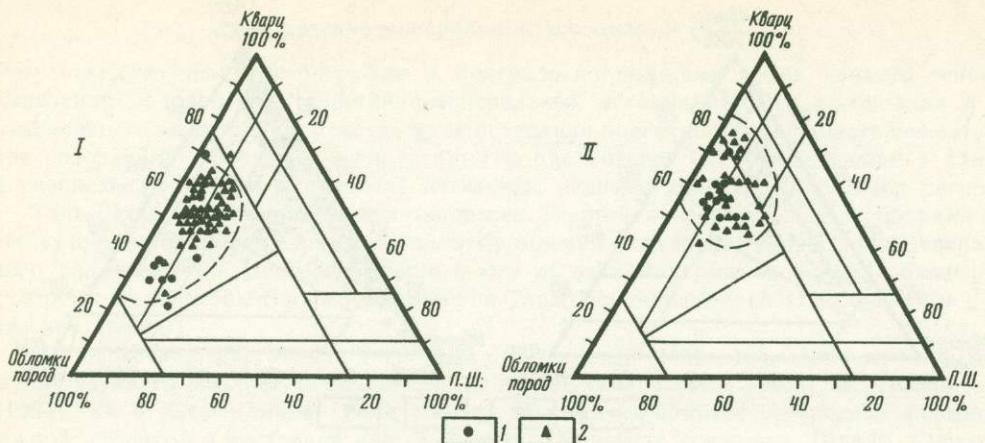


Рис. 9. Диаграммы состава песчаников Дарваза

I — нижняя юра, 2 — средняя юра. Разрезы: I — Мианаду, Равноу, Шкель-Дара, II — Гринг, Кульяхо

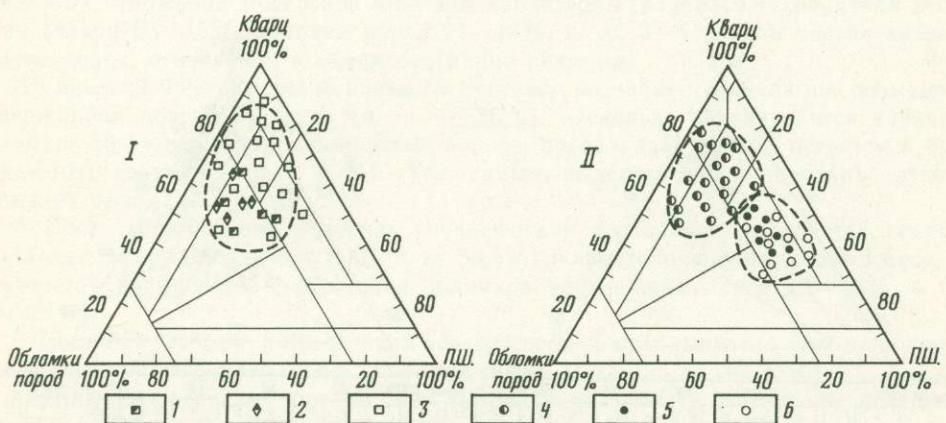


Рис. 10. Диаграммы состава песчаников верхнеюрских отложений: I — Гиссара, II — Дарваза (по: [Полянский, 1961а, б, 1973а, б; Белова и др., 1972; Бебешев, 1976])

Разрезы: 1, 2 — Шаргунь, 3 — структуры Мечетли, 4 — Мианаду, 5 — Обиниоу, 6 — Мианаду.

ластей к вялым режимам платформ. Этим объясняется затухание с востока на запад степени расчлененности рельефа.

Анализ смены тектонического режима во времени проведен также на сравнении состава песчаников от нижнеюрских к верхнеюрским. Ранне-среднеюрское время отличалось от позднеюрского более расчлененным рельефом и большей интенсивностью размыва Памир-Дарвазской и Тянь-Шаньской горных систем. С поздней юры происходит некоторая нивелировка областей сноса в более спокойных условиях седиментации. На западе депрессии в это время, однако, отлагалось больше обломков пород и меньше кварца, хотя поля точек всех разрезов на треугольных диаграммах близки (рис. 10).

В целом с запада на восток от Гиссара к Дарвазу резко уменьшается содержание кварца и увеличивается количество обломков пород. Тем самым несколько условно в ранне-среднеюрское время для района Гиссара—Каратегина можно выделить арковую и граувакково-арковую провинции, а в районе Дарваза — кварц-граувакковую (см. рис. 7—9).

Тектонический режим в рассматриваемых районах Средней Азии по степени интенсивности отвечал умеренному, промежуточному между вялым режимом платформ и интенсивным режимом складчатых областей (II уровень интенсивности, по В. Д. Шутову).

На закрытой территории западной части Средней Азии охватывающей Туранскую плиту, триасово-юрские отложения изучались по материалам скважин нефтяного бурения (Мангышлак, Туаркыр, Большой Балхан, Кугитанг и др.) и по отдельным их выходам. Для спорадически распространенных на этой площади нижнеюрских отложений мощностью 0—500 м, изученных по Усть-Юрту [Поляков, Родовильский, 1971], Кугитангу и Чарджоуской ступени [Юферев, 1963; Крылов, Мальцева, 1967], характерен в основном полимиктовый и олигомиктовый состав ТМА. Преобладают полевошпат-кварцевая, граувакко-полевошпат-кварцевая, в основании разрезов — мономиктовая кварцевая (до 98% кварца) (Кугитанг) или полевошпат-граувакко-кварцевая (Туаркыр) ассоциация (кварца 35—55%, п. ш. 17—30%, иногда до 55%, обломки пород 25—45%, карбонаты 10—35%), высокий выход минералов тяжелой фракции. В пределах Чарджоусской ступени песчаники имеют тот же состав, но они некарбонатные местами глауконитовые.

Такой сравнительно незрелый и разнообразный состав песчаников объясняется приуроченностью участков терригенной седиментации к расчлененным древним понятиям южных краевых частей Туранской плиты и выступов предъюрского фундамента в районе Карабогазгола и Центральной Туркмении [Крылов, Мальцева, 1967]. Накопление терригенного материала происходило в сравнительно узких полузамкнутых аллювиальных долинах, открывавшихся преимущественно к югу и юго-западу. Их ограничивали обширные, выравненные области денудаций, занимавшие в ранней юре большую часть Туранской плиты.

Более широко распространенные среднеюрские терригенные отложения накапливались в расширявшихся аллювиальных долинах, приморских аллювиально-дельтовых равнинах и в прибрежно-морском мелководье. Имея близкий прибрежно-морской и прибрежно-континентальный генезис, они мало различаются по литологическому составу. Обстановки седиментации в незначительной степени отражались на составе пород. Главное значение имели состав материнских пород источников сноса, их удаленность от конечных водоемов стока и динамика процессов осадконакопления. Для подобной обстановки частой смены морских и континентальных условий, существовавшей в среднеюрское время (байос), была характерна более зрелая олигомиктовая-кварцевая ТМА (кварц 70—80%, п. ш. до 10%, обломки пород 15%) или полевошпат-кварцевая (кварц 70—80%, п. ш. до 10%). Цемент глинистый, но часто известковый. Местами на юго-восточном погружении Бухарской ступени и северо-западе Чарджоуской ступени отмечаются глауконитово-кварцевые песчаники. Согласно В. Д. Шутову [1967], описанная олигомиктово-кварцевая ТМА является характерной для обстановки «вязлого платформенного тектонического режима», который существовал на Туранской плите в средней юре.

Отложения бата свойственная полимиктовая ассоциация при повышенном содержании полевых шпатов (до 20%) и обломков пород (до 25%), кварца (60—65%), с карбонатным цементом при существенном количестве слюды (5—10%), местами — присутствие глауконита. Эта ассоциация хорошо выдержана по всей площади Туранской плиты и подобно предыдущей ТМА характеризует вязлый платформенных режим седиментации с некоторым оживлением к концу бата, особенно в краевых частях плиты (Кугитанг, Фараб, Туаркыр), где формировались торфяники.

В центральных частях плиты (Барса-Кельмес, Каракумский свод) для бата характерна практически мономиктовая кварцевая и олигомиктовая кварц-граувакковая ТМА платформенного типа [Крылов, Мальцева, 1967; Шутов, 1967].

В отложениях верхней юры различаются две ТМА: олигомиктовая и полевошпат-кварцевая (кварц 65—75%), характерная для южных краевых частей Туранской плиты (Большой Балхан, Кызыл-Арват, Каракумский свод, Фараб) и полимиктовая граувак-

ково-кварцевая, тяготеющая к более расчлененным поднятиям Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена (Кугитанг, юго-восточная часть Чаржоуской ступени).

Для песчаников обеих ассоциаций типичны преобладающий карбонатный цемент с примесью слюд, присутствие детрита морской макро- и микрофауны. Все они повсеместно распространены на структурах Туранской плиты обычно в виде терригенной примеси или отдельных слоев и горизонтов песчано-алевролитовых пород среди карбонатных и эвапоритовых отложений.

**Кавказ.** Здесь терригенно-минеральные ассоциации (ТМА) в составе песчаников нижне-среднеюрских отложений изучались для районов южного склона Большого Кавказа [Чихрадзе, 1979], Дагестана [Фролов, 1965; Халифа-Заде, Магомедов, 1982], Азербайджана [Гасанов, 1967, 1973], Северного Кавказа [Карпова, Тимофеева, 1971 г.], [Ренгартен, Старостина, 1956; и др.], Грузии [Кахадзе, 1947].

Нижнеюрские отложения южного склона Большого Кавказа отличаются значительным разнообразием состава, что определяется различными источниками сноса. Выделены четыре крупные зоны с соответствующими ТМА. Две зоны на южном склоне — Северо-Западная (с Абхазской и Сванетско-Рачинской подзонами) и Юго-Восточная (с Казбегско-Лагодехской и Алазанской подzonами) — и две зоны, связанные с Закавказским срединным массивом, — Дзирульская и Локско-Храмская.

Состав материнских пород, представленных разнообразными гранитоидами, кристаллическими сланцами, эффузивами и осадочными породами, обуславливает различный минеральный и химический состав песчаников.

Для нижнелейасовых песчаников южного склона Большого Кавказа устанавливается непосредственная связь с источниками питания. Так, в базальной пачке обычны кварцевая ТМА, часто развиты кварциты (кистинская и сванетская свиты), реже выделяется арковая ТМА. Для песчаников среднего лейаса характерны полимиктовая, полимиктово-кварцевая, плагиоклазово-кварцевая ТМА, обязанные размыву соседних источников питания, по поводу состава которых нет пока единого мнения [Чихрадзе, 1979]. Для песчаников верхнего лейаса и аалена более определено устанавливается связь состава песчаников с источниками питания — кристаллическими и глинистыми сланцами, вероятно, Грузинской глыбы или Закавказского срединного массива.

Г. А. Чихрадзе [1979, 1981], специально выделявший терригенно-минералогические провинции в Закавказье, не дает четкой картины их состава, а определяет лишь границы этих провинций, оставляя спорным вопрос об источниках сноса и эволюции их во времени. Тем не менее, помимо пространственной приуроченности ТМА к источникам сноса, отчетливо прослежена во времени смена их состава от более зрелых, кварцевых и арковых (в раннем лейасе) к менее зрелым — плагиоклазово-кварцевым в конце лейаса — аалена. Этот автор в то же время приводит и сравнительную характеристику одновозрастных песчаников южного и северного склонов Главного хребта, Дагестана, Азербайджана.

Сходство минерального состава песчаников нижней—средней юры северного и южного склонов Большого Кавказа доказывает существование Центральнокавказских поднятий, сложенных метаморфическими толщами протерозоя—палеозоя, откуда обломочный материал поступал в осадочные бассейны Предкавказья и Закавказья. Нижнеюрские отложения в бассейне рек Большой и Малой Лабы представлены полимиктовым и кварцевым составом ТМА [Ренгартен, Старостина, 1956]. В верхнем лейасе сохраняется полимиктовый состав ТМА, который к верхнему тоару сменяется кварцево-граувакковым, олигомиктовым. Юго-восточнее, в бассейне рек Уруп и Зеленчук, песчаники уже содержат граувакково-арковую ТМА.

Ааленские осадки тяготеющие к платформенной Лабинско-Малкинской зоне, имеют олигомиктовый состав ТМА. Южнее, в сторону геосинклинали Большого Кавказа, увеличивается роль калишпата. В пределах «внутренней зоны» геосинклинали Большого Кавказа ТМА приобретают граувакковый характер, обогащены обломками вулканоген-

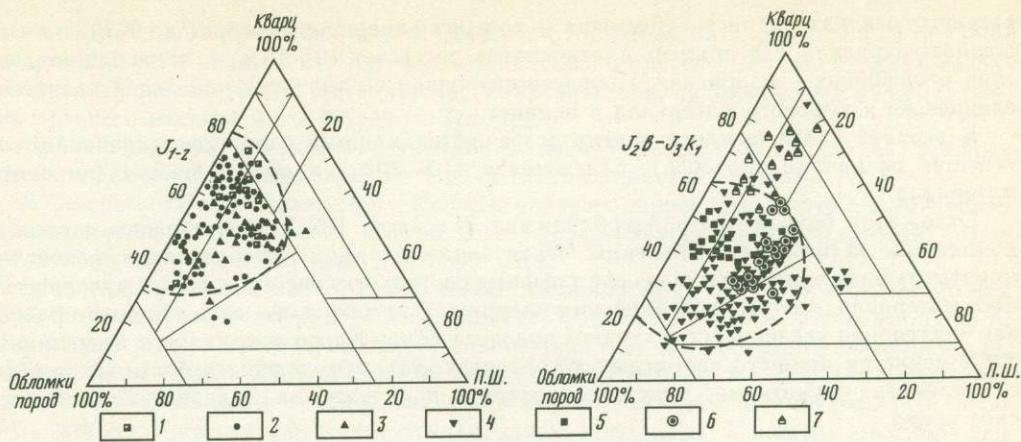


Рис. 11. Диаграммы состава юрских песчаников Дагестана

1 — тоар; 2 — аален; 3 — байос; 4 — нижний байос; 5 — верхний байос; 6 — бат; 7 — нижний келловей

ных кремнистых пород, разнообразными полевыми шпатами, т. е. имеют незрелый состав, типичный для «интенсивного режима складчатых областей» [Шутов, 1967].

В Дагестане, по данным В. Т. Фролова [1965] и Ч. М. Халифа-Заде [Халифа-Заде, Магомедов, 1982], в основании отложений тоара (свита Ири) можно выделить кварцевую, а выше аркозово-кварцевую ТМА, местами — плагиоклазово-кварцевую. С северо-запада на юго-восток в составе ассоциаций увеличивается количество калишпата и обломков эфузивных пород.

В отложениях средней юры Дагестана состав терригенных пород приобретает менее зрелый облик. Здесь выделяется в основном граувакковая ТМА, обязанныя своим составом размыву палеоподнятий на юго-восточном погружении Центральнокавказских массивов. Состав пород этих областей денудации, в современных структурах, перекрытых отложениями мезозоя, идентичен составу массивов кристаллических пород, обнажающихся в осевой части Большого Кавказа на северо-западе.

При детальном литолого-фацальном изучении основных спорных разрезов Дагестана (Аварское Койсу, Каракойсу, Чирахчай и др.) нами было установлено последовательное изменение ТМА от тоара до байоса.

В отложениях тоара (свиты Ири) выделяются полимиктово-кварцевая и граувакково-полевошпат-кварцевая ТМА (кварц 20—40%, п. ш. 10—30%, обломки пород 10—15%), в низах разреза местами кварцевая.

Отложения нижнего аалена (нижнекарахская подсвита) характерны повышением роли полевых шпатов до 20—40% и обломков пород до 10—30% при сохранении того же содержания кварца (35—60%).

Угленосные отложения верхнего аалена (среднекарахская подсвита) отличаются уже полимиктовым составом песчаников (кварц 25—30%, п. ш. до 30%, обломки пород 25—30%).

Самая верхняя ТМА, выделяемая в терригенных отложениях байоса Дагестана (щудахарская свита), имеет полевошпат-граувакково-кварцевый состав (кварц 35—65%, п. ш. 5—30%, обломки пород 20—45%) (рис. 11).

В Закавказье, по данным К. Ш. Нуцубидзе и др. [1963], в песчаниках нижней юры выделяется кварцево-аркозовая ТМА (по р. Ингуре) и кварцевая ТМА Локского массива.

Т. А. Гасанов [1967, 1973], изучая стратиграфию и литологию нижне- и среднеюрских отложений Азербайджана, установил здесь в песчаниках следующие ТМА: в тер-

ригенных осадках геттанга—синемюра — слюдисто-кварцевая (кварца до 90%) и полевошпат-кварцевая, где примесь плагиоклазов достигает 10—15%; в плинсбах-аавленских отложениях — кварцевая, слюдисто-кварцевая со значительной долей глинисто-сланцевого и туфового материала в цементе.

В верхней части нижнего аалена встречаются мощные слои туфопесчаников, состоящих из кварца (до 30%), плагиоклаза (10—20%) и обломочного туфогенного материала.

Отложения байоса—бата Азербайджана [Гасанов, 1973] представлены сложным комплексом эфузивных отложений. Чередующиеся с ними туфобрекции, туфоконгломераты, туфопесчаники и различные туффиты состоят из переотложенного вулканогенного материала, местами обогащенного кварцем. Таким образом, снизу вверх по разрезам постепенно увеличивается степень зрелости обломочного материала в песчаниках, ТМА меняется от чисто кварцевых до граувакковых, что связано в большей степени с усилением магматизма, максимум которого приходится в Закавказье на байосское время.

Угленосные отложения байоса—бата Закавказья, изученные на каменноугольных меторождения Ткибули-Шаори и Иджеван, позволили выделить в песчаниках следующие ТМА.

В угленосных отложениях бата Шаори отмечается снизу кварц-полевошпат-граувакковая ТМА (кварц и п. ш. 10—20%), местами со значительной примесью слюд. Выше — полимиктовые и полимиктово-граувакковые ТМА также с примесью слюд, амфиболов и пироксенов.

На месторождении Иджеван, где развита уникальная осадочно-вулканогенная угленосная формация, среди эфузивов байоса среднего—основного состава отмечается полевошпат-кварцевые граувакки и кварцевые граувакки. Выше, в угленосных отложениях бата, состав ТМА в песчаниках почти не меняется, преобладают полевошпат-кварцево-граувакковые и кварцево-слюдисто-граувакковые ТМА (кварца до 20%, редко — до 30%). Для всех перечисленных песчаников характерен в основном граувакковый состав, плохая сортировка и плохая окатанность обломочного материала. Источником питания этих песчаников служили главным образом мощные байосские эфузивы основного и среднего состава.

В Тушети, по данным В. И. Крестникова [1944], в песчаниках нижней юры отмечается преимущественно кварцевый и кварцево-слюдистый состав ТМА, либо плагиоклазово-кварцевый в верхнем лейасе. Питающие их провинции располагались на севере, в районе Западного Дагестана.

В верхнем лейасе Юго-Восточного Кавказа [Алиев, Акаева, 1957], выделяется полевошпат-кварцевая ТМА. В более поздних отложениях уменьшается количество кварца, но возрастает количество полевых шпатов (кварц-полевошпатовая ТМА).

**Северный Афганистан.** Краткие сведения о минеральном составе юрских угленосных отложений Северного Афганистана, не раскрывающие деталей их петрографии и минералогии, содержатся в работе В. И. Браташа и др. [1970], В. Н. Андросова и др. [1977].

В песчаниках нижней юры (регбулакская свита) в районе угольных месторождений Пули-Хумри, Дудкаш и других снизу вверх по разрезам отмечаются следующие терригенно-минеральные ассоциации: полевошпат-кварцевая и кварцевая (нижний лейас), полевошпат-кварцевая и полимиктовая (верхний лейас).

Песчаники вышележащей даханиторской свиты (аален—байос) отличаются от нижнеюрских полимиктовым составом с повышенным содержанием слюд. В верхах байоса полимиктовая ассоциация чередуется с полевошпат-кварцевой.

Отложения бата (шабашекская свита) характеризуются полимиктовой ТМА, которая в самых верхах свиты сменяется аркозовой с преобладанием кварца, снижением роли полевых шпатов и увеличением количества слюд. Таким образом, снизу вверх по разрезам отмечается последовательная смена кварцевой, полевошпат-кварцевой и полимиктовой ассоциаций, что объясняется степенью расчлененности и глубиной размыва материнских пород (метаморфические сланцы и осадочные породы палеозоя—триаса),

подстилающих угленосные формации. Появление в верхнем бате аркозовой ассоциации свидетельствует о начавшемся размыве второстепенных источников сноса, представленных гранитоидами в северо-восточной части Афганистана, находящимися на продолжении древнего массива Юго-Западного Памира.

**Иран.** Здесь на основании изучения главным образом песчаников из опорных разрезов Северного и Центрального Ирана можно наметить основные ТМА.

В Северном Иране в низах свиты Калариз верхнего триаса выделяется полимиктовая (граувакковая) ТМА, местами, в базальных слоях,— кварцевая мономиктовая. Выше эти ассоциации сменяются олигомиктовой ТМА.

В основании вышележащей свиты Алашт (нижняя юра) отмечается полимиктовая ТМА, которая повсеместно распространена в Эльбурсе от геттанга до плинсбаха. В свите Шириндашт (тоар—аален) и изохронной свите Анан типична в основном олигомиктовая, реже — полимиктовая ТМА. В составе свиты Джавахерде того же возраста в Северном Эльбурсе преобладающие грубообломочные породы характерны полимиктовым составом ТМА (кварциты, метаморфические сланцы, кварц, эфузивы). К востоку конгломераты имеют мономиктовый кварцевый состав.

В среднеюрских отложениях свиты Дансирият выделяются полимиктовая и олигомиктовая ТМА, местами в основном кварцевая.

Таким образом, на фоне смены ТМА по разрезам намечаются некоторые их особенности. Присутствие в отложениях верхнего триаса противоположных по составу ТМА (кварцевой и граувакковой) можно объяснить влиянием двух источников сноса: метаморфических толщ и гранитоидов палеозоя, слагающих основные области денудации Южно-Каспийского палеоподнятия, и кор выветривания среднего триаса на локальных поднятиях в пределах Центрального Эльбурса.

Вышележащие отложения нижней—средней юры, отличаясь от верхнетриасовых по составу, имеют мало различий в нижнем и верхнем отделах. Все они олиго- и полимиктовые с некоторым повышением полимиктовости в средней юре. Такое отсутствие четкой терригенно-минеральной зональности можно объяснить постоянством источников сноса в пределах Южного Каспия. Эти поднятия имели унаследованный характер с позднего триаса по поздней юре.

В Центральном Иране анализ минерального состава отложений угленосных формаций выполнен по опорному разрезу в районе Керманского месторождения. Здесь выделены следующие ТМА. В дахрудской свите верхнего триаса — кварц-полевошпатовая ТМА (кварц 50—55%, п. ш. 15—30%, слюды 15%). В отложениях нижней юры (тохраджехская свита) состав отложений более разнообразен и представлен кварцевой, полевошпат-кварцевой (кварц 60—70%, п. ш. 20—25%), кварц-полевошпатовой (п. ш. до 30—35%) и реже полимиктовой (кварц 30—40%, п. ш. 20—25%, обломки пород 40—45%) ассоциациями.

В отложениях байоса (верхнегумурдская подсвита) выделяется полимиктовая или кварц-полевошпат-граувакковая ТМА (кварц и п. ш. 40—45%, обломки пород 40—60%). В верхах подсвиты количество обломков пород уменьшается до 35—40%. Для отложений бата (даштехакская свита) характерны полимиктовой ТМА (кварц 35—40%, п. ш. 30—35%, обломки пород 24—30%).

В районе Кермана, таким образом, практически отсутствуют кварцевые и аркозовые ТМА, но постоянно присутствует слюдистый и обломочный материал, что говорит о размыве в основном толщ метаморфических сланцев и осадочных пород палеозоя при незначительной доле гранитоидов в составе источников сноса. Об их смене во времени свидетельствует постепенное замещение вверх по разрезу кварц-полевошпатовых ассоциаций полимиктовыми (граувакковыми).

Видимо, в позднем триасе размывались среднетриасовые коры выветривания, а со средней юры в сферу денудации были вовлечены массивы метаморфических сланцев протерозоя центральной части Ирана (Сагандское, Йездское поднятие) и стали формироваться незрелые по составу ассоциации грауваккового типа.

Впервые выполненный для всего региона детальный литолого-фациональный анализ типов пород, генетических типов и фаций угленосных и изохронных безугольных отложений, преимущественно морского генезиса, позволил систематизировать все их многообразие и восстановить условия осадконакопления в пределах тектонически разнотипных палеоструктур. Наиболее детально были изучены континентальные угленосные отложения, но рассмотрены они были в неразрывной парагенетической связи с морскими, особенно в зоне перехода от континента к морю.

Анализ петрографического и минерального состава рассматриваемых угленосных отложений, сложенных главным образом комплексом терригенных и, в меньшей степени, карбонатных пород, позволил выделить среди них основные литологические типы, от грубообломочных до глинистых. Основное внимание при этом уделено классификации и описанию песчаников как наиболее информативных пород не только для изучения динамики среды седиментации, восстановленной по текстурным признакам, но и для выделения терригенно-минеральных ассоциаций по разрезам и их распределения на площади.

Были охарактеризованы все типы фаций триасово-юрских отложений: кор выветривания, делювиально-пролювиальных, аллювиальных, озерных, болотных, приустьевого аллювия, подводно-дельтовых, прибрежно-морского мелководья мелководного и относительно глубоководного моря, представленных разнообразными типами терригенных и терригенно-карбонатных отложений. Особый акцент был сделан на выявлении обстановок торфонакопления в различных палеоландшафтах: внутриконтинентальных, приморских, в том числе дельтовых, прибрежно-морских, заливно-лагунных.

Особую сложность для диагностики представляли мощные фациональные комплексы приморских аллювиально-дельтовых равнин и прибрежно-морского мелководья, которые являются парагенезами прибрежно-континентальных и прибрежно-морских фаций, приуроченных к окраинам палеоконтинентов и островных массивов (Кавказ, Иран).

Детальный литолого-фациональный анализ позволил впервые охарактеризовать фациональный состав наименее изученных ранее триасово-юрских угленосных формаций Северного и Центрального Ирана и выделить специфический позднетриасовый этап морского и прибрежно-континентального осадко- и торфонакопления, сопоставив условия его накопления с синхронными отложениями в Северном Афганистане и Закавказье.

Разнообразие выделенных фаций и генетических типов было обусловлено их формированием в регионе на различных сопряженных блоках земной коры, отличавшихся палеотектоническими и палеоландшафтными условиями. Так, комплекс преимущественно континентальных терригенных фаций был приурочен к аллювиальным бассейнам относительно стабильных платформенных массивов северного обрамления региона, а терригенно-карбонатные морские и прибрежно-морские фации тяготели к более тектонически мобильным прогибам в пределах собственно Альпийско-Гималайского складчатого пояса, которые были особенно доступны морским трансгрессиям.

По разрезам на примере песчаников от нижнеюрских до верхнеюрских было показано изменение ТМА от более зрелых, чисто кварцевых в базальных слоях, к менее зрелым, полевошпат-граувакковым и граувакковым, в верхних частях. Причинами этих изменений послужили состав источников сноса, их расчлененность, тектонический режим в областях денудации и связанные с ним проявления вулканизма. Была выявлена зависимость ТМА от фационального состава вмещающих отложений.

Состав ТМА, их эволюция от ранне- к позднеюрскому времени позволили восстановить источники питания терригенным материалом. Были выяснены изменчивость их распределения по площади и степень расчлененности. Наиболее унаследованный характер во времени носили области денудации в пределах Среднеазиатского эпиплатформенного орогена и южной краевой части Скифской и Туранской плит. Наибольшей расчлененностью обладали поднятия вдоль южной окраины Евразийского материка и отчасти приразломные поднятия Ирана и Северного Афганистана.

Состав ТМА также позволил выявить приуроченность областей питания к крупным палеотектоническим блокам: тектонически стабильным платформам, тектонически более

мобильным их краевым прогибам, геосинклинальным зонам интенсивного прогибания и подвижности. В зависимости от тектонической приуроченности областей денудации и характера питаемых ими седиментационных бассейнов, согласно методике В. Д. Шутова, были выявлены более зрелые кварцевые и кварцево-аркозовые ТМА платформенных районов и менее зрелые кварцево-граувакковые и граувакковые ТМА тектонически подвижных областей геосинклиналей и их частей.

Пространственное распределение ТМА в таком тектонически разнородном и неустойчивом регионе как Средиземноморский пояс позволили в первом приближении выявить зоны тесного пространственного сочленения разнотипных аркозовых и граувакковых ТМА собственно Гиссаро-Каратегина и Дарваза, приуроченных к палеотектонически разнотипным блокам земной коры, испытавшим в юрское время горизонтальные перемещения различного масштаба. На основании анализа ТМА можно предполагать, что присоединение северного края Гондваны в виде передового Памиро-Дарвазского «кулака» к южному краю Евразии (Гиссаро-Каратегин и Алай) произошло не в позднем триасе, а гораздо позже — в конце поздней юры.

## ГЛАВА ПЯТАЯ

### ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ (основные положения, строение и типизация формаций)

Цель настоящего исследования — выяснение закономерностей осадко- и торфонакопления мезозойских угленосных формаций вдоль северной окраины Мезотетиса — определила и методический подход к изучению угленосных формаций. Угленосные формации на рассматриваемой территории характеризуются рядом специфических особенностей строения, литологического и фациального состава, изменения мощностей и угленасыщенности.

Первая стадия изучения формаций — литолого-фациальный анализ, как указывал П. П. Тимофеев, является начальным этапом формационного. Последний, по его словам, «... начинается там, где кончается детальное литолого-фациальное изучение угленосных отложений».

Здесь нет возможности детально останавливаться на полемике по поводу теоретических воззрений на формационный анализ, определения, классификации формаций и пр. Этим вопросам большое внимание было уделено в работах многих исследователей [Драгунов, 1973; Жемчужников, 1961, 1955; Жемчужников и др., 1959; Крашенинников, 1970, 1971; Попов, 1948, 1953, 1966, 1968; Рухин, 1961; Страхов, 1956; 1960—1962; Тимофеев, 1970а, б, 1975; Хворова, 19633; Цейслер, 1980; Шатский, 1965а, б; Фролов, 1984; Хайн, 1950; и др.]. Приняв за основу терминологию и содержание основных понятий литолого-фациального и формационного анализа, предложенные П. П. Тимофеевым [1969, 1970а], рассмотрим их последовательно, применительно к изученным отложениям.

Выделение литологических типов пород является сбором первичной фактической информации по разрезам пока без детальной генетической интерпретации. Последующее выделение генетических типов отложений или осадков является качественно новой ступенью уже генетического подхода к анализу отложений, выяснения условий накопления осадков. Рангом выше следует понятие фация, которой соответствует один или несколько генетических типов.

Фация — комплекс физико-географических условий конкретной обстановки седиментации, выраженный в определенном осадке. Например, гравийно-галечные осадки русел горных рек и т. д. От фации мы переходим к более крупным генетическим единицам — ландшафтам или макрофациям, например, макрофация русловых отложений и т. д. Наконец, сочетание макрофаций дает нам возможность оценить ландшафты

или ландшафтные зоны. Осадки, характеризующие данный тип ландшафта, например, горных речных долин, составляют генетические группы отложений, в данном случае аллювиальные.

В любом из рассматриваемых в работе разрезов угленосных и синхронных им осадочных формаций отмечается их циклическое строение, выраженное закономерной периодической повторяемостью литологических и генетических типов отложений разного масштаба. Это дает возможность объединять их и выделять в разрезах элементарные циклы, составляющие, в свою очередь, мезо-, макроциклы и, наконец, мегацикл, соответствующий осадочной формации.

Угленосная формация — это комплекс фаций, парагенетически связанных местом и условиями накопления, приуроченных к определенным палеотектоническим структурам и стадии тектонического развития, характерный аномально высоким накоплением растительной органики. В образовании формации участвуют тектонический, климатический, палеогеографический и вещественный факторы, которые П. П. Тимофеев [1969] выделял как основные.

Тектонический, климатический и вещественный факторы проявляются в разной степени при образовании осадочных формаций в зависимости от принадлежности бассейна осадконакопления к конкретному типу тектонической структуры, палеоклиматическому поясу, источникам сноса с определенным минеральным составом. Важную роль играет и минеральный состав водной среды седиментации, особенно в морских бассейнах.

Влияние тектоники как главного формирующего фактора проявляется двояко: в виде председиментационного тектонического фона, на котором закладывались и начали развиваться бассейны седиментации, и конседиментационного тектонического режима, который во многом определил и контролировал ход седиментационных процессов. Не менее важно выяснить и временные границы отложений, которые пока в опубликованных работах не имеют четких обоснований. Видимо, здесь ведущими также будут являться тектонический и климатический факторы. В нашем конкретном случае нижняя граница позднетриасово-юрских угленосных и смежных с ними по площади отложений достаточно отчетливая. Она определяется угловыми несогласиями с палеозойскими или нижнетриасовыми образованиями, часто с корами выветривания, и колеблется от карния (Северный Иран) до конца средней юры (Каратегин). Это объясняется в первую очередь тектоническими причинами, которые реализуются как в виде древнего председиментационного рельефа, так и в виде конседиментационных движений.

Сложнее обстоит дело с определением верхней границы рассматриваемого осадочно-го комплекса. В седиментационных бассейнах Тянь-Шаньской эпиплатформы континентальные терригенные и терригенно-вулканогенные по составу отложения, охватывающие интервал от позднего триаса до бата включительно, выше постепенно переходят в пестроцветные безугольные терригенные породы верхов средней юры, которые затем постепенно или с небольшим размывом сменяются пестроцветными и красноцветными терригенными отложениями верхней юры. Такой наиболее простой и наименее контрастный по строению тип разреза отмечается в пределах Тянь-Шаня, где процесс терригенной седиментации на континенте не прерывался морской трансгрессией. В указанных районах континентального осадконакопления, включая Дарваз, верхняя граница угленосных и кроющих пестроцветных отложений недостаточно четкая, фиксируется рядом литологических, палеоклиматических и палеогеографических особенностей без существенной палеотектонической перестройки этой части региона. На фоне сравнительно спокойных и стабильных условий седиментации в результате смены гумидного климата аридным произошло прекращение торфонакопления, смена окрасок пород и их литологического состава.

Четкая и определенная верхняя граница позднетриасово-юрских формаций отмечается в южных районах Средней Азии, Северном Афганистане и на Кавказе, т. е. в краевых частях платформы и в пределах геосинклинали. Угленосные и слабо угленосные континентальные, приморские и прибрежно-морские отложения средней юры в келловее, в результате мощной морской трансгрессии, сменяются с угловым несогласием сначала

трансгрессивным комплексом морских карбонатных накоплений, а затем, в конце поздней юры,— комплексом сульфатно-галогенных и терригенных красноцветных отложений. На Кавказе такая резкая граница вызвана позднекиммерийской фазой тектогенеза, в результате которой в большинстве разрезов выпадают отложения бата, кроме северной части Грузинской глыбы, где сохраняются угленосные отложения бата, перекрытые с несогласием красноцветными отложениями кимериджа—титона.

В Закавказье картина усложняется, кроме того, мощными вулканическими проявлениями в байосе, которые южнее, в Армении, распространяются на весь разрез юрских отложений вплоть до верхней юры. Здесь можно провести четкую границу между верхнетриасово-среднеюрскими угленосными вулканогенными и верхнеюрскими терригенно-карбонатными вулканогенными отложениями. Последние ложатся с эрозионным контактом и угловым несогласием и значительным стратиграфическим перерывом. В результате предверхнеюрской эрозии местами выпадают бат и келловей.

В Иране мы наблюдаем примерно ту же картину за исключением вулканизма и увеличения степени угленасыщенности отложений триаса—юры. Здесь их верхняя граница обуславливается сменой климата (сероцветные толщи сменяются красноцветными), фациального состава осадков и внутриформационным размывом [Полянский, 1980, 1983].

### ЦИКЛИЧНОЕ СТРОЕНИЕ И ТИПЫ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ЦИКЛОВ

Разрезы рассматриваемых отложений имеют отчетливое циклическое строение, наиболее четкое в осадках континентального генезиса Средней Азии, Северного Афганистана и Ирана и менее четкое — в морских отложениях Кавказа. Выделяются седimentационные циклы различного генезиса (континентальные, прибрежно-континентальные или приморские и морские), масштабы (от элементарных до макроциклов) и строения (полные и сокращенные с различным соотношением составляющих элементов) [Тимофеев, 1970а; Полянский, 1976, 1980, 1985].

Минимальным комплексом закономерно сменяющихся по разрезу отложений определенной генетической направленности является элементарный цикл. Каждый элементарный цикл рассматривается не просто как последовательность отложений, а набор их генетических типов, обладающих конкретной фациальной принадлежностью и закономерно сменяющихся друг друга в пределах цикла.

Исходя из фациального содержания элементарных циклов их можно разделить на три группы: континентальные, прибрежно-континентальные или приморские, морские. В свою очередь каждая из этих групп подразделяется на типы: группа континентальных циклов делится на делювиально-пролювиальный и аллювиально-озерно-болотный типы; прибрежно-континентальных — на аллювиально-приморский (дельтовый), лагунно-дельтовый и дельтово-прибрежно-морской; морских — на прибрежно-морской и собственно морской типы.

Элементарные циклы слагают в разрезах угленосных и смежных с ними формаций более крупные их элементы — мезо- и макроцикли, отражающие во времени более длительные этапы накопления угленосных формаций, а на площади — часть ландшафта (фацию) или тип ландшафта (макрофацию).

Макроцикли, состоящие из нескольких мезоциклов, отождествляются с подформациями [Тимофеев, 1970а] и в стратиграфическом объеме соответствуют обычно одному—двум ярусам или даже отделу.

Макроцикли являются основными элементами при корреляции формаций. Они фиксируются по разрезам формаций и прослеживаются не только в пределах отдельных структур региона, но даже всего региона, позволяя проводить межрегиональную корреляцию формаций.

Несколько макроциклов, обычно четыре, составляют мегацикл, соответствующий формации. В нашем случае формация в возрастном отношении охватывает отложения от позднего триаса до конца средней юры (в полном объеме), но часто сокращена по

возрасту в начале или конце этого интервала в зависимости от влияния древнего рельефа или конседиментационной тектоники.

Вопросы цикличного строения, расчленения и корреляции формаций были освещены ранее на примере угленосных отложений Ирана, Афганистана и Средней Азии [Полянский, 1976, 1980, 1984].

### КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ТИПЫ ЦИКЛОВ

Эти элементарные циклы выделены в отложениях верхнего триаса, нижней, средней и, отчасти, верхней юры на территории Среднеазиатской эпиплатформы, особенно Зеравшано-Гиссарской горной области и Северного Тянь-Шаня, Северного Афганистана и Ирана. В их строении участвуют делювиально-пролювиальные, аллювиальные, озерные и болотные фации. Рассмотрим наиболее характерные типы циклов из различных разрезов формаций.

**Делювиально-пролювиальный тип.** Эти циклы выделены в основании угленосных формаций в юго-западных отрогах и на южных склонах Гиссара (разрезы Кугитанг, Суффа и др.), в Центральном Таджикистане (Фан-Янгоб, Назар-Айлок и др.), по периферии Ферганской депрессии, а также в низах отложений верхней юры, которые в работе рассматриваются схематично.

Эти циклы в нижней части сложены брекчиями или брекчиевидными конгломератами, гравелитами фаций пролювия-делювия, которые с резким угловым несогласием и эрозионным контактом залегают на предтриасовых, обычно палеозойских, интрузивных, вулканогенных или осадочных метаморфизованных отложениях. Мощность брекчий быстро меняется в зависимости от глубины впадин и расчлененности эрозионного древнего рельефа, сокращаясь от первых десятков метров до нуля в сторону поднятий [Полянский, 1985].

Вверх по разрезу цикла делювиально-пролювиальные брекчии быстро сменяются маломощными пойменными и озерными алеврито-песчаными осадками также плохо сортированными, содержащими значительную примесь неокатанного обломочного материала крупнопесчаной и гравелитовой размерности. Исключительно редко эти фации заканчиваются маломощными (до 0,2—0,3 м) отложениями торфяников в виде линзовидных прослоев углистых аргиллитов, глинистых углей, также быстро выклинивающихся. В таком полном завершенном виде этот тип цикла представлен лишь в значительных эрозионных врезах древнего рельефа и поэтому распространен спорадически. Вверх по разрезу, как правило, часто несогласно перекрываются грубообломочными отложениями фаций горного аллювия. В целом для этого типа циклов характерна крайняя неустойчивость строения, состава и мощности. По разрезам Фан-Янгоб и Лучоб, например, видно, как циклы меняются в мощности от 30 м до нуля, в пределах 100 м.

**Аллювиально-озерно-болотный тип.** Это тип наиболее широко представлен в континентальных отложениях угленосных формаций Средней Азии комплексом в основном терригенных отложений фаций предгорного и равнинно-долинного аллювия. В нижней части циклы сложены гравийно-галечными или песчаными отложениями руслового аллювия. Русловые конгломераты вверх по разрезу цикла быстро переходят в песчано-алевритовые или песчано-гравийные пойменные отложения с остатками растений и углистым детритом, часто заболачиваемые, с образованием пластов и пропластков угля. Торфяники, формировавшиеся на пойме, имеют небольшие мощности (до 1 м) с развитием почвенных горизонтов с корневыми системами в основании угольных пластов.

Озерные отложения, обычно венчающие разрез этого типа циклов, представлены спорадически глинисто-алеврито-песчаными осадками небольших проточных озер, формировавшихся в боковых частях узких межгорных или предгорных долин. Мощность озерных отложений в кровле циклов сильно изменчива, достигая первых метров и сокращаясь до нуля либо за счет выклинивания к бортам долин, либо за счет срезания сверху русловой эрозией в основании последующего цикла.

Как правило, отложения континентального генезиса, характерные для горного ал-

лювия верховьев речных долин, сложены серией циклов аллювиально-озерно-болотного типа, сменяющих друг друга по разрезу. Каждый предыдущий с эрозионным размывом перекрывается русловыми отложениями последующего. За счет этого сокращения мощности перекрываемых циклов могут быть значительными, вплоть до почти полного срезания, когда сохраняется от размыва гораздо меньше того, что накопилось. Типичным примером такого типа циклов может служить разрез угленосной формации на месторождении Фан-Ягноб [Кабилов, 1961; Полянский, 1985], а также разрезы Ташкутан, Лучоб, Чокпак и др. (см. рис. 5, 6).

Циклы аллювиально-озерно-болотного типа, формировавшиеся в среднем и нижнем течении речных долин, отличаются от описанных рядом особенностей. Для них характерны мощные (5—20 м) озерные отложения, завершающие цикл и развивавшиеся, как правило, на пойменных. Присутствие последних отмечается по всем разрезам циклов, между русловыми и озерным. Озерные отложения представлены обычно комплексом хорошо сортированных песчано-алеврито-глинистых осадков, более глинистых в низовьях и более песчаных в верховьях долин.

При осушении и зарастании или заболачивании озер развиваются почвенные горизонты, пронизанные корневыми системами, которые характерны для циклов низовьев речных долин. Такая фациальная обстановка предшествовала образованию торфяников. Торфяники продуцировали угольные пласти средней мощности (от долей метра до 3—5, редко —10 м), которые представлены в средних частях аллювиально-озерно-болотных циклов полного профиля (Фан-Ягноб). Угольные пласти обычно плохо выдержаны по простиранию, ограничены по площади в пределах боковых частей речных долин, ширина которых, вероятно, достигала 10 км (Гиссар). Мощность пластов угля и их выдержанность по площади увеличивается к низовьям долин, достигая здесь местами 10—15 м, а выдержанность — до 10 км (месторождения Ташкутан, Зидды, Шаргунь, Равну, Мианаду, Кавак и др.).

В верхних частях циклов полного профиля осадки торфяников в обратной последовательности перекрываются озерными, пойменными и русловыми. Осадки русел обычно залегают с размывом либо на пойменных, либо, срезая их, на озерных (Сулюкта, Суффа, см. рис. 5). Циклы завершенного трансгрессивно-ретрессивного профиля с постепенным переходом вверх пойменных осадков в русловые встречаются в единичных случаях (Кавак, Шаргунь, Кызыл-Кия, см. рис. 6).

#### **Прибрежно-континентальные (приморские) типы циклов.**

Приуставевой тип тесно связан в генетическом и пространственном отношении с аллювиальными отложениями. Часто вообще трудно провести четкую фациальную границу между отложениями низовьев рек и верхней части их приморской дельты. В обоих случаях характерны однотипные песчано-алевритовые осадки аллювия равнинного типа с целым рядом общих текстурных, структурных и вещественных признаков.

Циклы приуставевого типа распространены в разрезах шире аллювиально-озерно-болотных. Этот тип цикла сложен комплексом терригенных песчано-глинистых отложений, где тесно переплетаются признаки как континентальных, так и прибрежно-морских фаций. Разнообразный характер осадков, отражающих неустойчивую динамику осадконакопления на стыке континента и моря, находит выражение и в разнообразии седиментационных циклов дельтового генезиса. Как и в аллювиальных отложениях, здесь можно выделить подтипы циклов наземной и подводной дельты.

Циклы приуставевого аллювия представлены комплексом терригенных отложений. Для циклов этого типа характерны преимущественно полные трансгрессивно-ретрессивные наборы отложений. В основании циклов располагаются гравелиты или песчаники от крупно- до мелкозернистых, часто с линзами гравелитов или включениями мелкой гальки. Слоистость преобладает крупная косая разнонаправленная и однонаправленная со взаимосрезающимися сериями потокового типа, с обилием обугленных фрагментов растений в виде витренизированных веточек, стеблей, ориентированных вдоль поверхностей косого наслоения. Цемент в породах обычно карбонатный или карбонатно-глинистый, редко встречаются сидеритовые конкреции. Мощность базальных слоев грубых пород

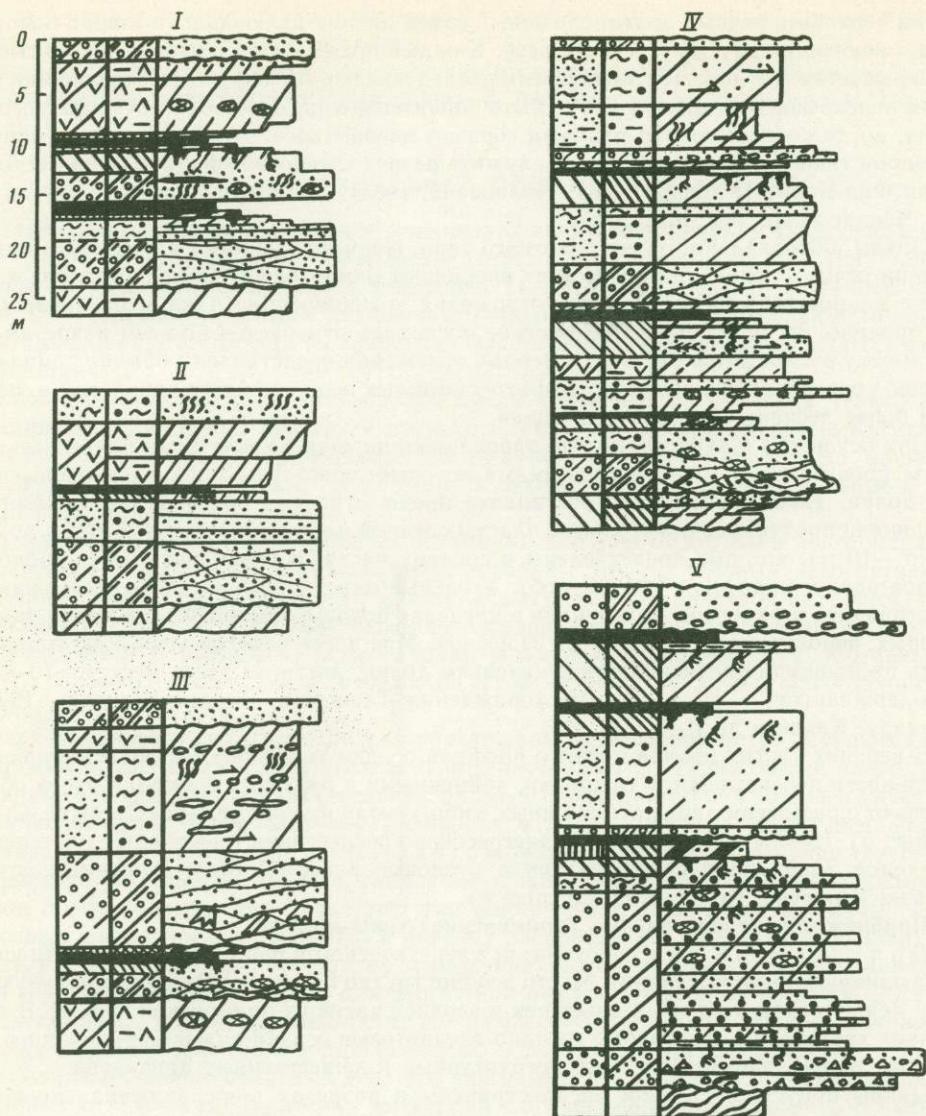


Рис. 12. Приустьевые аллювиально-озерно-болотные циклы в нижне-среднеюрских отложениях Северного Кавказа

I — Чирахчай, карахская свита (аален); II — Чирахчай, карахская свита; III — Каракойсу, карахская свита; IV — Теберда, хумаринская свита (нижняя юра); V — Баксан, хумаринская свита. Условные обозначения см. на рис. 3

обычно 5—10 м (Ткибули, Иджеван, см. рис. 4). Эти отложения фаций потоков и протоков вверх по разрезу цикла переходят постепенно в угленосные отложения фаций торфяников через песчано-алевритовые осадки фации озер и пойм и алеврито-глинистые осадки почв и подпочв, значительно обогащенные углистым дегритом и пронизанные корневыми системами. Мощность этих пойменно-озерных песчано-глинистых отложений составляет обычно половину мощности базальных (до 10 м), что хорошо видно в основании пласта «толстого» на Ткибули-Шаорском месторождении [Боголюбова, 1962].

В более спокойных условиях седиментации верховьев приустьевого аллювия на зна-

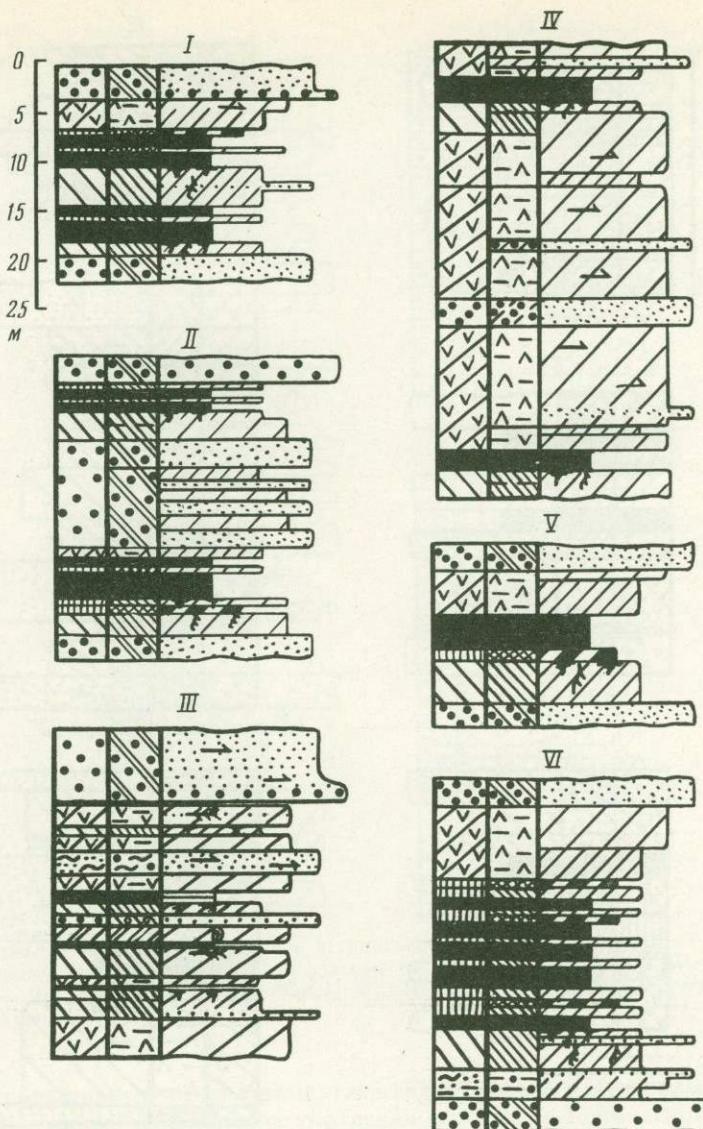


Рис. 13. Приустьевые озерно-болотные циклы в нижне-средне-юрских отложениях Северного Афганистана

I — Шабашек, шабашекская свита (низы средней юры); II — Шабашек, шабашекская свита; III — Шабашек, регбулакская свита (нижняя юра); IV — Шабашек, башекская свита (байос); V — Сары-Ассия, башекская свита (байос); VI — Сары-Ассия, шабашекская свита (низы средней коры). Условные обозначения см. на рис. 3

чительном удалении от устья отлагались главным образом мелкозернистые песчаники с крупной косой разноравненной слоистостью, карбонатным цементом, сидеритовыми конкрециями, с включениями пней и стволов деревьев размером 0,5—1 м, захороненных после незначительного переноса потоками (Кара-Койсу, Чирах-Чай, рис. 12). Подобные песчаники основания циклов в отличие от вышеописанных быстро переходят в отложения, слагающие подошву торфяников. Представлены либо неслоистыми алевролитами

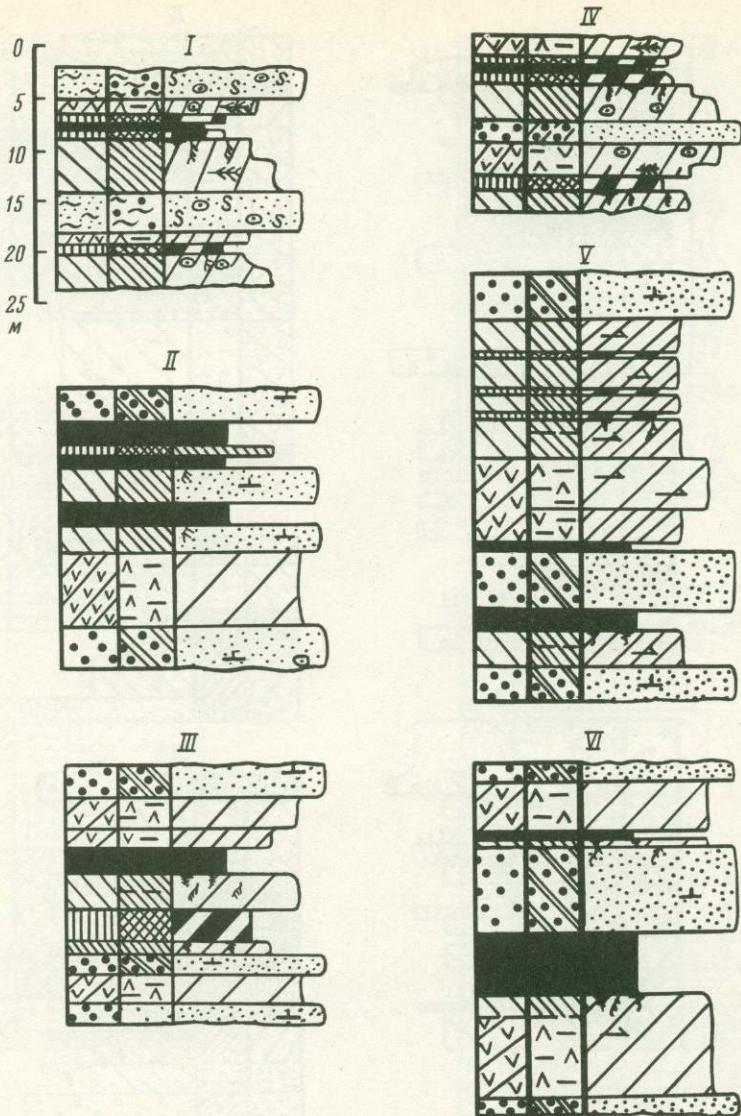


Рис. 14. Приустьевые аллювиально-озерно-болотные циклы в верхнетриасовых—нижнеюрских отложениях Ирана

I — Керман, верхнотохраджехская подсвита (нижняя юра); II — Тазаре, свита Алашт (нижняя юра); III — Шемшек, свита Калариз (верхний триас); IV — Керман, нижнотохраджехская подсвита (верхний триас); V—VI — Гешлаг, свита Калариз (верхний триас). Условные обозначения см. на рис. 3

ми мощностью до 1 м типично «почвенного» облика (Чирах-Чай), либо такими же по составу песчаниками, но горизонтально-слоистыми или неслоистыми, нехарактерными для отложений фаций почв (Кара-Койсу; Северный Иран, свита Алашт).

Угольные пласты в циклах приустьевого аллювия располагаются в их средней части, отличаясь сложным многопачечным строением, средними и большими мощностями: от 1—5 м (Центральный Иран, Дагестан) до 10—15 м (Ткварчели, Ткибули, Северный Иран). Торфяники, продуцировавшие эти пласты, развивались в межрусловых затишных участках дельт, обычно на пойменных осадках с образованием почвенных горизонтов.

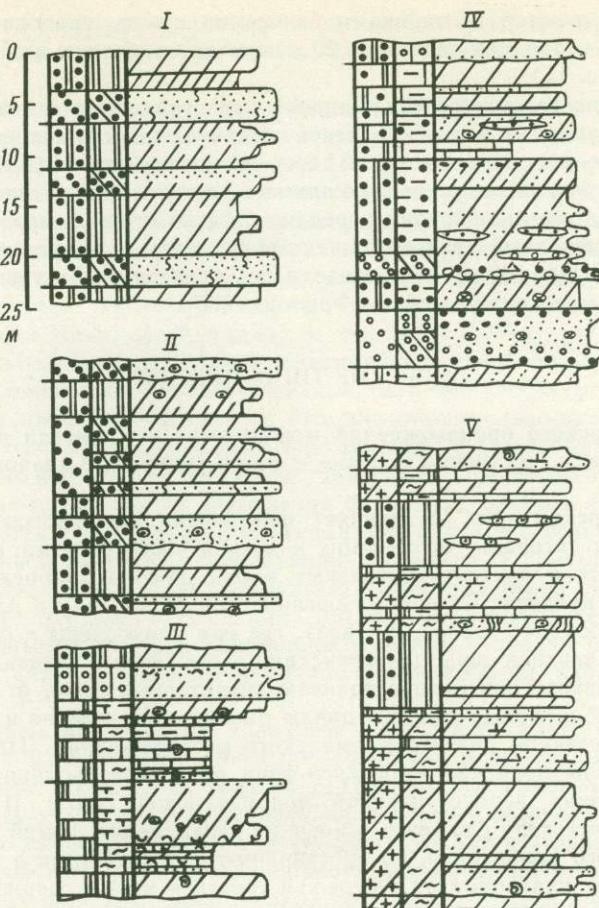


Рис. 15. Дельтовые и морские типы циклов в триасово-юрских отложениях

I—II — Керман, Центральный Иран, дахрудская свита (верхний триас); III — Дагестан, свита Ири (тоар); IV — Дагестан, хивская свита (байос); V — Центральный Иран, бабназупская свита (байос). Условные обозначения см. на рис. 3

Наиболее представительные разрезы этих циклов описаны в Центральном и Северном Иране (нижнетохраджекская, нижнегумрудская подсвиты в Керманском районе, свита Калариз в районе Гешлага), в Северном Афганистане (месторождения Сары-Асия, Шабашек, рис. 13, 14).

Гораздо реже в рассматриваемых формациях выделяются циклы подводной части дельты (авандельты). Они отмечены в пределах крупных дельтовых комплексов на Кавказе и в Иране.

В основании разреза угленосной формации в районе Керманского месторождения (дахрудская свита) выделены типы циклов, лишенных угленосности, сложенных довольно однообразным комплексом чередующихся мелкозернистых песчаников с разнонаправленной мелкой косой слоистостью мульдообразного типа, алевролитов и аргиллитов однотонной зеленовато-серой окраски, лишенных органических остатков, с многочисленными сидеритовыми конкрециями. Циклы имеют завершенный характер чередования генетических типов отложений снизу вверх от песчаников фаций подводных дельтовых выносов с активной гидродинамикой до алевролитов и аргиллитов фаций мелководно-морских отложений застойных участков подводной дельты. Редко они с незначительным

размывом перекрываются песчаниками основания цикла, аналогичного описанному. Мощность циклов подводной дельты до 20 м, причем аргиллиты и алевролиты преобладают в цикле (рис. 15).

Циклы подводно-дельтового типа широко представлены в отложениях свиты Ири (верхний тоар), в нижне- и верхнекарахской подсвитах (нижний аален) по разрезам Дагестана. По сравнению с Ираном циклы здесь содержат более грубый материал в основании, вплоть до гравелитов, некоторую примесь растительной органики, более крупные и обильные сидеритовые конкреции и редкие остатки створок морской фауны, имеют как прерывистый, неполный, так и завершенный характер. Мощность циклов в Дагестане значительно выше (20—100 м), что определялось размерами дельт, в плане и по мощности, и глубинами морского бассейна [Фролов, 1965].

### МОРСКИЕ ТИПЫ ЦИКЛОВ

Среди циклов морского происхождения можно выделить, иногда несколько условно, прибрежно-морские и собственно морские, с менее типичными разновидностями в каждом типе.

**Прибрежно-морской тип.** Объединяет фактически все многообразие отложений заливов и лагун и литорали, тяготеющих к южной части региона, в зоне накопления отложений краевых и эпиконтинентальных морей. Циклы прибрежно-морского типа распространены в пределах Северного Афганистана, юга Средней Азии (юго-западные отроги и южные склоны Гиссара, Дарваз), где они приурочены к отложениям верхов средней и низов верхней юры (суффинская, игрысайская, шкельдаринская свита). В Иране и на Кавказе они распространены значительно шире, от верхов триаса до верхней юры. Наиболее подробно эти циклы рассмотрены именно в этих районах.

В детально изученном разрезе Керманского месторождения (Центральный Иран) элементарные циклы прибрежно-морского типа представлены широко в терригенно-карбонатных осадках верхнетриасовой дарбидхунской свиты [Полянский, 1976]. Типичный цикл этого типа сложен в основании песчаниками фаций слабо подвижного прибрежно-морского мелководья, по простиранию переходящими в песчанистые известняки фаций более удаленных от побережья участков моря, содержащие остатки разнообразных морских двустворок, одиночных кораллов, белемнитов и пр. Песчаники обычно содержат до 25% карбонатного материала, неслоистые или с неясно выраженной косой мелкой штриховатой слоистостью, мощностью до 5 м. Эти песчаники основания циклов представляют собой фации литорали, залегают обычно со слабым эрозионным контактом на подстилающих глинисто-алевритовых отложениях фаций заливов и лагун.

Выше в пределах циклов следует постепенное переслаивание песчаников и алевролитов, переходящих в аргиллиты. Алевролиты и аргиллиты преобладают, отличаются плохо выраженной горизонтально-волнистой и пологой штриховатой мелкой косой слоистостью, содержат карбонатный цемент и мелкие сидеритовые конкреции, реже — остатки тонкостенных морских пелеципод и гастропод [Полянский и др., 1975]. Эти отложения характеризуют фации участков открытой части морского бассейна со слабой гидродинамикой. В целом элементарные циклы прибрежно-морского типа носят трансгрессивный характер, хотя и не так четко выраженный, как в аллювиальных отложениях.

К прибрежно-морским циклам можно отнести элементарные циклы, сложенные карбонатными песчано-алеврито-глинистыми осадками прибрежно-морского мелководья, содержащими отложения приморских торфяников. Прибрежно-морской генезис отложений, слагающих цикл, подтверждается многочисленными остатками морской фауны в отложениях, перекрывающих или подстилающих угольные пласти. Эти слои с морской фауной представлены обычно известковыми песчаниками или песчаными известняками с плохо выраженной слоистостью, редкими мелкими остатками обугленного растительного дегрита (Иран, свиты Кадир, Алашт, см. рис. 14). Нередко остатки

фауны формируют слои ракушечников, состоящих из беспорядочно ориентированных обломков створок и целых створок пелеципод, сцепленных песчано-карбонатным материалом.

Пласти угля имеют малую и среднюю мощность (0,5—5 м), хорошую выдержанность по простиранию, простое строение, четкую и ровную кровлю без следов размыва,енную восстановленность угольного материала [Русанова и др., 1960]. Помимо пластов чистых углей, в разрезах циклов часто отмечаются слои углистых аргиллитов, сопоставимые с пластами угля мощностью, хорошей сортировкой и выдержанностью. Почвенные горизонты в основании угольных пластов очень редки, представлены маломощными (до 2 м) неслоистыми аргиллитами и слабо углистыми аргиллитами с редкими остатками корневых систем (Северный Иран, месторождение Тазаре, верхи свиты Алашт; Центральный Иран, свита Кадир, см. рис. 14).

Все изученные элементарные циклы в зависимости от смены в разрезе слагающих их отложений подразделяются на трансгрессивные (или прогрессивные) и регрессивные. В трансгрессивных циклах начинается с грубых или относительно грубых отложений от конгломератов до песчаников, которые обычно залегают с размывом на подстилающих, обычно более тонких по составу отложениях, тем самым подчеркивая резкое оживление динамики водной среды во время накопления базальных осадков. Выше в цикле они постепенно сменяются более тонкими осадками, что связано с ослаблением динамики потока и расширением бассейна седиментации. Например, в пределах речной долины русловые песчано-галечные осадки в результате миграции русла сменяются песчано-глинистые пойменно-озерными отложениями (см. рис. 5), которые в свою очередь могут завершаться углистыми осадками торфянников в случае создания оптимальных ландшафтных условий для торфонакопления (заболачивание пойм, зарастание и заболачивание озер).

При неустойчивом прерывистом характере осадконакопления, особенно в тектонически мобильных зонах или бассейнах предгорного или межгорного типа, подобный трансгрессивный цикл может резко с размывом перекрываться вновь грубыми отложениями основания следующего цикла, обуславливая тем самым образование цикла незавершенного неполного одноточенного типа, состоящего только из трансгрессивной ветви. В случае более устойчивых условий осадконакопления в тектонически более стабильных бассейнах обширных аллювиально-дельтовых приморских равнин при возвратно-поступательном движении водной среды трансгрессивное направление седиментации постепенно сменяется набором отложений обратной последовательности. В этом случае цикл имеет полный двучленный завершенный профиль, когда трансгрессивная ветвь сменяется регрессивной (см. рис. 5, 13, 14).

Гораздо реже, обычно в подводно-дельтовых и морских отложениях, отмечаются регрессивные типы циклов полного двучленного и неполного одноточенного типа (см. рис. 15). Такие циклы начинаются с тонких глинистых, алеврито-глинистых или карбонатных отложений открытого морского мелководья или лагун, которые выше сменяются все более грубыми осадками, обычно заканчиваясь песчаными, редко крупнозернистыми отложениями подвижной зоны прибрежно-морского мелководья. Границы элементарных циклов первого трансгрессивно-регрессивного типа устанавливаются в основании размыва и резкой смены тонкозернистых осадков — грубыми. В циклах завершенного типа нижняя граница проводится по наиболее грубым осадкам при их смене более тонкими, т. е. в момент максимального оживления динамики потока или тектонической активизации в областях сноса.

**Циклы собственно морского типа.** Распространены более широко по сравнению с предыдущими, особенно в отложениях триаса — юры Кавказа и Ирана. Эти типы циклов приурочены исключительно к трансгрессивным морским осадочным комплексам верхнего триаса, тоара — байоса и келловея — оксфорда в Иране, тоара и байоса в Дагестане (см. рис. 15). Типичным для этого типа циклов является чередование алевролитов, аргиллитов и известняков с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Эти отложения характеризуют фации участков морского бассейна, наиболее удаленных от

побережья, и фации открытого мелководного морского бассейна, наиболее близкого к береговой линии.

Известняки по мощности резко подчинены основному объему цикла, представленного алевролитами и аргиллитами хорошей сортировки с раковинами двустворок и аммоноидей [Seyed-Etami, 1971а]. Мощность этих отложений в цикле может достигать от десятков метров до 100 м. Особенно больших мощностей циклы достигают в трансгрессивных морских комплексах тоара и байоса Центральнокавказского морского бассейна. В Иране циклы имеют лишь ограниченное развитие в отложениях верхнетриасового и тоар-байосского трансгрессивных комплексов (см. рис. 15).

## ТИПИЗАЦИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ

Рассмотренные элементарные циклы представляют собой фактически единую первичную основу расчленения и корреляции элементов формаций, своеобразные «кирпичи», из которых в различном их сочетании построены все изученные разнотипные по строению и генезису угленосные и смежные с ними формации. Сочетания элементарных циклов в формациях составляют более крупные элементы их строения — мезоциклы и макроцикли [Тимофеев, 1970а; Полянский, 1976, 1985].

М е з о ц и к л ы состоят, как правило, из нескольких элементарных циклов родственного генезиса, но отличаются значительной фациальной изменчивостью по простиранию даже в пределах одного седиментационного бассейна или одной структурно-фациальной зоны.

М а к р о ц и к л ы, отождествляемые с подформациями, отражают уже крупные характерные этапы седиментации, выделяемые в пределах палеотектонически- и палеоландшафтно разнотипных блоках региона. Тем самым макроцикли позволяют проводить уверенную межрегиональную корреляцию этапов седиментации и восстановить процессы накопления формаций во времени и пространстве.

Как указывалось выше, на разнотипной в палеотектоническом отношении территории региона рассматриваемые отложения существенно различаются по мощностям, фациальному и вещественному составу и строению, что зависит от условий формирования осадков в конкретной фациальной зоне бассейна седиментации. Эта латеральная изменчивость позволила выделить по составу и генезису шесть формаций, распространение которых ограничено бассейнами осадконакопления в пределах крупных палеоструктурно-ландшафтных зон. Формации I, II характерны в основном для континентальных условий седиментации на платформах и их межгорных прогибах, III—V — для прибрежно-морского мелководья и приустьевых участков побережья, краевых прогибов плит молодых платформ, VI — для условий типично морской седиментации в краевых морях мобильных прогибов.

В результате предложенной вещественно-генетической классификации все шесть типов формаций можно объединить в последовательный формационный латеральный ряд, характеризующий палеотектонические и ландшафтные условия осадконакопления от наиболее приподнятых частей материков до наиболее погруженных участков морских бассейнов, в пределах мобильных прогибов.

Ниже дано описание формаций.

**I. Терригенная угленосная, аллювиально-озерная формация (Тянь-Шань).** Эта формация широко представлена во внутренних континентальных бассейнах эпиплатформы Тянь-Шаня, делится на четыре подформации.

Терригенная угленосная делювиально-пролювиальная подформация (верхний триас) развита спорадически, залегая с резким эрозионным контактом на различных по возрасту отложениях фундамента в структурах Центрального Таджикистана, горного обрамления Таджикской и Ферганской депрессий и Северного Тянь-Шаня — раватская, турекавакская и камышбашинская свиты [Алиев и др., 1981].

Эта подформация представлена в основании формации разнообразными брекчи-

ями делювиально-пролювиального генезиса, достигая мощности 120 м (Назар-Айлок), обычно составляя 20—30 м (Фан-Ягноб, Рамит) и выклиниваясь к поднятиям древнего рельефа (Гиссар, Карагин). Брекчии почти полностью состоят из обломков подстилающих пород палеозоя. Выше брекчии переходят в граувакковые или аркозовые песчаники, иногда заканчиваясь песчанистыми или углистыми глинами с линзовидными прослойками угля. В них содержатся отпечатки растений часто хорошей сохранности, углистый дегрит [Полянский, 1985]. В местах развития кор выветривания на границе палеозоя подформация значительно обогащена красноцветными глинистыми осадками, переотложенными при размыве этих кор. Подобного состава красноцветные отложения первой подформации мощностью 30—50 м отмечены на месторождении Фан-Ягноб.

Здесь необходимо рассмотреть тип первой подформации, представленной угленосными отложениями верхнего триаса—нижней юры, относимыми к фациям пролювия—аллювия (Гиссар, Прииссыккулье). Со слабым эрозионным контактом на корах выветривания залегают песчано-гравийные, часто брекчированные отложения мощностью 1—10 м, составляющие основание аллювиально-озерно-болотного элементарного цикла. Выше согласно следуют угленосные отложения фаций торфяников долинного типа, слагающие верхи цикла, представленные пластом угля сложного строения мощностью до 15 м (Суффа, Кавак и др., см. рис. 6).

Невыдержанность по простирианию и линзовидная форма угольной залежи определяется особенностями древнего рельефа и положением торфяников по отношению к областям поднятий. На примере южных склонов Гиссара видно, как наиболее устойчивые торфяники, представленные простым по строению пластом (Ташкутан, Шаргунь), развиты в боковых затишных частях речных долин, тогда как полное замещение торфяных отложений русловыми и пойменными происходит ближе к центральным частям долин (Лучоб) [Бебешев, 1976].

Терригенная слабо угленосная аллювиально-озерная подформация представлена во всех изученных разрезах Среднеазиатской эпиплатформы комплексом отложений аллювиально-озерно-болотных фаций, формировавшихся в пределах сравнительно узких предгорных и межгорных долин. В Зеравшано-Гиссарской горной области эта подформация в подошве сложена конгломератами и гравелитами неустойчивой мощности 10—100 м. Эти конгломераты залегают с резким эрозионным контактом или небольшим угловым несогласием либо на отложениях предыдущей подформации, либо на палеозойском основании поднятий древнего рельефа. Обломочный материал имеет среднюю и хорошую окатанность, что говорит о более дальнем переносе. В составе гальки при этом сохраняется главным образом зрелый кварц-кремневый материал, реже — метаморфические осадочные породы палеозоя. По данным В. С. Лучникова [1983], М. М. Алиева и др. [1981, 1983], чаще всего отложения геттанга, а иногда и синемюра, выпадают из разреза и данная подформация датируется снизу плинсбахом или даже тоаром—ааленом (Фан-Ягноб). На южных склонах Гиссара датировка ее не точнее ранней юры. Она коррелируется на всей территории эпиплатформы, несмотря на резкую изменчивость мощностей и фациального состава.

В Зеравшано-Гиссарской горной области мощность подформации 50—300 м, на южных склонах Гиссара — 0÷150—200 м.

По периферии Ферганской депрессии подформация отчетливо выделяется в большинстве разрезов (Сулукта, Шураб, Маркай, Ташкумыр и др.) и представлена полным набором терригенных отложений от конгломератов до глин, в составе аллювиально-озерно-болотных циклов, в основании содержит пачку конгломератов и песчаников фаций руслового и пойменного аллювия, которые вверх по разрезу сменяются глинисто-углистыми отложениями фаций озер и болот. В составе ее выделено до трех циклов аллювиально-озерно-болотного типа с постепенным уменьшением угленосности вверх по разрезу от первого к третьему циклу, от мощных пластов угля к пластам нерабочей мощности.

Разрезы угольных месторождений Шураб и Сулукта, как и Фан-Ягноб в Центральном

Таджикистане, являются классическими по контрастности фациального состава выделяющихся циклов. Каждый из них (мощность 20—30÷70—80 м) начинается крупногалечным русловым конгломератом и, постепенно замещаясь пойменными песчаниками, заканчивается тонкими озерными глинистыми осадками или угленосными отложениями фаций торфяников (в циклах полного профиля). Местами, например, на месторождении Шураб (Шураб-II), угленосные отложения данной подформации нацело замещаются русловыми конгломератами, которыми сложено до 70% ее разреза (согульская свита). Из-за неустойчивых фациальных условий осадконакопления мощность меняется от 50 до 100 м.

Терригенная угленосная аллювиально-озерная подформация (аален—байос), аналогичная по генезису предыдущей, составляет основной объем угленосных отложений континентального генезиса. Она выполнена сложно построенным комплексом аллювиальных (русловых и пойменных), озерных и болотных отложений от конгломератов до углей. Наиболее полные и угленасыщенные разрезы подформации представлены в Зеравшано-Гиссарской горной области и на южных склонах Гиссара (Шаргунъ, Фан-Ягноб, Назар-Айлок и др.). Они отличаются отчетливым циклическим строением и сложены вышеописанными элементарными циклами и мезоциклами типичного аллювиально-озерно-болотного типа (рис. 16, 17).

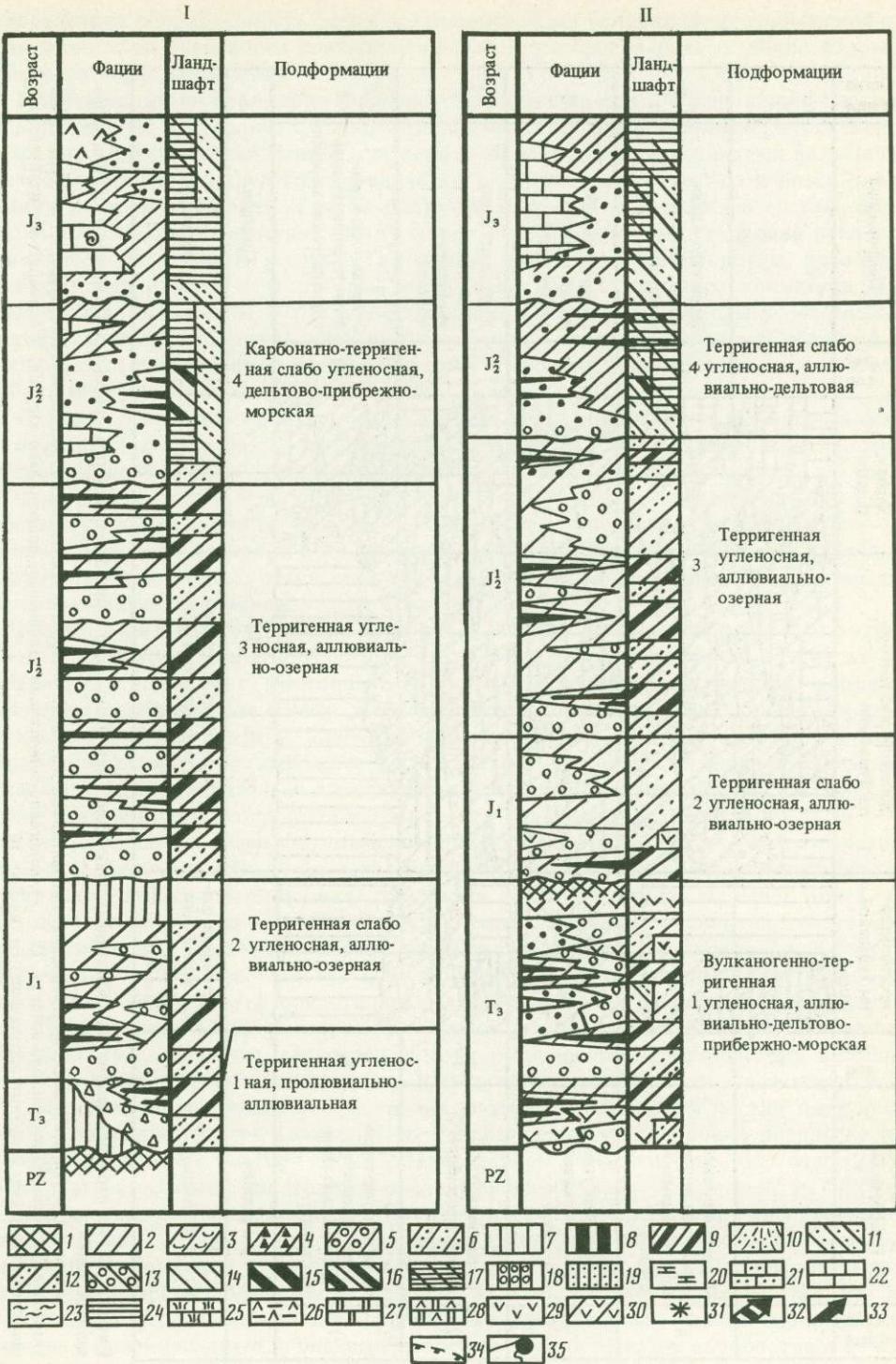
Подформация начинается базальными русловыми конгломератами и гравелитами, мощность и состав которых сильно меняются по простианию и по разрезам. Так, ближе к краевым приподнятым частям Палеозеравшанской межгорной долины резко увеличивается количество грубообломочного материала. К востоку, к верховьям долины, возрастает количество пролювиально-делювиальных осадков (Назар-Айлок), а к западу, в сторону расширения долины, увеличивается мощность русловых конгломератов и, соответственно, уменьшается угленосность (Тавасанг, Кштут-Заурэн) по сравнению с месторождением Фан-Ягноб, которое, вероятно, формировалось в боковых частях среднего течения Палеозеравшана.

В целом вверх по разрезу подформации можно наметить от цикла к циклу общее снижение русловых отложений и увеличение доли озерных и болотных угленосных. Эта

Рис. 16. Типы формаций континентального генезиса

Градации: I — терригенная угленосная, аллювиально-озерная (межгорные прогибы Тянь-Шаня), II — вулканогенно-терригенная, угленосная, аллювиально-дельтовая (прогибы Северного Афганистана и Дарвазо-Алая)

I — возвышенные расчлененные области денудации; 2 — низменные выровненные области денудации; 3 — то же с корами выветривания; 4 — предгорные шлейфы грубообломочных делювиально-пролювиальных отложений; 5 — предгорные и межгорные аллювиальные долины с накоплением гравийно-галечных осадков; 6 — низменные аллювиальные долины с накоплением алевро-песчаных осадков; 7 — озера аллювиальных долин с накоплением песчано-глинистых осадков; 8 — зоны развития долинного торфонакопления; 9 — заболачиваемые участки аллювиальных долин; 10 — устья равнинных рек с выносом алевро-песчаных осадков (приустьевой аллювий); 11 — приморские аллювиально-дельтовые равнины с терригенной седиментацией; 12 — приморские равнины, периодически заливаемые морем, с карбонатно-терригенной седиментацией; 13 — зоны подвижного прибрежно-морского мелководья с накоплением песчано-галечных осадков; 14 — зоны тиховодного заливно-лагунного мелководья с накоплением алевро-глинистых осадков; 15 — зоны развития дельтового и заливно-лагунного торфонакопления; 16 — заболачиваемые участки устьев рек, заливов и лагун; 17 — зоны прибрежно-морского слабо подвижного мелководья с накоплением алевро-глинистых осадков; 18 — открытые подвижное морское мелководье с накоплением гравийно-галечных осадков; 19 — то же с накоплением песчаных осадков; 20 — мелководные эпиконтинентальные моря с накоплением карбонатно-терригенных осадков; 21 — то же с накоплением песчано-карбонатных осадков; 22 — зоны открытых морей с карбонатонакоплением; 23 — относительно глубоководные участки моря с алеврито-глинистой седиментацией; 24 — то же с тонкой глинистой седиментацией; 25 — зоны открытых морей с рифогенным карбонатонакоплением; 26 — зоны слабо подвижного морского мелководья с сульфатонакоплением; 27 — то же с карбонатно-магнезиальным осадконакоплением; 28 — то же с карбонатно-сульфатно-магнезиальным осадконакоплением; 29 — зоны накопления вулканогенных осадков; 30 — зоны подводно-морского вулканизма; 31 — очаги вулканической деятельности; 32 — основные направления морских трансгрессий; 33 — основные направления сноса терригенного материала; 34 — низменная островная суши, временами покрываемая осадками; 35 — места составления разрезов



Макро-цикл	Подформация	Воз-раст	Прогибы вос-точной окраины Туранской плиты	Эпиплатформенный ороген Тянь-Шаня	Прогибы Дарваза—Памира	Воз-раст	Подформация	Макро-цикл
		$J_3$			$J_3$			
4	Терригенная слабо угленосная, дельтово-аллювиально-озерная	$J_2^2$			$J_2^2$	Терригенно-карбонатная, мелководно-морская		4
3	Терригенная угленосная, аллювиально-озерная	$J_2^1$			$J_2^1$	Терригенно-карбонатная, мелководно-морская		3
2	Терригенная угленосная, аллювиально-озерная	$J_1$			$J_1$	Карбонатно-терригенная, дельтово-прибрежно-морская		2
1	Вулканогенно-терригенная угленосная, проплювиально-аллювиальная	$T_3$			$T_3$	Вулканогенно-карбонатно-терригенная, дельтово-прибрежно-морская		1
Градация			I	II	III	IV	V	Градация
Формация			Терригенная слабо угленосная, аллювиально-озерная	Терригенная угленосная, аллювиально-дельтово-озерная				Формация

Рис. 17. Схема строения формаций межгорных прогибов Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена и Памирской субплатформенной зоны

Градации: I — терригенная слабо угленосная, аллювиально-озерная; II — терригенная угленосная, аллювиально-озерная, III — терригенная угленосная, аллювиально-дельтово-озерная, IV — вулканогенно-терригенная угленосная, аллювиально-озерная, V — терригенно-карбонатная, мелководно-морская. Условные обозначения см. на рис. 16

определенная направленность смены осадков отражает ослабление тектонической и гидродинамической активности осадконакопления, расширения речных долин и усиления процессов торфонакопления.

Подформация по периферии Ферганской депрессии, как и в Зеравшано-Гиссарской горной области, составляет сложный циклично построенный комплекс, втрое меньший по мощности, чем на Фан-Янобе, сложена 5—8 элементарными циклами аллювиально-озерно-болотного генезиса со спорадически развитой угленосностью и резко различающимися своим строением. Так, по разрезам Шураб-II и Сулукта в составе подформации преобладают преимущественно грубообломочные отложения фаций русового и пойменного аллювия. В разрезе Ташкумыра (Балабансай), напротив, преобладают глинисто-алевритовые и угленосные отложения озерно-болотного комплекса фаций. Вдоль северной окраины Ферганской депрессии современные выходы угленосных формаций (Ташкумыр, Маркай), видимо, в средней юре отстояли дальше от областей денудации, чем сейчас. Разрезы Южной Ферганы (Шураб, Сулукта) располагались вблизи южных источников сноса [Копаев, 1964; Станкевич, 1956].

В целом для всей подформации характерны частые фациальные замещения осадков по простианию и по разрезам, эрозионные контакты в основании циклов, быстро выклинивающиеся пласти угля, линзовидный характер русловых отложений и т. д., т. е. весь комплекс признаков аллювиально-озерно-болотных континентальных фаций. Мощность подформации от 400—550 м в Заравшано-Гиссарской области до 25—250 м на южном склоне Гиссара. К востоку, на Каратегине (Даштибед, Файзабад, Сумбулак) подформация полностью отсутствует в результате выклинивания снизу к древним конседиментационным поднятиям.

Карбонатно-терригенная дельтово-аллювиально-озерная подформация (бат) выделяется в верхней части формации (верхи игрысайской, гурудской свит, кухималекская свита) по целому ряду литолого-фациальных признаков: первому появлению в среднеюрских отложениях алеврито-глинистых и песчано-гравийных осадков наземных пролювиальных и дельтовых фаций; началу аридизации климата, что выражается в появлении красноцветных окрасок, исчезновении угленосности, обеднении, смене состава или исчезновении растительных остатков; появлении сингенетического карбонатного цемента и карбонатных конкреций.

По сравнению с нижележащими эта подформация отличается, помимо указанных признаков, более однообразным литологическим и фациальным составом песчано-глинистых отложений, слагающих циклы верховьев наземной дельты, меньшей долей грубообломочного материала (но худшей окатанности), а главное — сильной изменчивостью мощности вплоть до почти полного сокращения в результате предмеловой денудации (Зеравшано-Гиссарская область). В этой области подформация на месторождении Фан-Яноб (сай Джизикрут) представлена в основании комплексом гравийно-песчаных отложений фаций наземных частей приморской дельты, в верхней части переходящих в пестроцветные алевролиты лагунного типа, формировавшиеся, по-видимому, в затишных участках дельт (суффинская свита) [Лучников, 1982]. Мощность подформации 70 м.

Соизмеримую мощность (60 м) и аналогичный фациальный состав подформация имеет и западнее (разрез Тавасанг), что свидетельствует о широком распространении приморских фаций в батское время в Центральном Таджикистане. Восточнее (Назар-Айлок) эти отложения уничтожены последующей эрозией.

В Центральном Гиссаре (Пашми-Куна) подформация имеет преимущественно песчано-гравийный состав фаций аллювиально-дельтового типа с базальными русловыми конгломератами в основании, частыми эрозионными контактами. Сходные по составу разрезы подформации описаны на южном склоне Гиссара, где они представлены безугольными песчано-гравийными отложениями фаций пролювиальных выносов и наземных дельт, с редкими растительными остатками, карбонатным цементом (Ташкутан, Лучоб, Саймири). Местами здесь подформация сложена снизу песчаными осадками дельтовых выносов, а сверху — алеврито-глинистыми осадками фаций заливно-лагунного мелководья, формировавшихся перед началом позднеюрской морской

трансгрессии. Пестроцветные окраски отложений очень неустойчивы по разрезу и на площади и зависят не только от начавшейся аридизации климата в конце бата, но и от степени первичной окисленности осадка. Мощность подформации на Гиссаре 40—200 м.

В местах сокращенных разрезов (Ширкент, Тахт, Дашиб-Бед, Файзабад) на отложениях палеозоя залегают реликты данной подформации, представленные пестроцветными глинистыми брекчевидными песчаниками и гравелитами пролювиальных фаций мощностью 15—20 м.

В пределах горного обрамления Ферганской котловины подформация имеет также двучленное строение, начинаясь базальными конгломератами или песчаниками фаций аллювиально-пролювиальных и наземно-дельтовых шлейфов, которые выше сменяются пестроцветными глинисто-алевритовыми отложениями фаций озер и заливов с редкими прослойями песчаников и гравелитов (Шураб, Ташкумыр, Маркай, Сулюкта). В некоторых разрезах (Сулюкта, Шураб) в верхней части подформации встречаются прослои светло-серых и даже ярко-розовых глин, содержащих обильные остатки растений хорошей сохранности (хвоши, хвойные, папоротники, цикадофиты и гинкговые). Вероятно, несмотря на начавшуюся аридизацию климата, в бате преобладали гумидные условия, способствующие произрастанию растений, их захоронению и длительной консервации. Мощность подформации в Фергане обычно 50—80 м, редко до 180 м (основной объем игрыской свиты в разрезе Шураб).

**II. Вулканогенно-терригенная угленосная аллювиально-дельтовая формация.** Эта формация, в основном континентального генезиса, является в значительной степени сходной генетически и территориально с предыдущей, но имеет более ограниченное распространение — только в краевых частях палеоконтинента вдоль активной зоны сочленения платформенных частей Евразии с приморскими прогибами южных окраин региона (Дарваз—Заалай, Северный Афганистан). Основная определяющая черта формации — присутствие вулканогенных отложений среднего—основного состава, синхронных процессам осадко- и торфонакопления от позднего триаса до ранней юры, которые в комплексе сформировали принципиально отличную от остальных в регионе формацию. Формация делится на четыре подформации (см. рис. 16), с каждой из которых связан крупный этап развития осадочных бассейнов и эволюции синхронного вулканизма.

Вулканогенно-терригенная угленосная аллювиально-прибрежно-морская подформация (верхний триас) развита спорадически в пределах зоны распространения вулканогенно-угленосных отложений триаса—юры, ограниченной с юго-востока и юга Дарваз-Каракульским и Северо-Гиндукушским разломами. Наиболее полный и хорошо изученный разрез подформации описан в северной части Дарвазского хребта, на угольном месторождении Мианаду [Полянский и др., 1971] (см. рис. 16).

С несогласием на морских отложениях верхней перми—нижнего триаса залегает осадочно-вулканогенная угленосная подформация мощностью около 2000 м, насыщенная вулканогенными отложениями (андезитовые порфиры, диабазы, диабазовые порфиры, базальты, базальтовые порфиры и их туфы). Основной объем подформации представлен пролювиальными вулканогенно-осадочными отложениями в виде туфопесчаников, туфогравелитов, туфобрекчий, входящих в состав элементарных циклов пролювиально-озерно-болотного типа с трансгрессивной направленностью процессов седиментации. В основании таких циклов залегают обычно туфобрекчии, конглобрекчии мощностью 5—10 м, сложенные из обломков подстилающих вулканогенных пород, сцементированных туфопесчаным материалом, в разной степени обогащенным углистым детритом. Выше в цикле присутствуют плохо сортированные песчано-алевритовые туфогенные породы с углистым детритом, обугленными остатками растений, часто в виде отпечатков хорошей сохранности. В верхних частях циклов залегают пласти угля мощностью до 1 м и прослои углистых аргиллитов и алевролитов. В составе подформации выделяется 10 элементарных циклов мощностью 18—40 м.

Угленосность приурочена к нижней части подформации и представлена в основании одним пластом простого строения мощностью 23 м, невыдержанного по простиранию,

который на расстоянии первых километров замещается туфогенными песчаниками. Выше по разрезу присутствуют четыре угольные пласти мощностью до 7 м с почвенными образованиями, пронизанными корешками.

Данные определения остатков растений, в том числе и из перекрывающих отложений, несмотря на свою противоречивость [Полянский и др., 1971; Лучников, 1973], все же позволяют отнести отложения данной подформации к верхнему триасу, а перекрывающие угленосные невулканогенные образования — к нижней юре. Последнее в этом районе мощное излияние лав (горизонт андезитовых и базальтовых лав в кровле подформации) закончило этап верхнетриасового осадкообразования, после чего наступил перерыв седиментации, выразившийся в формировании мощной коры выветривания (18 м) непосредственно в кровле порfirитов (см. рис. 17).

Подформация в целом характеризуется неустойчивыми условиями осадконакопления в узкой предгорной долине в зоне вулканической деятельности. Рыхлые нелитифицированные вулканические осадки, часто не успев скементироваться, перерабатывались на месте пролювиальными потоками и в виде туфопесчаников отлагались в озерных водоемах, обогащаясь растительными остатками. В боковых затаенных участках пролювиальных предгорных долин формировались изолированные по площади мощные торфяники.

Аномально высокая по сравнению с другими районами Дарваза угленосность подформации свидетельствует о комплексе специфических условий для торфонакопления: гумидный климат, пышное развитие растительности, чему благоприятствовал повышенный приток углекислоты из вулканических очагов; высокоплодородный почвенный субстрат, обогащенный вулканогенным материалом, богатым микроэлементами; благоприятные ландшафтные условия предгорных долин и небольших котловин, вероятно, местами провального характера. В этих котловинах могла скапливаться и захороняться растительная органика, практически моментально перекрываемая очередной порцией вулканитов [Полянский и др., 1971].

Южнее Мианаду, в Яхсуйском и Обиниусском блоках Дарваза, находки верхнетриасовой флоры [Давыдов, 1976] в грубобломочных вулканогенно-осадочных отложениях, ранее относимых к верхней перми (чапсайская свита), позволяют рассматривать более широкое площадное распространение вулканогенно-осадочных отложений подформации практически на всей территории Дарваза—Заалая и Северного Афганистана, не исключая и закрытые территории Афгано-Таджикской депрессии. Вероятно, узкая активная зона позднетриасового вулканизма на предполагаемом стыке северных блоков Гондваны с южной окраиной Евразии [Белов, 1976; Книппер, 1975] распространялась с северо-востока на запад-юго-запад в виде вулканического пояса, ограниченного Дарваз-Каракульским и Северо-Гиндукушским разломами.

Подформация отчетливо выделяется в основании формации в Северном Афганистане, особенно в его восточной части (угольные месторождения Чаль-Замбурак, Каркар, Дудкаш, Ишпушта, Доаб и др.). Она представлена в районе Чаль-Замбурака практически единой толщей вулканогенных отложений среднего—основного состава (андезито-базальтовые и риолитовые лавы и туфы, трахиты, лавобрекции и туфоловы) со слабыми проявлениями угленосности в верхней части, связанной с развитием аллювиально-озерно-болотных фаций (рис. 18).

На большей части территории подформация ложится с резким угловым несогласием на отложения палеозоя—нижнего триаса со спорадическим развитием в кровле кор выветривания, начинаясь базальными аллювиально-пролювиальными грубобломочными отложениями. Увеличение грубобломочных пород возрастает в сторону Северо-Афганского выступа, где, например, у сел. Руи первая подформация представлена одними песчаниками и конгломератами мощностью 500 м [Андрюсов и др., 1977].

По сравнению с данной подформацией на Дарвазе (Мианаду) в Северном Афганистане большое значение приобретают песчано-конгломератовые отложения аллювиальных фаций. Здесь бассейны осадконакопления имели характер более разработанных аллювиальных межгорных долин.

Континентальные отложения пролювиальных и аллювиальных фаций Северного

Макро-цикл	Подформация	Воз-раст	Северо-западные тафрогенные прогибы	Северо-восточные тафрогенные прогибы	Воз-раст	Подформация	Макро-цикл
		$J_3$				$J_3$	
4	Терригенная угленосная, аллювиально-дельтово-озерная	$J_2^2$				$J_2^2$	4
3	Терригенная угленосная, аллювиально-озерная	$J_2^1$				$J_2^1$	3
2	Терригенная угленосная, аллювиально-озерная	$J_1$				$J_1$	2
1	Терригенная угленосная, лагунно-прибрежно-морская	$T_3$				$T_3$	1
Градация			Терригенная угленосная, аллювиально-озерно-прибрежно-морская	Вулканогенно-терригенная угленосная, аллювиально-озерно-прибрежно-морская		Градация	
Формация			Вулканогенно-терригенная угленосная, прибрежно-морско-аллювиально-озерная			Формация	

Рис. 18. Схема строение формаций Северо-Афганских тафрогенных прогибов  
Условные обозначения см. на рис. 16

Афганистана к югу и западу постепенно сменяются более тонкотерригенными прибрежно-морскими за счет трансгрессирующих с юго-востока краевых морей Мезотетиса. Литолого-фацальный состав подформации с северо-востока (Чаль-Замбурак) от слабо угленосной вулканогенной постепенно меняется к юго-западу на вулканогенную прибрежно-морскую слабо угленосную, где доля вулканогенных отложений снижается от 10—20% почти до нуля (Доаби-Мехзарин, Шабашек Сары-Асия).

В целом мощность подформации составляет на Дарвазе 1500—3000 м, а в Северном Афганистане 500—2400 м.

Терригенная слабо угленосная аллювиально-озерная подформация (нижняя юра) в большинстве разрезов залегает на триасовых корах выветривания и представляет собой законченный седиментационный макроцикл, состоящий из набора аллювиально-озерно-болотных элементарных циклов как на Дарвазе, так и в Северном Афганистане. Для подформации характерно резкое снижение проявлений вулканизма в Северном Афганистане и полное прекращение его деятельности на Дарвазе.

На месторождении Мианаду данная подформация (грингская свита) содержит основную промышленную угленосность, представленную одним пластом угля сложного строения мощностью до 8 м, залегающим с небольшим базальным горизонтом на коре выветривания. Выше по разрезу подформации угленосность резко снижается и представлена двумя пластами угля и углистого аргиллита мощностью до 1—5 м, приуроченными к верхней части аллювиально-озерно-болотных циклов, мощностью 10—20 м. В их основании залегают слои гравийных или крупнозернистых песчаников мощностью 2—5 м. Общая мощность 110 м.

Южнее, на территории Дарваза (Яхсуйский и Обиниоуский блоки), подформация представлена угленосными, циклично построеными, отложениями аллювиально-озерно-болотных фаций, которые не отличаются ни по литолого-фациальному составу, ни по строению от нижнеюрской подформации разреза Мианаду. В разрезе Иокунж подформация выпадает из разреза, вероятно, в результате конседиментационных поднятий Иокунжского блока [Лучников, Полянский, 1974]. Нижнеюрские угленосные отложения Дарваза имеют лишь немногие черты сходства, но значительные различия с изохронными отложениями терригенной аллювиально-озерной угленосной подформации Тянь-Шаня. Общими чертами являются: залегание нижнеюрских отложений на триасовых корах выветривания, концентрация угленосности в основании второй подформации, циклическое строение разрезов, представленное аллювиально-озерно-болотными элементарными циклами. Различиями являются: более грубообломочный состав нижнеюрских отложений на Тянь-Шане, чем на Дарвазе; преобладающий кварцево-аркозовый состав отложений на Тянь-Шане по сравнению с полимиктовым и граувакковым составом на Дарвазе, что обусловлено различными источниками сноса в ранней юре; более равнинный характер раннеюрских аллювиально-дельтовых седиментационных бассейнов на Дарвазе по сравнению с более узкими изолированными межгорными и предгорными бассейнами Тянь-Шаня (см. рис. 16, 17).

При прослеживании данной подформации в Северном Афганистане отмечается такое же циклическое строение и аллювиально-озерно-болотный фацальный состав. Исключением является район Чаль-Замбурака в Северо-Восточном Афганистане, где в подформации присутствуют мощные вулканогенные отложения в составе регбулакской свиты [Андрюсов и др., 1977]. В западном направлении вулканизм затухает и нижнеюрские отложения, начиная от Каркара—Дудкаша и до района Ишпушты, сложены амагматическими континентальными аллювиально-озерно-болотными фациями (см. рис. 18). Угленосность подформации представлена угольными пластами линзовидного строения мощностью 0,5—2 м, преобладают тонкие пласти. Отчетливо заметно снижение доли русловых за счет повышения содержания озерно-болотных фаций, количество угольных пластов на месторождении Шабашек достигает 27, тогда как в Северо-Восточном Афганистане число пластов всего 2—5 [Андрюсов и др., 1977].

Терригенная угленосная аллювиально-озерная подформация

мация (аален—байос) залегает в целом согласно с предшествующей, отделяясь внутриинформационным размывом, и значительно отличается по фациальному и вещественному составу. Она полностью лишена вулканогенных отложений, которые на этом этапе отлагались только в зоне интенсивного морского вулканизма Закавказья. Продукты переотложения вулканитов известны в данной подформации Северного Афганистана, но они не обособляются в виде самостоятельных вулканических тел, а лишь входят в состав грубообломочного материала фаций аллювия.

На Дарвазе подформация практически неугленосна, будучи сложенной элементарными циклами дельтово-аллювиально-озерного состава. Она, тем не менее, отнесена к угленосной, так как в соседнем Афганистане представлена угленосными аллювиально-озерно-болотными фациями. Отсутствие угленосных отложений на Дарвазе объясняется неблагоприятными для торфонакопления фациальными условиями. Вероятно, интенсивный снос обломочного материала с ближайших с востока палеоподнятий Дарваза обеспечивал перекомпенсацию седиментационных прогибов и тем самым подавлял процессы заболачивания и торфонакопления. Менее благоприятные, чем в позднем триасе—ранней юре, климатические условия, видимо, также не способствовали торфонакоплению. Мощность подформации на Дарвазе 160—260 м.

В Северном Афганистане подформация объединяет угленосные отложения шабашекской и, местами, регбулакской свит. Практически все основные угленосные отложения относятся к этой подформации, особенно районов Шабашека, Сары-Ассия и Каркара-Душкаша, где угленосность встречена и в составе следующей подформации. Слабо разработанная до настоящего времени возрастная датировка и корреляция юрских континентальных угленосных отложений в Северном Афганистане не дает возможности проведения четких ярусных границ, поэтому здесь особенно важным представляется выделение седиментационных макроциклов (подформаций) и их корреляции между различными по мощности, строению и фациальному составу разрезами.

Отложения средней юры, охватывающие основной объем угленосных отложений, почти повсеместно фиксируются снизу эрозионным контактом. Стратиграфически они отождествляются в основном с шабашекской свитой, однако в тех районах, где граница с подстилающей регбулакской свитой проведена только по смене литологического состава и данным определения растительных остатков, нижний рубеж среднеюрского макроцикла уточнен нами по литолого-фациальным особенностям и проведен в основании крупного размыва и начала нового трангрессивного этапа седиментации.

Непосредственно базальными слоями подформации служат песчаники различной крупности зерна или конгломераты фаций руслового аллювия, залегающие с резким эрозионным контактом (Ишпушта, Нахрин). В районе Каркара—Дудкаша за базальные слои нами приняты грубообломочные отложения во второй половине регбулакской свиты, которые и начинают макроцикл (данную подформацию).

Подформация в Северном Афганистане имеет двух- и трехчленное строение. Мощность нижних безугольных отложений в основании непостоянна. Так, по разрезам Лела, Нахрин, Чал, Замбурак она составляет 300—700 м, т. е. более половины шабашекской свиты. Представлена комплексом песчано-алевритовых осадков аллювиально-озерно-болотных фаций, которые формировались в условиях достаточно разработанных к этому времени и интенсивно заполнившихся осадками аллювиальных предгорных долин. В местах значительных конседиментационных прогибов, где мощность всей формации увеличена, соответственно велика и мощность терригенных безугольных осадков. В разрезе Замбурак и Лела она достигает 700 м, а на конседиментационных поднятиях в районах, например, Каркара—Дудкаша — всего несколько метров.

Терригенная слабо угленосная, аллювиально-дельтовая подформация (бат) венчает разрез угленосных формаций в пределах Дарваза—Северного Афганистана в составе верхов дейкалической и башекской свит. Представлена разнообразным комплексом аллювиально-дельтовых и озерно-лагунных отложений, содержащих фации торфяников на каменноугольных месторождениях Северного Афганистана.

Рассматриваемая подформация на Дарвазе сложена хорошо сортированными пестроцветными песчаниками и алевролитами с редкими прослойями крупнозернистых гравийных песчаников в основании элементарных циклов дельтового типа. Песчаники отличаются разнонаправленной косой, часто мульдообразной, слоистостью, карбонатным цементом. Основная часть циклов выполнена также хорошо сортированными глинистыми песчаниками и алевролитами с мелкой косой слоистостью, гиероглифами, знаками асимметричной ряби волнений, ячеистой рябью и трещинами усыхания (см. рис. 16). В отличие от осадков аллювиальных фаций они повсеместно обогащены сингенетичным кальцитом, слюдистым материалом в виде чешуек светлой слюды. Песчаники, как правило, окрашены в светло-серые или зеленовато-серые тона, алевролиты и аргиллиты обычно красноцветные — всех оттенков бурого, коричневого и розового тонов. Такой характер окраски и литологического состава отложений данной подформации проявляется практически по всем разрезам Средней Азии и Северного Афганистана. Так, по сравнению с более северными районами Средней Азии, где отложения бата имеют континентальный генезис, по периферии Афгано-Таджикской депрессии распространены более мористые отложения дельтово-приморских фаций, указывающие на близость трансгрессирующего с юго-запада моря.

Подформация отличается весьма изменчивыми мощностью (150—250 м) и литолого-фациальным составом. В более южных районах Дарваза (Обиниусский блок) и по разрезу Иокунж подформация представлена алевро-песчаными осадками фаций низовьев дельты с широким развитием межрусловых застойных участков приморских озер и заливов (разрезы Гринг, Шкельдара, Иокунж). Северо-восточнее, с приближением к области денудации Палеодарвазского поднятия, осадки резко становятся более грубыми с преобладанием крупнозернистых карбонатно-глинистых песчаников и гравелитов фаций центральных частей верховьев дельты. Часто в основании циклов наблюдаются горизонты конгломератов мощностью до 15 м (Оби-Равну, Мианаду).

В Северном Афганистане подформация проявляет значительные черты внешнего сходства<sup>1</sup> с предыдущей благодаря унаследованной существенной роли аллювиально-озерно-болотных фаций. Так, угленосность угольных месторождений Северного Афганистана «поднимается» в самую кровлю среднеюрских отложений. Эта угленосность ранее ошибочно относила к верхней юре на основании аналогии флоры из башекской свиты с верхнеюрской (?) флорой месторождения Шураб [Андрюсов и др., 1977].

Согласно существующим описаниям разрезов угленосной формации Северного Афганистана [Геология..., 1980; Браташ и др., 1970; Андрюсов и др., 1977], верхи среднеюрских отложений, как и нижележащая подформация, представлены комплексом аллювиально-дельтовых озерно-болотных фаций, перекрываемых прибрежно-морскими и морскими отложениями верхней юры.

Подформация наиболее отчетливо выделяется в Северо-Восточном Афганистане (Даханитор, Доаб, Ишпушта, Дудкаш, Намакаб и др.), где достигает мощности 1000 м. Начинается она базальными, в основном крупногалечными, конгломератами мощностью 20—40—100—200 м, лежащими несогласно на второй терригенной слабо угленосной аллювиально-озерной нижнеюрской подформации по разрезу Дудкаш или на среднеюрской предыдущей подформации. Выше конгломератов подформация сложена флюроносными песчано-алеврит-глинистыми угленосными отложениями с тонкими прослойками известняков, характеризующих в целом комплекс аллювиально-дельтово-прибрежно-морских фаций. В районе месторождения Ишпушта угленосность представлена пластами рабочей мощности.

Верхняя часть подформации имеет в основном грубообломочный состав в виде разногалечных конгломератов с редкими прослойями песчаников и пестроцветных глин, относящихся к фациям песчано-галечных пляжевых и дельтовых осадков в зоне изрезанного побережья.

Эти отложения аналогичны по стратиграфическому положению и литолого-фа-

циальном составу батским гравелитам и песчаникам разрезов южного склона Гиссара (гурудская свита) [Браташ и др., 1970].

Верхняя граница подформации в Северном Афганистане практически совпадает с началом мощной позднеюрской трансгрессии (Гиссар). Если вдоль северного борта Афгано-Таджикской депрессии (Гиссар) она отчетливо фиксируется появлением в разрезах морских известняковых отложений келловея—оксфорда, то в Северном Афганистане аналогичная картина отмечается только в северо-восточной группе разрезов (Каркар, Дудкаш, Нахрин, Чаль, Замбурак). Юго-западнее, в разрезах Ишпушта, Сарыассия, Шабашек, Дахантор, Лела, из-за предмелового несогласия отложения верхней юры либо полностью уничтожены, либо сохранено лишь основание этих отложений.

На Дарвазе отложения подформации (шкельдаринская свита) с небольшим размытом перекрываются красноцветными тонкотерригенными, более грубыми в основании, загипсованными и карбонатными осадками зарбузской и сарынамакской свит, которые характеризуются снизу фациями лагунно-дельтовых, а сверху — заливно-лагунных и прибрежно-морских условий седиментации, что является проявлением максимальной верхнеюрской трансгрессии. Контакт верхнеюрских и среднеюрских отложений фиксируется, например, по разрезам Мианаду, Оби-Равну и Иокунж горизонтами мелкогалечных конгломератов или песчаников с галькой, лежащих с эрозионным контактом. Южнее, на территории Юго-Западного Дарваза, этот контакт менее отчетливый, отмечен лишь горизонтом песчаников с примесью гравийного материала.

В отложениях данной подформации В. С. Лучникову [Лучников, 1973] удалось собрать редкие остатки растений батского возраста. Кроющие красноцветы лишены таковых и относятся к верхней юре условно с учетом красноцветной окраски, наличия рассеянного, а местами концентрированного, карбонатного, сульфатного и доломитового материала.

**III. Карбонатно-терригенная слабо угленосная, дельтово-прибрежно-морская формация.** Формация делится на четыре подформации, соответствующие позднему триасу, ранней юре, началу и концу средней юры.

Карбонатно-терригенная слабо угленосная дельтово-прибрежно-морская подформация входит условно в состав рассматриваемой формации, так как по условиям образования и литолого-фациальному составу она характеризует в районе заключительную стадию накопления палеозойско-триасовой осадочной формации преимущественно морского генезиса.

Отложения триаса пользуются на Северном Кавказе очень ограниченным распространением и описаны мной в бассейне р. Малая Лаба. Они залегают здесь трансгрессивно на палеозойском платформенном основании, сложенном известняками карбона, начинаясь отложениями нижнего—среднего триаса [Стратиграфия СССР, 1973]. Они разделяются на две части: нижнюю — терригенную, местами грубообломочную нижне-среднетриасовую мощностью 500 м и верхнюю — тонкотерригенную карбонатную верхнетриасовую, той же мощности. Отложения триаса носят отчетливый циклический характер наслойения с трансгрессивной последовательностью. Элементарные циклы аллювиально-приуставьего типа представлены в основании гравелитами или конгломератами мощностью от первых метров до 10—15 м. Выше они постепенно сменяются подводно-дельтовыми песчаниками с отчетливо выраженной косой слоистостью дельтового типа.

Вышележащие терригенно-карбонатные отложения представлены циклическим чередованием песчаных алевролитов или песчаных известняков мощностью 10—15 м, залегающих в основании циклов морского типа, которые выше сменяются хорошо сортированными алеврито-глинистыми породами и известняками с морской фауной среднего—верхнего триаса. Мощность циклов до 100 м. Отложения в основании циклов характеризуют подвижную зону прибрежно-морского осадконакопления, а выше — более глубоководные участки открытого морского бассейна.

Терригенная угленосная аллювиально-дельтовая при-

брежно-морская подформация (синемюр—плинсбах) с небольшим угловым несогласием залегает на отложениях триаса или палеозоя (Теберда, Малка, Баксан, Безенги и др.). Юго-восточнее, в Дагестане, от Андийского Койсу до юго-восточных обнажений юры (Чирахчай), отдельные части подформации вскрываются лишь в изолированных блоках, поэтому в пределах Дагестана эта подформация не описывалась.

На Северо-Западном Кавказе (бассейн р. Малая Лаба) подформация имеет мощность до 1000 м и преобладающий песчано-глинистый состав фаций прибрежно-морского мелководья и открытого мелководного моря. В основании подформации гравийно-песчаные отложения выносов небольших дельт и прибрежных узких песчаных пляжей включают горизонты известняков—ракушечников фаций подвижной части зоны литорали. Нижние две трети подформации сложены преобладающими алеврито-песчаными отложениями прибрежно-морского и открытого морского мелководья, элементарные циклы морского и прибрежно-морского типа. Остатки аммоноидей, двустворок датируют вмещающие отложения синемюром—плинсбахом [Объяснительная записка..., 1973].

Верхняя часть подформации мощностью 300 м представлена довольно однородными глинами с прослоями алевролитов и песчанистых известняков, которые характеризуют фации наиболее удаленных от побережья открытых частей мелководного моря. Выше эти отложения перекрыты с отчетливым эрозионным контактом песчаниками основания третьей подформации.

Аналогичный фациальный состав, но сильно сокращенную мощность (до 200 м) данная подформация имеет по разрезу Безенги. В ее основании выделяется 100-метровая пачка гравийно-песчаных отложений наземно-дельтового и подводно-дельтового генезиса. Верхняя половина подформации сложена песчано-глинисто-алевритовыми осадками прибрежно-морских мелководных фаций, содержащих остатки морской фауны плинсбаха. Судя по датировке подформации, нижняя ее часть (геттанг—синемюр) выпадает из разреза по направлению к поднятиям древнего предъюрского рельефа.

Совершенно другой характер имеет вещественный и фациальный состав отложений данной подформации юго-восточнее, по разрезам рек Теберда, Малка, Баксан (рис. 19). В основании залегают терригенные угленосные, местами вулканогенные, отложения геттанг—плинсбахского возраста, уменьшаясь в мощности от 700 м (Теберда) до 100 м (Малка). Подформация здесь имеет ярко выраженное циклическое строение, представленное чередованием элементарных циклов аллювиально-озерно-болотного типа, мощность 50—100 м.

В основании слоев углей и углистых аргиллитов повсеместно развиты почвенные горизонты, представленные неслоистыми глинами или алевролитами с корневыми системами. Мощность угольных пластов 2—3 м, пласти сложного строения, плохо выдержаны по простиранию в пределах первых километров. Наиболее угленасыщенные разрезы — Теберда (Хумаринское месторождение) и Баксан.

Описанные выше разнотипные отложения накапливались в пределах южных краевых прогибов Скифской плиты. К западу и востоку от Ставропольского палеоподнятия накапливались прибрежно-морские песчано-глинистые осадки, а по мере приближения к поднятию постепенно сменялись приморскими континентальными аллювиально-озерно-болотными фациями. К этому поднятию приурочена и основная угленосность дельтового генезиса.

Карбонатно-терригенная слабо угленосная аллювиально-дельтово-прибрежно-морская подформация (тоара—аален) выделена во всех рассматриваемых разрезах Северного Кавказа от р. Малая Лаба до Южного Дагестана (Чирахчай). Максимальную мощность подформация имеет в пределах Дагестана, где нижняя ее граница в основании отложений тоара не прослеживается даже по разрезу Аварское Койсу. Мощность подформации не менее 3000 м.

Литолого-фациальный состав и строение подформации имеют некоторые различия в Западном и Восточном Предкавказье, разделяясь поперечным палеоподнятием. Наи-

## III

Возраст	Фации	Ландшафт	Подформации
	Λ Λ Λ		
J <sub>3</sub>			
J <sub>2</sub>			Карбонатно-терригенная слабо угленосная, дельтово-прибрежно-морская
J <sub>1</sub>			Карбонатно-терригенная слабо угленосная, дельтово-прибрежно-морская
T <sub>3</sub>			Терригенная угленосная, дельтово-прибрежно-морская
PZ			Карбонатно-терригенная, прибрежно-морская

## IV

Возраст	Фации	Ландшафт	Подформации
J <sub>3</sub>	②		
J <sub>2</sub>			Карбонатно-терригенная слабо угленосная, дельтово-прибрежно-морская
J <sub>1</sub>			Терригенная угленосная, дельтовая
T <sub>3</sub>			Вулканогенно-карбонатно-терригенная угленосная, дельтово-мелководно-морская
PZ			

Рис. 19. Типы формаций прибрежно-континентального генезиса

Градации: III — карбонатно-терригенная слабо угленосная, дельтово-прибрежно-морская (структуры Северного Кавказа и Западной Туркмении), IV — карбонатно-терригенная угленосная, аллювиально-прибрежно-морская (структуры Северного и Центрального Ирана). Условные обозначения см. на рис. 16

более полный, циклично построенный разрез подформации был описан в западной части Предкавказья по р. Малая Лаба (Псебай), где выделяется трансгрессивная последовательность слагающих отложений от более песчанистых в низах до глинистых в верхах разреза. В основании подформации с эрозионным контактом залегает горизонт баровых мелкозернистых карбонатных песчаников мощностью около 20 м с включением гальки кварца уплощенной формы. Горизонты аналогичных по генезису и составу песчаников с мелкой косой перекрестной слоистостью располагаются выше по разрезу в основании циклов морского генезиса. Песчаники сменяются алевролитами, а затем неслоистыми аргиллитами однотонной зеленовато-серой окраски с многочисленными прослойями сидеритовых конкреций размером 5—10÷50 см уплощенной формы и прослойями известняков (Теберда, Безенги). В алевролитах заметна мелкая штриховая и горизонтально-волнистая слоистость. Мощность циклов 150—200 м. Верхняя часть подформации мощностью 500 м сложена однородной толщей глин с прослойями алевролитов, содержащих в виде включений редкие остатки аммониев и двустворок и сидеритовые конкреции.

Следует отметить закономерность двучленного строения, общую для рассматриваемых разрезов подформации западной части Предкавказья. В нижней половине подформация состоит из однотипных циклов морского типа мощностью 100—150 м с базальными песчаниками дельтового или барового генезиса, которые сменяются алеврито-глинистыми осадками фаций более удаленных от берега частей морского бассейна. Подформация венчается мощной глинистой пачкой, которая представляет собой осадки наиболее удаленных и относительно глубоководных частей моря. Такая закономерность строения формации однозначно свидетельствует о периодическом заполнении южных краевых прогибов Скифской плиты тонкими осадками в результате поступательной эпизодической трансгрессии моря с севера-запада. Трансгрессия достигла своего максимума позже, в байосе.

В Дагестане подформация, резко увеличиваясь в мощности до 3000 м, приобретает трехчленное строение, ярко выраженную цикличность и разнообразный литолого-фаунистический состав. Нижнюю ее часть слагают верхи свиты Ири (отложения среднего тоара) мощностью 800—1200 м, сложенные циклично построенным комплексом песчано-алеврито-глинистых осадков приуставного аллювия. Каждый такой цикл мощностью 10—50 м имеет двучленное строение, в основании которого часто с волнистым эрозионным контактом залегает слой песчаника дельтового типа с отпечатками растений плохой сохранности и единичными створками тонкостенных пелеципод (средний тоар, Аварское Койсу). Часты включения катунов и обломков алеврито-глинистых пород.

Верхние части циклов содержат включения сидеритовых конкреций, линзы песчаника, остатки морской фауны и редкие прослои известняков, встречаются углистый детрит, редкие отпечатки растений и даже единичные прослои углистых аргиллитов (до 0,5 м) и горизонты алевролитов, пронизанных вертикальными ходами червей (Кара-Койсу).

Вторым средним элементом подформации являются угленосные отложения средне-карахской подсвиты (нижний аален). Они прослеживаются только в Дагестане, полностью выклиниваясь северо-западнее р. Аргун в результате фациального замещения прибрежно-морскими отложениями (см. рис. 19). В подсвите выделено от 3 до 10 элементарных циклов мощностью 10—100 м наземно-дельтового типа с характерным слабым эрозионным контактом в основании. В песчаниках видна перекрестная косая слоистость дельтового типа. Выше они переходят в алевролиты с сидеритовыми конкрециями, углистым детритом, глинистыми катунами и вертикальными ходами илоедов.

Пласти углей мощностью 1—2 м отличаются невыдержанностью по простирианию, образованием почвенных горизонтов с корневыми остатками, располагаются либо в средней части циклов (Чирах-Чай), либо в их кровле в случае размыва надугольной части цикла (Кара-Койсу, см. рис. 12).

Можно выделить до 4—6 пластов угля малой и средней мощности, кроме разреза Чанты-Аргун, где отмечен лишь один прослой углистого аргилита в основании подсвиты. Таким образом, в юго-восточной части Предкавказья в аалене на фоне трансгрессив-

ного накопления мощной толщи юрских отложений отчетливо выделяется регressiveный этап, с которым были связаны процессы торфонакопления.

Верхний элемент подформации, представленный безугольными отложениями аалена (верхнекарахская подсвита), характеризует законченный трансгрессивно построенный мезоцикл, особенно отчетливо выраженный по разрезам Чанты-Аргун, Аварское Койсу и Кара-Койсу (см. рис. 19). В основании выделяются песчаные отложения фаций наземной дельты, мощность которых резко увеличивается к востоку 50 м (Чанты-Аргун) до 300 м (Кара-Койсу) в сторону общей «континентализации» отложений аалена. Алевро-песчаные дельтовые осадки в результате начавшейся в конце аалена новой морской трансгрессии выше по разрезу сменяются песчано-глинисто-карбонатными осадками фаций прибрежно-морского мелководья, что свидетельствует о выравнивании территории перед началом новой аален-байосской морской трансгрессии. Выше отложения аалена с небольшим размывом перекрыты отложениями байоса, составляющими следующую подформацию.

Карбонатно-терригенная слабо угленосная дельтово-прибрежно-морская подформация (байос) повсеместно распространена на Северном Кавказе, слагая самую верхнюю подформацию, и охарактеризована мощным комплексом (500—1200 м) достаточно однотипных карбонатно-глинистых морских осадков.

В западной части Северного Кавказа (разрезы Малая Лаба, Теберда, Баксан и др.) подформация имеет одночленное строение, представляет собой один макроцикл, который начинается пляжевыми или дельтовыми мелководными косослоистыми песчаниками. Основной объем подформации выше представлен алеврито-глинистыми, местами песчаными, отложениями фаций относительно глубоководных, удаленных от побережья участков моря. Отложения отличаются удивительной однородностью, хорошей сортировкой материала и содержат остатки нормально морской фауны (аммоноидеи). Среди них встречаются редкие прослои мелководных песчаников с мелкой косой перекрестной слоистостью, характерной для баровых фаций. Баровые песчаники местами формируют мощные толщи (20—230 м), включающие горизонты алевро-песчаных пород, переработанных илодами (Кара-Койсу), что говорит о мелководных условиях седиментации.

Среди глинистых отложений верхней пачки подформации спорадически встречаются тонкие прослои водорослевых известняков (Аварское Койсу), остатки солоноватоводной фауны, многочисленные глинистые катуны и сидеритовые конкреции. Более континентальный по генезису фациальный состав имеют отложения данной подформации по разрезу Чираг-Чай. Они представлены двумя циклами мощностью 550 и 575 м. Нижний цикл в основании сложен 200-метровой толщей наземно-дельтовых песчаников с прослойем угля у кровли, обилием углистого дегрита и редкими отпечатками растений байоса. Выше они переходят в алеврито-глинистые отложения открытого прибрежного морского мелководья, содержащие наряду с морской фауной углистый дегрит, прослои песчанистых известняков и конкреций сидеритов.

Весь комплекс перечисленных признаков отложений байоса, которые считаются наиболее глубоководными юрскими осадками Кавказа, говорит, однако, об их мелководности, в пользу чего также свидетельствует и мощность толщи однородных глин, которая могла сформироваться, вероятнее всего, у подножья континентального склона в результате «лавинной» седиментации, а не на абиссали [Лисицын, 1974].

Отложения подформации, датированные байосом, с размывом и несогласием перекрываются верхнеюрской карбонатно-эвапоритовой формацией, которая здесь не рассматривается. Продолжением подформации на юго-восток являются юрские угленосные отложения, спорадически распространенные в отдельных краевых прогибах юго-западного борта Туранской плиты (Мангышлак, Туаркыр, Большой Балхан).

Коротко рассмотрим строение и состав разреза юрских отложений в районе Туаркыра, который является наиболее представительным в Западной Туркмении как по стратиграфической полноте, так и по угленосности. Здесь нами выделена терригенная аллювиально-дельтовая прибрежно-морская слабо углено-

сная подформация, отличающаяся от формации в Дагестане лишь наличием аллювиальных отложений в нижней части и большей угленасыщенностью. Формация, представленная всеми отделами юрской системы, залегает с угловым несогласием на пермско-триасовых отложениях (рис. 20).

Нижнеюрские отложения мощностью до 40 м, составляющие терригенную угленосную аллювиально-дельтовую прибрежно-морскую подформацию, спорадически выполняют отдельные зачаточные депрессии в древнем рельфе. Они представлены красноцветными базальными песчаниками с гравийным материалом, в целом характеризующие аллювиально-озерно-болотные фации.

Отложения средней юры с угловым несогласием залегают либо на нижней юре, либо на пермско-триасовом платформенном основании. Они представлены угленосными терригенными отложениями, составляющими две последние подформации. Подформация аален-байосского возраста мощностью 750 м объединяет три угленосные свиты [Баранова, 1963; Крылов, Мальцева, 1967]. Подформация снизу имеет отчетливое циклическое строение. Элементарные циклы мощностью 5—15 м, аллювиально-озерно-болотного типа (первая угленосная свита) сложены в основании русловым грубозернистым песчаником, выше — закономерно сменяющимися угленосными алеврито-глинистыми осадками. Угленосность сконцентрирована в верхней части свиты. Встречаются единичные прослои известняков, остатки морских двустворок и микрофауна, отпечатки средненеюрских растений [Крылов, Мальцева, 1967]. Присутствие в нижней части подформации аллювиально-озерно-болотных, выше сменяющихся дельтовыми, а затем — прибрежно-морскими отложениями с остатками морской фауны, позволяет однозначно относить отложения подформации к аллювиально-дельтовому генезису.

Батская подформация залегает несогласно на угленосных отложениях байоса. Представлена в основном пестроцветными песчаниками мощностью 190 м. Циклическость, отмеченная в подстилающих угленосных отложениях байоса, в данной подформации выражена не столь отчетливо. Подформация отражает характерную трансгрессивно-ретрессивную направленность процессов седиментации от дельтовых, наземных, со слабым торфонакоплением, к красноцветным песчаным отложениям пролювиальных фаций прибрежной равнины с плоскостным сносом.

Вышележащие верхнеюрские отложения несогласно перекрывают различные горизонты средней юры и представлены уже типично морскими накоплениями карбонатно-эвапоритовой формации. В целом рассматриваемая формация проявляет черты сходства как с карбонатно-терригенной дельтово-мелководно-морской слабоугленосной формацией Северного Кавказа, так и с терригенной аллювиально-озерно-болотной — эпиплатформенного орогена Тянь-Шаня.

При прослеживании формации на юго-восток через Каракумский свод по юго-западных отрогов Гиссара видна выдержанность ее трехчленного строения. Преобладание аллювиально-озерно-болотных фаций в нижней юре (вторая подформация) выделяется практически только юго-восточнее Бухарской ступени (см. рис. 20). Вышележащие отложения средней юры, разделенные на две подформации, проявляют черты литолого-фациального единства на всей территории Туранской плиты с повышением роли карбонатных осадков в районе Кугитанга.

В пределах Каракумского свода отложения синемюр-плинсбахской и, частично, вышележащей подформации выклиниваются к древнему поднятию предъюрского рельефа.

**IV. Карбонатно-терригенная угленосная аллювиально-прибрежно-морская формация (Иран).** Площадь распространения отложений, данной формации охватывает большую часть Ирана, за исключением юго-западной его части. По сравнению с описанными выше данная формация пользуется наибольшим распространением и наиболее устойчива по литолого-фациальному составу, строению и мощности. За основу при анализе подформаций были выбраны результаты изучения трех опорных разрезов Ирана: Кермана и Нейбанды — для Центрального Ирана и Шахруда — для Северного Ирана.

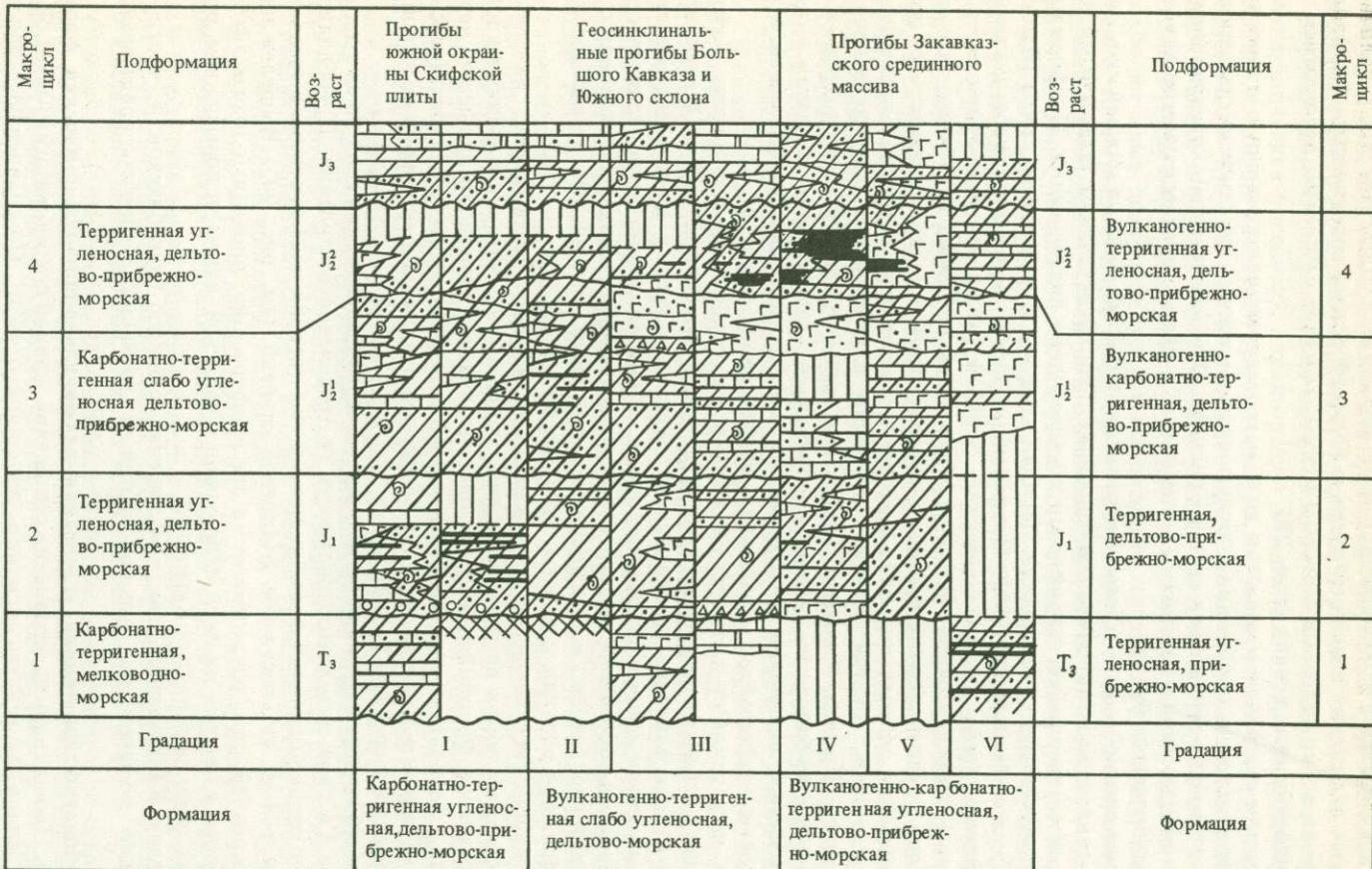


Рис. 20. Схема строения формаций Кавказской геосинклинальной области

Градации: I — карбонатно-терригенная угленосная, дельтово-прибрежно-морская, II — терригенная слабо угленосная, дельтово-прибрежно-морская, III — вулканогенно-терригенная, относительно глубоководно-морская, IV — вулканогенно-карбонатно-терригенная угленосная, дельтово-прибрежно-морская, V — вулканогенно-терригенная, дельтово-прибрежно-морская, VI — вулканогенно-терригенная угленосная, прибрежно-морская. Условные обозначения см. на рис. 16

Вулканогенно-карбонатно-терригенная угленосная дельтово-прибрежно-морская подформация (верхний триас) имеет в Центральном и Северном Иране мощность 1000—2500 м за исключением поднятий древнего рельефа в районе Дарбанд-Штори, где сокращается почти до нуля (см. рис. 20). Подформация залегает с несогласием на корах выветривания, развитых в кровле карбонатных отложений нижнего—среднего триаса (свита Шотори). В основании в большинстве разрезов выделяется терригенный комплекс преимущественно песчаных осадков фаций подводной дельты (Керман, Нейбанд) или карбонатно-глинистых осадков фаций прибрежно-морского мелководья (Шахруд), которые выше переходят в песчано-алевритовые подводно-дельтовые осадки. Подформацию отличает циклическое строение. Она сложена в нижней части элементарными циклами дельтового типа как полного, так и незавершенного профиля, с постепенными переходами между слагающими песчаниками, алевролитами и аргиллитами (нижнедахрудская подсвита, Керман). Выше в этих циклах начинают преобладать алевролиты и аргиллиты фаций прибрежно-континентальных озер, заливов и лагун.

Выше (верхнедахрудская подсвита) разрез представлен серией элементарных циклов дельтового типа в основном полного профиля с прослоями углей и углистых аргиллитов мощностью 0,1—1 м в средней части. В районе Кермана это торфонакопление сменилось норийско-рэтской морской трансгрессией (дарбидхунская свита), которая, прервав процессы образования торфяников, в то же время косвенно способствовала новому торфонакоплению, придав климату более влажный субтропический характер и повысив уровень грунтовых вод путем их подпруживания.

Процессы торфонакопления в целом усилились после морской трансгрессии к концу накопления осадков подформации. Так, промышленная угленосность сосредоточена в верхах подформации в районе Кермана (нижнекораджекская подсвита) и приурочена к циклам наземно-дельтового типа полного профиля (см. рис. 14).

Севернее, в районах Нейбанда и Эльбурса, морская трансгрессия наступила раньше, в карнии—нории, причем основная угленосность также следует выше этих морских отложений (Нейбанд, свита Кадир; Шахруд, свита Калариз).

Трансгрессивные комплексы осадков сложены элементарными циклами прибрежно-морского типа (Керман, дарбидхунская свита; Нейбанд, свита Кадир; Шахруд, свита Мазино) или морского типа (Нейбанд, свита Кадир; Керман, нейзарская свита; Шахруд, свита Мазино) (см. рис. 15).

Таким образом, с точки зрения цикличности и закономерностей смены осадков, подформация соответствует полному осадочному макроциклу, особенно в Центральном Иране (Керман, Нейбанд). Здесь процессы трансгрессивной седиментации закономерно следовали от фациальной обстановки дельт (нижнедахрудская подсвита, слои Хоузе-Шейх серии Нейбанд) к лагунно-заливным условиям (верхнедахрудская подсвита, средняя часть серии Нейбанд) и, наконец, к максимальному развитию морской трансгрессии (дарбидхунская свита, слои Хоузе-Хан серии Нейбанд). Регрессивная, более короткая ветвь макроцикла следует выше, от морских отложений к заливно-лагунным, с развитием аллювиально-дельтового торфонакопления (нижнекораджекская подсвита, Керман; низы свиты Кадир, Нейбанд), а затем к дельтовым, которые начинают следующую подформацию юрского возраста (см. рис. 15).

В Северном Иране (Эльбурс, разрез Шахруд) подформация охватывает неполный макроцикл, от трансгрессии в карнии—нории, представленной карбонатно-глинистыми осадками серии Экрасар, к регрессии, представленной аллювиально-дельтовыми угленосными отложениями свит Калариз и Лалебанд, которые перекрыты континентальными, снизу аллювиальными русловыми отложениями следующего макроцикла.

Терригенная угленосная аллювиально-дельтовая подформация (нижняя юра) в целом характеризует континентальные условия осадконакопления.

В Центральном Иране (Керман) подформация сложена элементарными циклами аллювиально-озерно-болотного типа в основном полного профиля песчано-алеври-

Макро-цикл	Подформация	Возраст	Прогибы западной окраины Туранской плиты	Прогибы Иранских субплатформенных массивов		Возраст	Подформация	Макро-цикл
				Северный Иран	Центральный Иран			
		J <sub>3</sub>				J <sub>3</sub>		
4	Терригенная угленосная, дельтово-прибрежно-морская	J <sub>2</sub>				J <sub>2</sub>	Карбонатно-терригенная угленосная, дельтово-прибрежно-морская	4
3	Терригенная угленосная, аллювиально-дельтово-прибрежно-морская	J <sub>1</sub>				J <sub>1</sub>	Карбонатно-терригенная угленосная, дельтово-прибрежно-морская	3
2	Терригенная угленосная, дельтово-аллювиально-озерная	J <sub>1</sub>				J <sub>1</sub>	Терригенная угленосная, прибрежноморско-аллювиально-дельтовая	2
1	Терригенно-карбонатная, прибрежно-морская	T <sub>3</sub>				T <sub>3</sub>	Карбонатно-терригенная угленосная, дельтово-прибрежно-морская	1
Градация			I	II	III	IV	Градация	
Формация		Терригенная угленосная аллювиально-озерно-прибрежно-морская			Карбонатно-терригенная угленосная, аллювиально-дельтово-прибрежно-морская		Формация	

Рис. 21. Схема строения формаций структур запада Туранской плиты и Иранских массивов

Градации: I — карбонатно-терригенная угленосная, аллювиально-озерно-прибрежно-морская, II — терригенная угленосная, дельтово-прибрежно-морская, III — карбонатно-терригенная угленосная, аллювиально-дельтово-прибрежно-морская, IV — карбонатно-терригенная угленосная, дельтово-прибрежно-морская. Условные обозначения см. на рис. 16

то-глинистого состава с прослойями углистого аргиллита или тонкими пластами угля мощностью до 1 м, расположенными в средних частях циклов (см. рис. 15). Мощность подформации в районе Кермана 940 м.

В Северном Иране (Шахруд) подформация имеет также преобладающий аллювиальный генезис. Сложена в основании мощной 100-метровой пачкой мелководных песчаников фаций руслового равнинного аллювия, залегающих с эрозионным контактом на отложениях верхнего триаса. Выше подформация сложена угленосными элементарными циклами аллювиально-озерно-болотного типа как незавершенного, так и прерывистого характера (см. рис. 15). Мощность подформации на Эльбурсе до 650 м.

Несколько отличный литолого-фациальный состав подформация имеет в районе Нейбанды (рис. 21). Она сложена элементарными циклами наземно-дельтового генезиса (полными и прерывистыми), часто регressiveного типа, когда цикл начинается глинисто-алевритовыми осадками, а заканчивается песчаными. Такие циклы характерны для нижней части подформации (см. рис. 3). Средняя часть подформации мощностью 100 м представлена угленосными элементарными циклами полного профиля прибрежно-морского типа, также с регressiveвой направленностью седиментации. Угольные пласты имеют малую мощность (0,4—0,8 м), обычно двухпачечное строение, хорошо выдержаны по простирианию. Верхняя часть подформации мощностью 65 м сложена в основном песчано-глинистыми осадками фаций застойного прибрежно-морского мелководья. Общая мощность подформации в районе Нейбанды 310 м.

Аналогичный состав подформация имеет в северо-западном Иране (Мараге) и в районе Йезда—Исфагана, где мощность ее сокращена до 200—250 м (см. рис. 21).

Необходимо отметить значительное сокращение мощности и изменение фациального состава подформации на конседиментационных поднятиях Ирана. На меридионально ориентированном палеоподнятии Дарбанд-Шотори отложения данной подформации, а местами и предыдущей, сокращены в два—три раза вплоть до полного выклинивания.

Карбонатно-терригенная угленосная дельтово-прибрежно-морская подформация (тоар—байос) отражает одно из главных событий в геологической истории Ирана — тоар-байосскую морскую трансгрессию, которая проявилась в разном объеме на всей территории страны.

В основании подформации залегает горизонт сравнительно устойчивых по мощности средне-мелководных песчаников фации литорали. Эти песчаники отличаются карбонатным цементом, сидеритовыми конкрециями, мелкой косой разнонаправленной слоистостью дельтового типа. В районе Кермана среди этих песчаников встречаются прослои угленосных и флороносных аргиллитов и углистых аргиллитов, единичные линзовидные угольные пласты мощностью до 1,9 м. Выше по разрезу нижняя часть подформации, представленная песчано-алеврито-карбонатными осадками, соответствует максимуму морской трансгрессии и включает так называемые цефалоподовые известняки Бадаму — устойчивый горизонт битуминозных оолитовых известняков с многочисленными остатками двустворок и другой морской фауны. Этот горизонт прослеживается с удивительным постоянством на большей части территории Восточного и Центрального Ирана, сохраняя мощность от первых метров до 20—30 м (месторождение Бадаму.)

В составе подформации четко выделяются элементарные циклы прибрежно-морского и морского типа (см. рис. 15), сложенные комплексом песчано-алеврито-глинистых и карбонатных отложений. Циклы имеют в основном завершенно-прерывистый характер строения, с постепенными переходами между терригенными породами и четкими границами у слоев известняков. Все известняки оолитовые, песчаные, органогенно-детритовые, с остатками морской фауны хорошей сохранности (пелециподы, одиночные кораллы, брахиоподы и др.).

Средняя часть подформации в разрезах Центрального Ирана (Керман, Нейбанд) представлена угленосными отложениями, которые имеют максимальную угленасыщенность в районе Керманского месторождения (нижнегумрудская подсвита, угленосный горизонт Д, до 12 пластов угля мощностью 0,5—6 м). Пласти, как правило, сложного

многопачечного строения, средней выдержанности по простиранию, с почвенными горизонтами.

Элементарные циклы прибрежно-морского типа, слагающие эту часть подформации, начинаются крупнозернистыми песчаниками фаций прибрежно-морского подвижного мелководья. Средняя часть циклов сложена углами или углистыми аргиллитами.

По разрезу в районе Нейбанда элементарные циклы в этой части подформации имеют регressiveный характер седиментации. Углистые породы лежат непосредственно на песчаниках кровли предшествующего цикла, нижние контакты резкие, верхние — постепенные. Угленосность здесь представлена единичными тонкими пластами угля нерабочей мощности (0,1—0,4 м). Мощность подформации в районе Нейбанда 350 м, Кермана — 750 м.

Значительно отличается от вышеописанных литолого-фациальный состав подформации в Северном Иране, где она имеет двучленное строение. Здесь тоар-байосская трансгрессия не выражена так отчетливо, как в Центральном Иране, горизонтом известняков Бадаму. В этом интервале разреза подформация сложена мелкокосослоистыми песчаниками фаций прибрежно-морского подвижного мелководья, чередующихся с прослойями органогенно-детритовых или оолитовых известняков (свита Шириндашт).

Верхняя часть подформации представлена мощной толщей сравнительно однородных морских мелководных по генезису алевролитов и глин мощностью около 100 м (верхи свиты Шириндашт) с тонкими прослойми песчаников. Здесь содержатся остатки двусторок, аммоидей хорошей сохранности, которые датируют верхнюю часть подформации байосом. Эта толща известняков средне-позднеюрского возраста в районе Западного Эльбурса представляет собой неразделенные данную и следующую подформации.

Карбонатно-терригенная слабо угленосная дельтово-прибрежно-морская подформация (байос—бат) отличается разнообразным строением, но обладает рядом особенностей, позволяющих идентифицировать ее на всей территории Ирана: приморский генезис с разной степенью участия аллювиальных и дельтовых фаций, локальное развитие слабой угленосности, фациальный переход по простиранию в прибрежно-морские отложения.

В районе Кермана подформация характеризуется преобладающим грубобломочным составом слабо угленосных отложений аллювиально-дельтового генезиса (верхнегумрудская подсвита и даштехакская свита) [Полянский, 1980]. В основании элементарных циклов аллювиально-озерно-болотного типа верховьев дельты с резким эрозионным контактом залегает мелкогалечный конгломерат или крупнозернистый гравийный песчаник, выше постепенно переходящий в мелкозернистый песчаник, а затем в алевролит и аргиллит часто с тонкими прослойми или пластами угля мощностью до 1 м. Пестроцветные отложения бата в районе Кермана представлены толщей частого переслаивания песчаников и алевролитов с преобладанием последних. В основании этих отложений залегает горизонт крупногалечных конгломератов мощностью до 50 м, фаций галечных пляжей, выдержанной по простиранию на десятки километров. Мощность подформации в районе Кермана 1350 м.

Данная подформация в районе Нейбанда представлена также флишоидной, но сероцветной толщей переслаивания мелкозернистых песчаников и алевролитов, в нижней части имеющей циклическое строение. Циклы мощностью 60—100 м в основании содержат горизонты мелкозернистых карбонатных хорошо сортированных песчаников с примесью гравия в почве. В алевролитах содержатся сидеритовые конкреции, а в песчаниках — остатки створок и целые створки пелеципод батского возраста. Встречаются редкие прослои черных оолитовых известняков мощностью 1—2 м. Эти отложения характеризуют фации относительно удаленных от побережья мелководных участков открытого моря с активной динамикой водной среды. Общая неполная мощность подформации составляет 750 м.

В Северном Иране (Эльбурс, разрез Шахруд) подформация охватывает самую верхнюю угленосную часть разреза (свита Дансирийт), которая без резкого контакта

ложится на однородные глинистые породы предыдущей подформации. Представлена подформация комплексом циклично построенных глинисто-песчаных угленосных отложений дельтового генезиса. Циклы полного или прерывистого профиля содержат в основании мелкокосослоистые песчаники, переходящие выше в алеврито-глинистые отложения фаций застойных участков дельты, в средней части — с угольными пластами или пропластками.

В данном разрезе фациальная обстановка заболачивающейся наземной дельты служит как бы переходным, регressiveм звеном между морскими глинистыми отложениями байоса (верхи свиты Шириндашт) и прибрежно-морскими и мелководно-морскими карбонатными отложениями свиты Даличай и Лар. Последние слагают толщу известняков мощностью до 350 м, возраст которой укладывается в интервал времени бат—оксфорд на территории Северного Ирана. Мощность подформации в районе Шахруда около 700 м.

Западнее Шахруда, на большей части Эльбурса, эта подформация не выделяется, так как терригенные угленосные отложения свиты Дансирит фациально замещаются карбонатными отложениями свит Даличай и Лар.

**V. Вулканогенно-терригенная угленосная дельтово-прибрежно-морская формация.** Территория распространения данной формации ограничена в основном Закавказьем, где в составе угленосных и смежных с ними по возрасту формаций широким развитием пользуются вулканогенные образования. В наиболее типичных разрезах формации на Локском массиве, в Иджеване и Нахичевани отмечается ее трехслойное строение, так как в основании отсутствуют отложения триаса, которые обнажаются только в бассейне р. Веди (сел. Джерманис) (см. рис. 20, 22). Ниже рассматриваются четыре подформации сводного разреза данной формации в Закавказье.

Терригенная угленосная прибрежно-морская подформация (верхний триас) относится к данной формации несколько условно, так как она в своем составе не содержит вулканогенных пород и не имеет непосредственных контактов с вышележащими осадочно-вулканогенными отложениями юры. Подформация является до некоторой степени переходной по генезису и составу между угленосными отложениями Кавказа и Ирана.

Верхнетриасовые (карнийско-рэтские) угленосные отложения у сел. Джерманис имеют максимальную мощность до 750 м и залегают согласно на карбонатных отложениях нижнего—среднего триаса. Представлены они переслаиванием мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами угля мощностью до 1,5 м, слагающих элементарные циклы прибрежно-морского типа мощностью 50—100 м. Для таких циклов характерны отсутствие эрозионных контактов в основании, постепенные фациальные переходы вверх по разрезу и по простиранию, в целом трангрессивный характер циклов, хорошая сортировка отложений и прямые признаки как морской обстановки седиментации (морская фауна, карбонатный цемент и пр.), так и континентальной (остатки высшей растительности, углистый детрит, а главное — отложения торфяников). На месторождении отмечено 4—7 пластов угля. Угли отличаются высокой степенью восстановленности, что доказывает формирование торфяной массы в анаэробных условиях устойчивых застойных прибрежно-морских торфяников [Тимофеев, Боголюбова, 1965б]. Верхний контакт с юрскими отложениями не установлен, так как верхнетриасовая подформация несогласно перекрыта отложениями мела.

Также до некоторой степени косвенное отношение к рассматриваемой подформации имеют верхнетриасовые отложения, описанные по правому борту р. Лешипсе в Северо-Западном Закавказье [Славин, 1957]. Здесь обнажается толща сланцев, песчаников и массивных микрокристаллических доломитовых известняков с фауной ( $T_3$ ) общей мощностью более 300 м, характеризующих фации открытого мелководного морского бассейна. Эти известняки с резким эрозионным контактом перекрыты светлыми кварцевыми брекчиями, начинающими разрез юрских отложений.

Терригенная дельтово-прибрежно-морская (геттанг-плинсбах) и вулканогенная карбонатно-терригенная дельто-

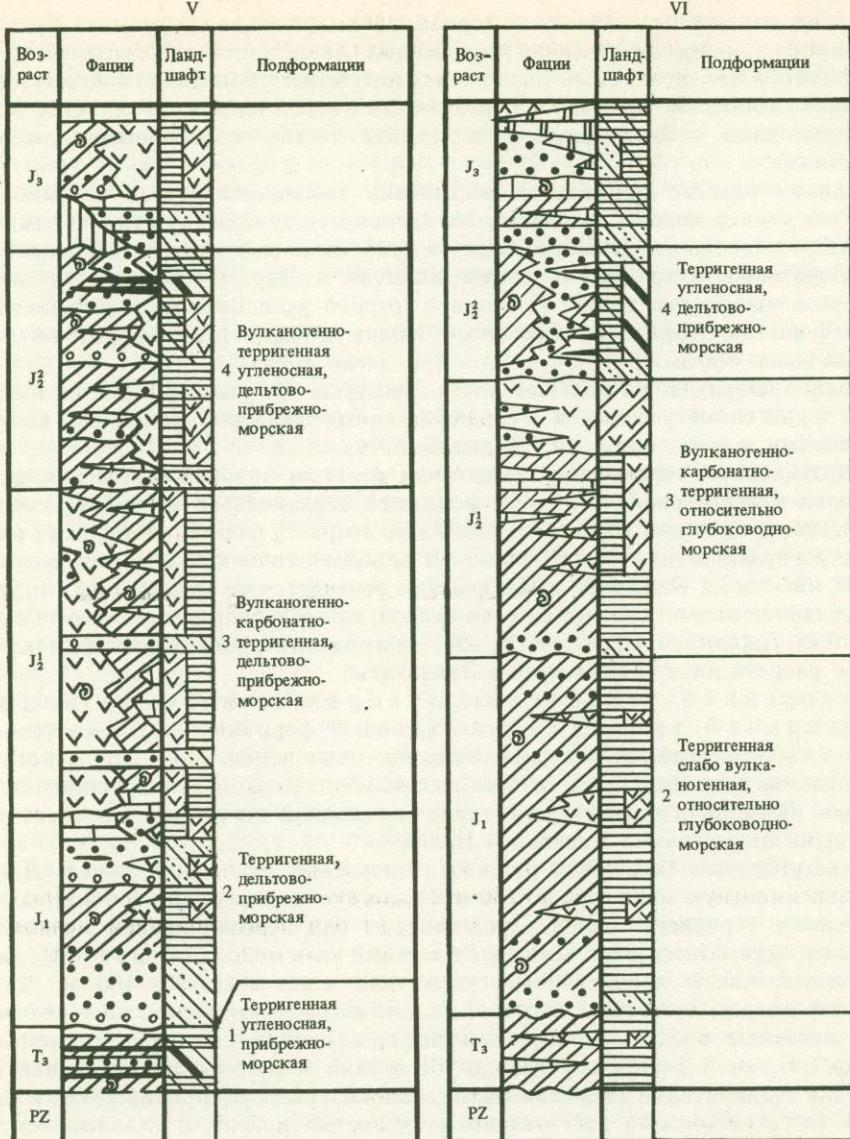


Рис. 22. Типы формаций прибрежно-морского и морского генезиса

V — вулканогенно-терригенная угленосная, дельтово-прибрежно-морская (структуры Закавказья и северо-западной части Ирана), VI — вулканогенно-терригенная слабо угленосная, дельтово-морская (структуры Большого Кавказа и Южного склона). Условные обозначения см. на рис. 16

в о - п р и б р е ж н о - м о р с к а я т о а р — а а л е н ) подформации рассматриваются совместно с учетом их литолого-фациальное и генетическое родство. Наиболее представительные разрезы обнажаются по периферии Дзиурульского и Локского массивов и на Малом Кавказе. В низах подформации с резким угловым несогласием на отложениях платформенного основания (гранитоиды, кристаллические сланцы и известняки) залегают песчано-конгломератовые отложения геттана — синемюра мощностью 150—250 м (аналоги терригенной дельтово-прибрежно-морской подформации).

Базальные нижнеюрские грубообломочные отложения в нижней части подформации

представляют собой фации наземной дельты, обладая рядом признаков континентального генезиса: остатками наземной растительности, углистым детритом и линзами угля, слабой окатанностью галек, односторонней крупной косой слоистостью потокового типа. По разрезу в районе Ткибули в них отмечены отдельные силлы основного состава. Выше по разрезу песчано-конгломератовые отложения наземных дельт переходят постепенно в хорошо сортированные мелкозернистые песчаники подводной дельты с мелкой косой разнонаправленной слоистостью, остатками морской фауны, редкими прослоями песчанистых известняков. Последние, описанные южнее Ткибули, характеризуют осаждение карбонатного материала в застойных мелководных заливах, полузолированных в боковых частях дельт.

Аналогичный характер трансгрессивной смены грубообломочных осадков наземной дельты тонкотерригенными песчано-глинистыми морскими осадками имеют разрезы нижней юры Малого Кавказа и Северо-Западного Закавказья (по р. Бзыбь). Отмечаются циклы морского типа с баровыми песчано-гравийными осадками в основании, верхние части которых сложены преимущественно песчано-глинистыми осадками мелководного открытого моря с остатками морской фауны нормальной солености.

Верхняя часть объединенной подформации мощностью до 100 м, датированная тоаром—ааленом, представлена в основании мелководными терригенными прибрежно-морскими отложениями фаций подводной дельты (Малый Кавказ) или терригенно-карбонатными известняковыми отложениями фаций открытого морского мелководья. Они в целом говорят о большей мелководности бассейна седиментации в конце тоара—начале аалена по сравнению с более глубоководными условиями, установившимися в Закавказье в начале тоара.

На крайнем юге Закавказья, в районе Нахичевания (Кафан), отложения подформации (плинсбах—тоар) охарактеризованы морской по генезису осадочно-вулканогенной толщей мощностью около 200 м, лежащей с резким несогласием на доломитах среднего триаса и представленной сложным комплексом в основном эфузивных пород среднего и основного состава с прослоями туфопесчаников и известняков в верхней части [Стратиграфия..., 1972].

Подформация, имеющая достаточно выдержаный литолого-фациальный состав на территории Закавказья, отражает в целом единый макроцикл с накоплением в ранней юре мощных терригенных дельтовых осадков по периферии палеоподнятий Грузинской глыбы и Малого Кавказа. В тоаре установились наиболее глубоководные морские условия, которые в аалене сменились некоторым обмелением морского бассейна, что отразилось на смене глинистых осадков более песчаными. Подобная смена обстановок в сторону регрессии происходила и в Дагестане, где морская трансгрессия тоара сменилась регрессией в аалене, к которой было приурочено торфонакопление. Рассмотренная подформация в Закавказье с резким контактом перекрыта мощными вулканитами байоса, составляющими следующую подформацию. Таким образом, практически непрерывный ход карбонатно-терригенного прибрежно-континентального и прибрежно-морского осадконакопления в пределах крупного возрастного интервала от геттанга до аалена позволил нам объединить эти две подформации, выделяемые в соседних районах, в одну. Генетическое родство двух подформаций в Закавказье можно объяснить замедленным ходом седиментации в пределах Грузинской глыбы, в то время как в конседиментационных прогибах Северного Кавказа и геосинклинали Большого Кавказа накапливались многокилометровые мощности более однотипных по генезису осадков. На Грузинской глыбе мы имеем в миниатюре выражение тех же самых процессов, но протекавших в палеотектонически иных условиях замедленного и менее устойчивого прогибания.

Вулканогенно-терригенная угленосная дельтово-мелководно-морская подформация составляет основной объем формации, достигая 2500 м на Малом Кавказе, по периферии Грузинской глыбы, Дзирульского и Локского массивов, сокращаясь к югу до 400 м (Кафан). На неровной поверхности

подстилающих пород тоара—аалена залегает мощная вулканогенная толща основного—среднего состава, детальная петрографическая характеристика которых приводится во многих работах по Кавказу [Лебедев, Малхасян, 1965; Гасанов, 1967, 1973; Малхасян, 1981] и др. Мощность их составляет 900—2500 м.

Генетически они относятся к подводно-морским излияниям, на что указывают находки морской фауны, прослои песчаных и карбонатных отложений фаций отмелей и прибрежно-морского мелководья. Среди тел андезито-базальтового состава присутствуют горизонты туфов этих пород, туфопесчаников и туфоконгломератов, свидетельствующие о периодических размывах первичных эфузивов и переотложении их в мелководно-морских обстановках. В составе граувакковых песчаников фаций отмелей преобладает эфузивный материал.

Совпадая по времени с максимальной на Кавказе байосской морской трансгрессией, процессы вулканизма в Закавказье почти полностью подавляли нормально-осадочную сedиментацию в морских бассейнах, поэтому их отложения практически отсутствуют в отмеченных выше разрезах.

В батское время вулканические процессы сменились терригенной седиментацией вдоль северной окраины Грузинской глыбы. Здесь толща батских отложений представлена довольно однообразными песчано-алевритовыми осадками, составляющими три мезоцикла мощностью 250—350 м, имеющих трансгрессивный набор отложений от песчаных в основании до глинистых или угленосных в кровле (см. рис. 20). Базальные хорошо сортированные песчаники, местами с примесью гравийно-галечного материала, фаций наземной дельты выше по разрезам сменяются алеврито-глинистыми осадками фаций заливно-лагунного прибрежного мелководья. В кровле подформации выделяются угленосные отложения, хорошо изученные на угольных месторождениях Ткибули, Ткварчели, Магани и др. [Мокринский и др., 1965; Боголюбова, 1962; Баланчивацзе, 1985]. В настоящее время совершенно однозначно доказан дельтовый генезис угленосных отложений, развитых вдоль северной периферии Грузинской глыбы. Они формировались в межрудовых затишных участках наземных дельт, которые открывались к северу, в сторону основной акватории морского бассейна Центрального Кавказа [Баланчивацзе, 1985]. Угленосные отложения с размывом перекрываются песчано-алеврито-глинистыми морскими осадками верхнего бата, которые завершают разрез подформации.

К юго-востоку от Ткибули (Локский массив, Малый Кавказ) подформация представлена полностью осадочно-вулканогенными отложениями приморского и морского генезиса. Среди мощных толщ вулканогенных осадков, особенно батского возраста, встречаются прослои глин и известняков с морской фауной, прослои песчаников фаций баров и отмелей открытого моря. Подобные фации особенно часты среди вулканитов Малого Кавказа.

Достаточно своеобразными по отношению к общей картине строения подформации осадочно-вулканогенного генезиса являются разрезы подформации угольного месторождения Иджеван (Армения) и района Кафан у южной границы СССР. На месторождении скважинами были вскрыты осадочно-вулканогенные угленосные отложения байоса—бата, составляющие верхи данной подформации. На мощных вулканитах байоса залегает циклично построенная толща песчано-глинистых отложений подводной части дельты, переслаивающихся с вулканогенными подводно-морскими образованиями. Прослои андезитов, андезито-базальтовых порфиритов и их туфов характеризуют кратковременные излияния под небольшим покровом морской воды, когда вулканогенный материал успевал разрушаться и переотлагаться в непосредственной близости от очагов вулканизма.

Угленосные отложения бата также терригенно-вулканогенного состава здесь отличаются большей континентальностью. В их основании с размывом на вулканитах байоса залегают тефроидные осадки основного состава (туфоконгломераты, туфобрекции, туфопесчаники) мощностью около 100 м, постепенно переходящие в угленосные отложения аллювиально-дельтового генезиса. Они сложены снизу песчаными осадками наземной дельты, содержащими один, самый мощный, на месторождении пласт угля (до 3 м).

Угленосность выше по разрезу представлена прослоями углистых аргиллитов, заключенных среди алеврито-глинистых отложений лагун или приморских озер. Все угленосные осадки обильно обогащены переотложенным вулканогенным материалом. Собственно угленосные отложения мощностью около 150 м выше перекрыты вулканитами бата и верхней юры.

По разрезу Кафан в районе Нахичевания в данной подформации отсутствуют вулканогенные отложения, которые здесь ограничены только нижней юрой. Практически здесь мы встречаем совершенно иной тип разреза по Закавказью. Мощность 500 м. Подформация в виде двух мезоциклов, сложена частым переслаиванием глинистых и карбонатных отложений, характеризующих фации прибрежно-морского мелководья. Прослои органогенно-детритовых известняков и мергелей также с морской фауной сосредоточены в основании отложений байоса и бата, характеризуя более мелководные условия, чем вышележащие глинистые осадки. Глинистые отложения, содержащие остатки морской фауны, преобладают в верхах циклов.

Такие принципиальные фаунистические отличия разреза Кафан от вышеописанных Закавказья можно объяснить тем, что этот разрез характеризует бассейны седиментации, которые развивались уже на Иранской субплатформе. Для последней уже не были характерны мощные проявления вулканизма, ограниченные тектонически более подвижными геосинклинальными или субгеосинклинальными структурами Кавказа. Разрез Кафан является в некотором роде переходным между вулканогенно-осадочной угленосной формацией Закавказья и карбонатно-терригенной приморской угленосной — Ирана, которая будет рассмотрена ниже.

Данная подформация в Закавказье с несогласием перекрыта морскими вулканогенными отложениями верхней юры, которые ложатся на разные части подформации, местами полностью уничтожив отложения бата, в том числе и угленосные. Это обстоятельство позволяет говорить о мощной батской-предкелловской орофазе, обусловленной позднекиммерийскими тектоническими движениями, которые еще в большей степени проявились на территории Северного Кавказа.

**VI. Вулканогенно-терригенная прибрежно-открыто-морская формация.** Эта формация будет рассмотрена схематично, так как не содержит угленосности и представлена преимущественно морскими тонкотерригенными осадками, слагающими сравнительно однородные многокилометровые толщи, обнажающие по южному склону р. Мзымта, по р. Ингури и вдоль Военно-Грузинской дороги. Непосредственное знакомство во время отдельных маршрутов с разрезами нижней—средней юры по рекам Мзымта и Бзыбь, по Военно-Грузинской дороге и по р. Ингури с использованием многочисленных литературных источников по этим районам (см. список литературы) дало возможность коротко описать эти формации, произвести их расчленение и корреляцию со смежными одновозрастными отложениями.

Ниже приведем сводный разрез нижне-среднеюрских отложений, составленный из описания по пересечениям (см. рис. 22). Данная формация охарактеризована сравнительно однородной толщей карбонатно-терригенных отложений общей мощностью 3—10 тыс. м с отдельными горизонтами карбонатов и вулканитов, подразделяется с некоторой долей условности на четыре подформации, соответствующие по возрасту позднему триасу, ранней, началу средней и концу средней юры.

**Карбонатно-терригенная относительно глубоководно-морская подформация** (в верхний триас) представлена по р. Мзымта известняками прибрежно-морских фаций с фауной верхнего триаса, а по разрезам по р. Ингури и Цхенис—Цхали (Сванетия) — песчано-глинистыми, относительно глубоководно-морскими осадками дизской серии. Дизская серия содержит линзы органогенных девонских, карбоновых и пермских известняков. Разрез завершается глинистыми сланцами триаса (?). Выше известняки по р. Мзымта и дизские сланцы с несогласием перекрываются грубообломочными базальными отложениями, датированными в районе хребта Бакылд морской фауной нижней юры. Это косвенно подтвердило верхний позднетриасовый предел дизской серии [Нуцубидзе и др., 1963].

Структурное и генетическое родство дизской серии с подстилающими отложениями палеозоя и отсутствие между ними перерывов, проблематичный возраст серии, повышенная степень метаморфизма пород и угловое несогласие с юрскими отложениями, возможно, потребуют отнесения отложений дизской серии к палеозойско-триасовой осадочной формации, а в тектоническом аспекте — к раннекиммерийским образованиям или киммеридам.

Юрские отложения района, начиная с базальных слоев, несмотря на отсутствие местами резкого контакта с триасом, начинают рассматриваемую нижне-среднеюрскую часть формации мощностью до 7000 м, которая в данном типе разреза охарактеризована исключительно морскими условиями осадконакопления. Здесь удалось выделить три подформации: раннеюрскую (синемюр—тоар), ранне-среднеюрскую (тоар—аален) и среднеюрскую (в основном байос).

Вулканогенно-терригенная мелководно-относительно-глубоководно-морская подформация (синемюр—тоар) в основании (первые метры) содержит сравнительно маломощные грубообломочные песчано-галечные отложения небольших приморских выносов типа коротких дельтовых конусов или галечных пляжей, которые быстро выклиниваются по простирации, чем и объясняется местами их отсутствие на контакте дизской серии с юрскими отложениями. В этом случае они замещаются по простирации (район хребта Бакылд) глинистыми отложениями фаций прибрежно-морского застойного мелководья. Выше по разрезу они сменяются толщей переслаивания алеврито-глинистых и песчаных отложений, характеризующих фации относительно-подвижного прибрежно-морского мелководья. Эти отложения содержат раннеюрскую морскую фауну и прослои вулканитов среднего—основного состава, подводно-морского генезиса. Подформация венчается толщей однородных глинистых отложений с остатками аммонитов тоара и прослоями вулканитов. В фациальном отношении эти осадки характеризуют уже относительно более глубоководные условия открытого морского бассейна во время тоарской морской трансгрессии, которая впервые в юрское время охватила практически все бассейны Кавказа и соседних с юга областей. Она проникла и в восточную часть региона (Юго-Восточный Памир, седекская свита). Таким образом, данная подформация имеет в целом трансгрессивную направленность процессов осадконакопления, хотя и не так отчетливо выраженную, как в областях с более контрастным конседиментационным тектоническим режимом. Мощность подформации около 1500 м.

Терригенная относительно-глубоководная подформация (тоар—аален) отличается от предыдущей по литолого-фациальному составу преимущественно тонких песчано-глинистых осадков открытого морского, но с преобладанием мелководных фаций бассейна. Основание подформации фиксируется появлением в разрезе песчаных осадков фаций отмелей открытого морского бассейна, видимо, на небольшом удалении от побережья. Вверх по разрезу они быстро сменяются глинистыми относительно глубоководными морскими осадками с аммонитами верхнего тоара. Выше с постепенным переходом следуют отложения аалена, которые имеют более песчаный состав с примесью карбонатов, что свидетельствует о небольшом обмелении бассейна к концу накопления данной подформации и широком развитии фаций открытого морского, временами прибрежного мелководья. Мощность подформации около 3000 м.

Терригенно-вулканогенная прибрежно-морская подформация (байос) начинается вулканитами среднего состава, связанными с подводными излияниями, мощностью 250—300 м, которые перемежаются туфами и туфопесчаниками с морской фауной байоса (Вулканизм и литогенез, 1981 г.).

Разрез данной подформации и формации в целом завершается согласно лежащими глинистыми отложениями фаций прибрежно-морского застойного мелководья с редкими линзами угля. Эта толща мощностью не менее 100—150 м содержит морскую фауну бата и представляет собой возрастной аналог угленосных отложений Закавказья, которые накапливались в более мористых фациальных обстановках (см. рис. 20). Выше эти

отложения с угловым несогласием перекрыты базальными конгломератами верхнеюрской формации преимущественно карбонатного состава, которая характеризует более открытые морские бассейны, связанные с новой, более обширной морской трансгрессией, которая охватила весь Юг СССР и соседние с ним регионы.

Рассматриваемая формация представляла собой результат осадконакопления и вулканизма преимущественно в открытых морских бассейнах окраинного типа, с отдельными мелководными прибрежными и относительно глубоководными областями, возможно, у основания континентального склона. По характеру конседиментационных тектонических движений эти прогибы можно отнести к разряду интенсивно подвижных, динамичных структур, но с малой степенью контрастности движений. Осадконакопление в этих бассейнах шло на фоне постоянного погружения дна бассейна с редкими и незначительными движениями положительного знака в регressiveные периоды при постоянной недокомпенсации.

Формационный анализ является завершающей стадией литолого-фациального анализа любой осадочной толщи, имеющей определенный пространственный объем, общность условий седиментации в бассейне осадконакопления и связь со смежными отложениями во времени и пространстве. В пределах северной окраины Мезотетиса формационный анализ был впервые применен для диагностики и типизации разнотипных триасово-юрских угленосных и пространственно сопряженных безугольных формаций в основном морского генезиса.

Условия накопления формаций были выявлены путем литолого-фациального анализа. Вопросы их расчленения и корреляции решались путем анализа циклического строения, которое выражено с разной степенью контрастности во всех изученных формациях генетически разнотипными элементарными, мезо- и макроциклами. Степень контрастности строения разрезов наиболее высока на эпипалеозойских активизированных платформах (Средняя Азия) и наименее — мобильных геосинклинальных прогибах (Кавказ).

Циклы представляют собой элементы строения отложений, внешнее выражение процессов осадконакопления, а внутренним содержанием этих процессов является литолого-фациальный состав осадков. Циклы имеют различную структуру, фациальное содержание и мощность. Были выделены делювиально-пролювиальные, аллювиально-озерно-болотные, приусьеевые аллювиально-озерно-болотные (наземно-дельтовые), подводно-дельтовые, прибрежно-морские и морские типы циклов с различными их вариантами и взаимоперходами.

Различаются фациальным составом и более крупные элементы разрезов — мезо- и макроцикли. Последние соответствуют по возрасту эпохе или одному — двум векам и представляют собой основную единицу расчленения и корреляции осадочных толщ в регионе между тектонически разнотипными его частями, различаясь фациальным составом, строением и мощностями. Наиболее мощные макроцикли (до 1000 м) в отложениях нижней — средней юры обычно характерны для тектонически мобильных конседиментационных прогибов Кавказа, а наименее мощные — для относительно стабильных массивов Туранской плиты и эпигерцинской платформы Тянь-Шаня.

В каждом из типовых разрезов рассматриваемых отложений были выделены четыре макроцикла, соответствующие верхнему триасу, нижней юре, первой и второй половинам средней юры. Несмотря на разнообразие фациального состава существует лишь несколько типовых, повторяющихся в родственных по генезису толщах макроциклов во всех изученных типовых разрезах. Макроцикли представляют собой единство внешнего выражения крупных этапов осадконакопления и внутреннего содержания процессов седиментации, что позволяет отождествлять их с подформациями.

Различное сочетание разнотипных по составу и генезису макроциклов или подформаций в разрезах угленосных формаций разного генезиса позволило провести их типизацию в регионе в зависимости от их палеоландшафтной и палеотектонической принадлежности.

Пространственные границы формаций определялись на площади границами бассей-

нов осадконакопления, где образовались формации, а во времени — проявления ранне- и позднекиммерийских фаз тектогенеза, выраженных снизу перерывами седиментации в среднем—позднем триасе, а сверху — резкой сменой фациальных обстановок или несогласиями на границе средней и поздней юры. В названии формаций были отражены их литолого-фациальный состав, степень угленосности и генезис. В результате сформировалось понятие формации как комплекса парагенетически связанных местом и условиями накопления фаций, приуроченных к определенной палеотектонической структуре и стадии тектонического развития, и характеризующегося аномально высоким накоплением растительной органики.

Разнообразие строения, литологического состава и условий образования формаций в регионе позволило выделить среди них шесть типов. Первые два типа угленосных формаций характерны для континентальных условий седиментации на платформах и их межгорных прогибах с преобладающим кластогенным составом осадков. Угленосные формации III, IV и V типов карбонатно-терригенного состава характерны для прибрежно-морского мелководья и приусььевых участков рек на морском побережье, приуроченных к краевым прогибам плит молодых платформ. Безугольная формация VI типа карбонатно-терригенного состава характеризует условия типично морской седиментации в окраинных морях Мезотетиса, приуроченных к мобильным прогибам.

Соответственно составу и генезису формаций была проведена типизация генетических особенностей свойственных к ним процессов торфонакопления внутриконтинентального долинного типа (I и II формации), дельтового и прибрежно-континентального типов (II—V формации), с постепенным преобладанием последнего (IV и V формации).

## ГЛАВА ШЕСТАЯ

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Как указывалось выше, рассматриваемые формации расчленяются на ряд подформаций или макроциклов, каждый из которых в полном виде сложен закономерной последовательностью фаций, сохраняя в целом тенденцию общей трансгрессивной направленности процессов седиментации. Макроциклы отражают этапы накопления осадков, примерно соответствующие по времени одному—двум векам, и являются основным наиболее устойчивым элементом формаций.

Результаты корреляции всех изученных разрезов формаций представлены серией литолого-фациальных профилей, построенных как вдоль (субширотно), так и поперек (субмеридионально) палеоструктурно-ландшафтной зональности региона. Последовательный анализ обстановок осадконакопления послужил основой построения серии палеогеографических карт, иллюстрирующих поэтапно эволюцию палеоландшафтов от начальной к конечной стадиям образования макроциклов, а также для времени, предшествовавшего накоплению формаций: 1) среднего триаса, 2) начала позднего триаса, 3) конца позднего триаса, 4) начала ранней юры, 5) конца ранней юры, 6) байоса, 7) бата. Собственно говоря, карта для среднего триаса является скорее не палеогеографической, а палеоструктурной, поскольку отражает палеоландшафтно-тектонические условия, предшествующие основному осадконакоплению, когда начали закладываться основные бассейны седиментации как в пределах континентальных блоков, так и их окраин. Однако, прежде чем перейти к рассмотрению среднетриасового времени, кратко остановимся на основных этапах развития региона с позднего палеозоя.

На пермское время в целом приходится переломный момент в тектоническом развитии региона, связанный с завершением палеозойских структурных элементов и началом заложения и формирования мезозойских структур и рельефа.

Палеозойские платформы в перми испытали общее поднятие, покрывавшие их моря регрессировали к югу, частично превращаясь в лагуны. К концу этого этапа размер

морских акваторий сократился почти вдвое, соответственно увеличилась площадь суши, особенно в татарское время, которое совместно с ранним и средним триасом представляло собой одну из самых существенных в истории развития не только Евразии, но и всей Земли, геократических эпох [Синицын, 1962]. Эта эпоха характеризовалась и изменением климата в сторону аридизации, что подтверждается увеличением роли обломочных и эвапоритовых осадков. Позднепермская флора Евразии отличалась большей ксерофитностью, лишившись влаголюбивых форм и обогатившись хвойными [Мейен, 1969]. В области Палеотетиса преобладал тропический климат, индикатором которого служили карбонатные отложения, обилие моллюсков и тропическая катазианская флора.

Раннемезозойские структуры, с которыми связано накопление угленосных формаций, были унаследованы в большинстве своем, особенно в пределах Средиземноморского пояса, с пермского времени. Подобное же явление наблюдается и по южной периферии Евразии (Южный Тянь-Шань, Дарваз) [Рухин, 1959].

Триасовый период во многом унаследовал с пермского времени континентальность палеогеографической обстановки. Все платформы представляли собой области суши и даже многие геосинклинальные участки были сушей или морскими отмелями.

В конце перми—раннем триасе на стыке Евразии и Гондваны произошло замыкание Палеотетиса и раскрытие Мезотетиса — новой акватории мезозоя, которая просуществовала до мела. В позднем триасе полное замыкание Палеотетиса привело к смыканию северных окраинных частей расколотшейся Гондваны с южной окраиной Евразии, в результате чего сформировался единый материк [Белов, 1981]. Скорее всего, это замыкание не произошло одновременно по всей южной окраине Евразии, а шло с запаздыванием на восток. Этот вопрос будет разобран ниже.

«Океан» Мезотетис в пределах региона представлял собой мелководный морской бассейн, самая узкая северо-восточная часть которого раскрылась в триасе [Белов, 1981]. С позднего триаса сформировалась система сообщающихся узких эпиконтинентальных и окраинных морей, не имевших ничего общего по характеру осадков с океаническими владинами.

Необходимо отметить, что в рассматриваемом регионе маломощные фрагментарные и плохо датированные мелководно-морские карбонатные отложения нижнего—среднего триаса не дают возможности точного и однозначного их возрастного и фациального разделения, особенно на краевых платформенных шельфах (Памир, Дарваз, Афганистан, Иран). Местами они полностью отсутствуют.

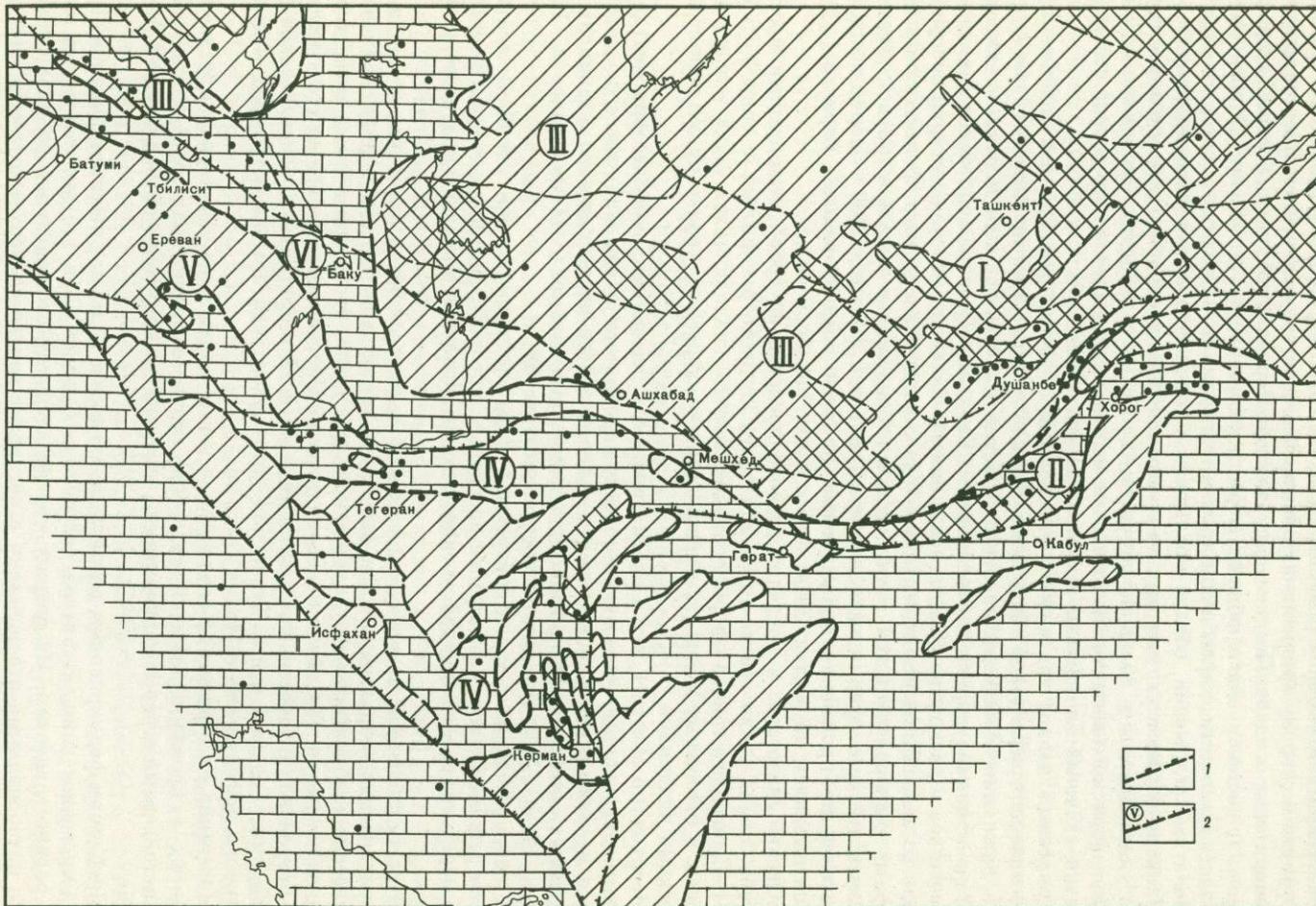
Средний триас характеризуется в Евразии сравнительно спокойным тектоническим режимом, часто называемым пассивным, который завершил процессы мелководного морского терригенно-карбонатного осадконакопления в позднем палеозое—раннем триасе.

Этот ослабленный тектонический режим выразился на континентах в процессах пенепленизации, образовании кор выветривания на поверхности эпиплатформенного терригенно-карбонатного и вулканогенного субстрата, почти при полном прекращении осадконакопления. Подобная палеоландшафтная обстановка обширных континентальных пенепленов существовала практически на всей территории Среднеазиатской эпиплатформы, большей части Туранской плиты, континентальных островных массивах Северного Афганистана и Ирана (рис. 23).

Налегание со стратиграфическим и угловым несогласием на корах выветривания развитых в кровле отложений палеозоя, верхнего триаса или юры подтверждает среднетриасовый перерыв седиментации, наиболее четко фиксируемый в Средней Азии и Иране.

Проблемам формирования, возрастной датировке и составу кор выветривания посвящена многочисленная литература, особенно по Средней Азии, где они пользуются широким распространением. Их возраст определялся по положению между палеонтологически датированными отложениями в интервале среднего—верхнего триаса или даже верхнего триаса—нижней юры [Станкевич и др., 1967].

С нашей точки зрения, время формирования пенеплена и спорадически развитых на нем кор выветривания падает на континентах в основном на средний триас, поскольку на



большей части континентальных блоков региона отсутствуют отложения этого возраста. Самые нижние горизонты вышележащих угленосных формаций датированы либо карнием—норием (Центральный и Северный Иран), либо рэтом или даже лейасом (Средняя Азия), знаменуя собой качественно новый этап осадконакопления, обусловленный раннекиммерийским оживлением тектонической активности. Прямым индикатором активности являются горизонты базальных грубообломочных отложений, залегающих на корах выветривания или размытой поверхности палеозойских формаций (Средняя Азия, Иран, Северный Афганистан).

Иначе обстоит дело с формированием и датировкой кор выветривания в южных частях региона, где с позднего палеозоя до начала позднего триаса продолжалось морское, преимущественно терригенно-карбонатное, осадконакопление. Наиболее точно датированные разрезы нижнего—верхнего триаса описаны в Центральном Иране, в районе Анарека [Davoudzadeh et al., 1972], Нейбанда [Borppitapp et al., 1971; Брагин и др., 1981], и в Северном Иране, на Восточном Эльбурсе [Cörsin et al., 1977]. В этих районах коры выветривания, обусловленные кратковременными поднятиями и осушением участков морского мелководья, приурочены к трем интервалам разреза. Самый нижний интервал отмечен в кровле пермских известняков формаций Несен, Рутех, Джамал или Хуф. Выше следуют пестроцветные глинистые известняки фаций открытого морского мелководья мощностью 135 м с фауной нижнего триаса (формации Алам, Сорх-Шейл или низы формации Элика). Они перекрываются баровыми песчаниками также с корой выветривания в кровле в виде железистой корки мощностью до 5 м, которая венчает толщу нижнетриасовых пестроцветных карбонатов. Выше залегает толща среднетриасовых серых известняков мощностью 80 м, выше переходящих в доломиты мощностью 100 м с красноцветной железистой корой (1—5 м), которая венчает нижний—средний триас. Выше следует терригенная угленосная верхнетриасово-юрская формация.

Таким образом, датированный морской фауной возрастной интервал развития кор выветривания в Иране и на Памире находится в пределах от нижнего до верхнего триаса, т. е. растянут во времени по сравнению с условно среднетриасовыми корами на континентальных блоках.

Ниже рассмотрим поэтапно палеогеографические обстановки накопления угленосных и изохронных им формаций.

Начало позднего триаса (карний) охарактеризовано отложениями нижней части первого макроцикла. На Кавказе триасовые отложения имеют очень ограниченное распространение [Панов, 1976]: в Северо-Западном Предкавказье [Бойко, Пушкинский, 1983, 1984], в бассейне р. Малая Лаба; в Восточном Предкавказье [Вахрамеев и др., 1977, 1983] и в Закавказье [Стратиграфия..., 1973], что обуславливает большую схематичность палеогеографии Кавказа в карни.

Центральную часть Кавказа в начале позднего триаса занимал морской мелководный бассейн с накоплением тонкотерригенно-карбонатных осадков. Он расширялся к северо-западу и юго-востоку, где в центральных мелководных его частях накапливались преимущественно карбонатные, местами рифогенные, осадки [Бойко, Пушкинский, 1983].

Это относительно глубоководные части Центральнокавказского морского бассейна соединялись узким проливом в районе современных верховьев Кубани. Пролив здесь сужался в результате поперечного сближения Ставропольского выступа Скифской плиты и северной окраины Грузинской глыбы к северу от Ткибули. Скифская плита представляла собой, вероятно, всхолмленное, местами сильно расчлененное поднятие

←  
Рис. 23. Карта палеоструктурно-ландшафтных обстановок перед началом образования формаций (средний триас)

1 — южная граница Скифской и Туранской плит; 2 — палеоструктурно-ландшафтные границы распространения бассейнов осадконакопления и соответствующих формаций (см. табл. 8). Римские цифры соответствуют номерам формации (см. главу пятую). Остальные условные обозначения см. на рис. 3

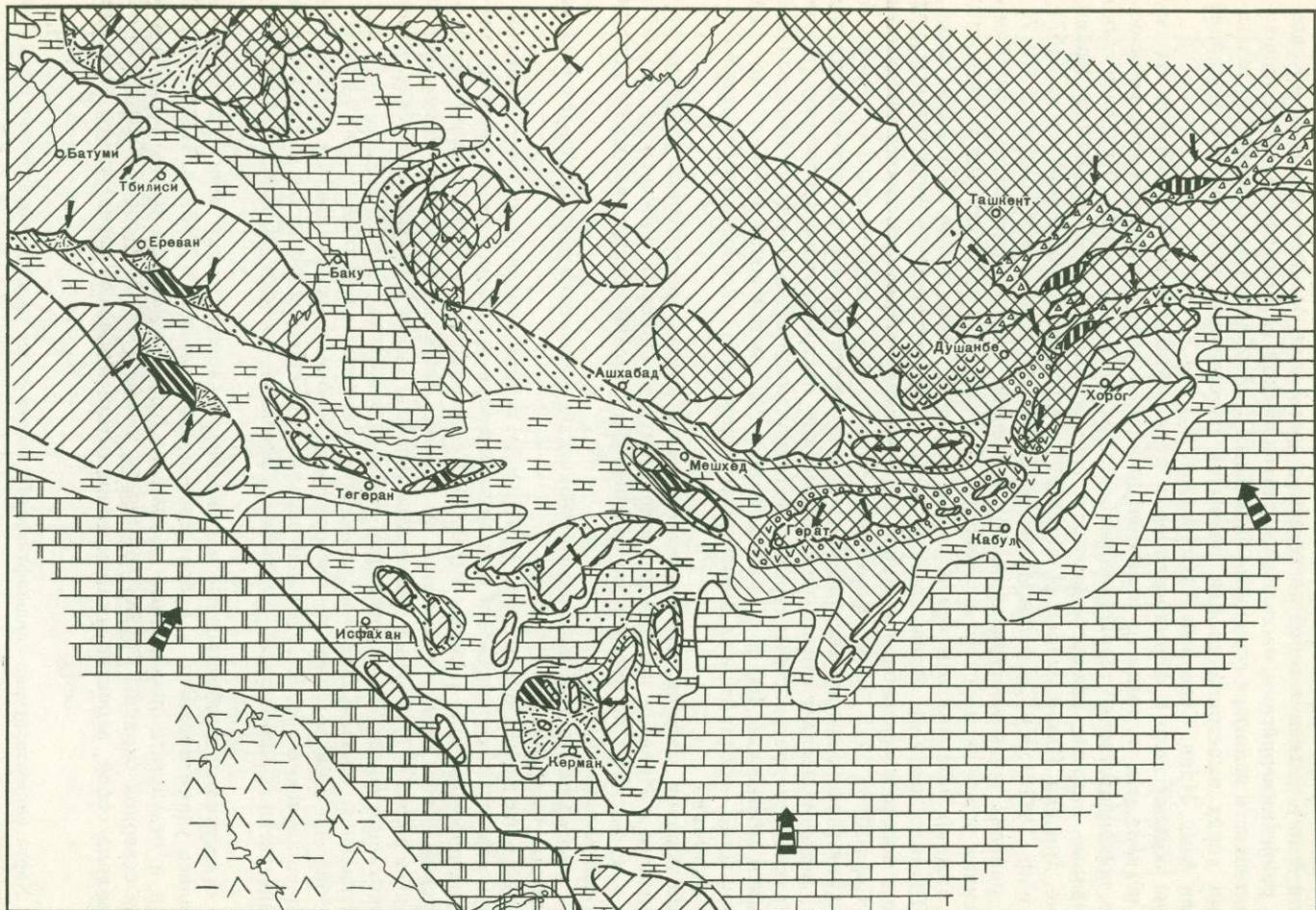


Рис. 24. Палеогеографическая карта региона в начале позднего триаса (карний)  
Условные обозначения см. на рис. 3

с отдельными врезанными аллювиально-дельтовыми долинами, имеющими сток к юго-западу, в сторону морского бассейна Большого Кавказа.

В районе р. Малая Лаба и в Восточном Предкавказье (Прикумский нефтеносный район), по нашим данным и данным В. А. Вахрамеева и др. [1983], отмечены континентальные дельтовые и вулканогенные отложения (подсолнечная свита), залегающие на ногайской вулканогенной свите среднего триаса.

Восточное окончание Скифской плиты, вероятно, имело значительно расчлененные контуры и замыкалось в районе северного Каспия, так как на Мангышлаке мы уже встречаем триасовые мелководно-морские отложения. Они, скорее всего, служили продолжением осадков северной мелководной окраины Кавказского морского бассейна. Между зоной развития этих отложений и восточной окраиной Скифской плиты располагались обширные низменные аллювиальные равнины, временами заливаемые морем.

Упомянутый выше Кубанский морской пролив к юго-востоку открывался в восточную часть Центральнокавказского моря, относительно глубоководная часть которого, вероятно, охватывала значительную территорию современного Каспия (см. рис. 23).

Закавказский срединный массив представлял собой сравнительно невысокую пологую слабо расчлененную возвышенность, которая отделяла Центральнокавказский морской бассейн от Закавказского и служила для них областью денудации. На территорию Закавказья морской бассейн трансгрессировал через Каспий в его южную краевую зону (Джульфа), где встречены морские карбонатные отложения карния. Этот мелководный бассейн с карбонатным накоплением открывался в сторону Ирана.

Отложения низов верхнего триаса Ирана представлены в основном карбонатно-терригенным комплексом отложений дельт и мелководных эпиконтинентальных морских бассейнов (серии Экрасар, Нейбанд и нижнедахрудская подсвита) [Брагин и др., 1981б]. К юго-западу и югу эти бассейны открывались в сторону северной шельфовой части Мезотетиса (Загрос, южный Иран). По данным Г. Джеймса и Дж. Уинда [James, Wind, 1965], в пределах зоны Загроса скважинами в низах разреза карбонатных отложений мезозоя вскрыты преимущественно доломитовые осадки серии Ханэ-кат (карний), которые южнее, в районе Фарса, переходят в эвапориты. Тем самым подтверждается смена эпиконтинентальных терригенных осадков Центрального Ирана карбонатно-сульфатными открытого морского мелководья, местами пересыхающего. Последние свойственны осадкам так называемой карбонатной платформы, которые мы встречаем на всей Африкано-Аравийской платформе (Ирак, Сирия).

Области денудации в Иране представляли собой ряд низких островных поднятий, обрамленных шлейфами терригенных осадков. Наиболее крупное из них в виде возвышенного массива шириной до 250 км располагалось в северо-западной части Ирана на месте оз. Резайе, уходя далее к западу в Турцию и Ирак. В районе Мараге на этом поднятии продолжали развиваться коры выветривания, унаследованные со среднего триаса. Подобного типа поднятие субмеридионального простирания существовали в Центральном Иране вдоль Нейбандского разлома (поднятие Шотори, Дарбанд, Буль-Булю) и Лутского массива, которые в начале позднего триаса подвергались процессам выветривания. Терригенный песчано-алевритовый материал сносился к западу в сторону Керманского прогиба, формируя обширные дельты, местами с незначительным заболачиванием в их боковых частях (нижнедахрудская подсвита в районах Кермана и Бухабада-Кухбанана).

К небольшим поднятиям на Севере Ирана (район Джама и Акдарбанда) было приурочено спорадическое торфонакопление прибрежно-континентального типа. Угленосные горизонты подобного генезиса очень тесно связаны с терригенно-карбонатными осадками основания угленосной формации, характеризуя процессы заболачивания в небольших лагунах, отшнурованных от мелководного моря.

Зоны терригенного прибрежно-континентального и прибрежно-морского осадконакопления, представленные фациями дельт, пляжей, заливов и лагун (рис. 24), в более пониженных участках территории Ирана перемежались узкими извилистыми зонами мелководной открытого-морской преимущественно карбонатной седиментации, которая от-

мечена в районе Нейбанда, Исфагана. Эти зоны имели непосредственную связь с открытым Загросским морем, но состав осадков был более разнообразен: органогенные известняки, алевролиты с карнийской фауной формации Элика, Ашин.

К северу от линии Герируд-Южно-Эльбурсских разломов простиралась зона окраинного бассейна. Она охватывала Копетдагский прогиб и к северу непосредственно граничила с южной частью Туранской плиты. Сведения о верхнетриасовом осадконакоплении на Туранской плите известны только по западному ее обрамлению (Мангышлак). В границах субширотной Мангышлакской палеовпадины в карни существовала область накопления мелководно-морских терригенно-карбонатных осадков (карасайская свита). Они были обусловлены проникновением сюда со стороны Северного Каспия мелководного моря в виде обширного залива шириной не менее 100 км.

В начале позднего триаса Туранская плита приобрела гетерогенное строение. Основная ее часть представляла собой пологовсхолмленную возвышенность или плато, на котором выступали отдельные, более расчлененные, низкогорные поднятия: Карабогазское, Приамударьинское, Центральнокараумский свод. Плато к востоку переходило в более расчлененные области денудации Среднеазиатской эпиплатформы. Здесь, в районе Кушаба—Кугитанга, на поверхности поднятий был развит пенеплен с корами каолинит-железистого типа с незначительными концентрациями глинозема (Кундаджуаз, Кайрак и др.).

От меридиана Кугитанга восточнее простиралась область расчлененных поднятий. Они были ориентированы широтно и разделены отдельными межгорными прогибами (Иссык-Кульским—Кавакским, Ферганским и Зеравшано-Гиссарским). Эти прогибы служили бассейнами грубообломочного аллювиально-пролювиального осадконакопления со значительной долей озерных, местами торфоносных осадков: раватская свита в Зеравшано-Гиссарской горной области [Полянский, 1985], нижняя пестроцветная камышбашинская свита в Южной Фергане, нижнетуракавакская подсвита, нижняя часть акташской подсвиты в Прииссыккулье [Алиев и др., 1983]. Южные районы Средней Азии и Афганистана (Афгано-Таджикская, Алайская депрессии, Копетдагский прогиб) относятся к южным краевым платформенным прогибам.

В начале позднего триаса эти прогибы служили областью развития отложений либо межгорных долин (Палеоалайская), либо обширных аллювиальных равнин, временем заливаемых морем (Бадхыз, Сары-Пуль, Пули-Хумри). В пределах долин продолжали существовать поднятия предтриасового древнего рельефа (Северо-Гиндукушское, Акдарбандское).

Отложения низов верхнего триаса этой зоны отличаются проявлениями андезито-базальтового вулканализма (Северный Дарваз, район Пули-Хумри), которые были приурочены к активной зоне предполагаемого сочленения южной окраины Евразии и северной части шельфа Гондваны [Белов, 1981].

Вулканогенные отложения, местами со значительной угленосностью, слагают основание разреза угленосных формаций на Дарвазе (Мианаду, Сияхкух) и в Восточном Гиндукуше (район Пули-Хумри), будучи сходны не только по составу вулканогенных отложений, но и фациальному составу. Эти отложения в виде шлейфов обрамляли Северо-Памирскую расчлененную возвышенность, имеющую дугообразную форму в современном структурном плане, и ряд островных поднятий Северного Афганистана. К западу от Доаба вулканиты постепенно замещаются грубообломочными и песчано-глинистыми отложениями пляжей и прибрежно-морского мелководья.

К югу от Герирудского и Дарваз-Каракульского разломов простиралась зона развития более тонких осадков прибрежно-морского мелководья эпиконтинентальных морей с небольшими низкими островами (Центральный Афганистан). На Центральном Памире существовали сравнительно неширокие приморские аллювиальные долины с периодическими выносами грубого материала (Кокуйбельсу, нижняя часть вомарской свиты). Прибрежно-морские карбонатные осадки формировались южнее, на Юго-Восточном Памире (сараташская—найзаташская свиты). Они явились следствием трангрессии с юго-востока окраинных морей Мезотетиса.

На Юго-Западном Памире продолжало существовать древнее поднятие, которое в виде сравнительно невысокой островной суши протягивалось на юго-запад до Кабула, отделяя приморские бассейны Северо-Восточного Афганистана от открытой морской акватории Пакистана (доломиты Кингриаль, красные глины Самулпани, мегалодоновые известняки) [Воскресенский и др., 1971].

Большую часть Южного Афганистана и Южного Ирана в карнике покрывали открытые пространства морского мелководья с преобладающим тонкотерригенным и карбонатным осадконакоплением (районы Аргандаба, Макрана и южнее). Эти зоны, вероятно, можно отнести к наиболее глубоководной открытой акватории Мезотетиса, которая открывалась к юго-востоку.

Таким образом, начальный этап позднего триаса был связан с обширной морской трансгрессией в южной части региона (Кавказ, Иран, Афганистан, Памир) и накоплением морских мелководных осадков в пределах окраинных и эпиконтинентальных морей вдоль южных границ Евразийского материка и приморских тонкотерригенных—лагунно-дельтовых. Сама материковая часть региона охватывала южную окраину Скифской плиты, Туранскую плиту и Тянь-Шаньский эпиплатформенный ороген и служила ареной заложения первичных бассейнов седиментации на платформенном основании, активизация которого приходится на границу палеозоя—мезозоя. К карнику—норию относятся и первые проявления торфонакопления в отдельных, наиболее благоприятных, структурах и палеоландшафтных обстановках.

Конец позднего триаса (норий-рэт) охарактеризован отложениями верхов первого макроцикла.

Территория Северного Кавказа и южного склона Большого Кавказа в конце позднего триаса была занята мелководными морскими бассейнами с терригенно-карбонатной седиментацией, которые к северо-западу сменялись более глубоководными морскими обстановками с развитием рифогенных отложений [Бойко, Пушкинский, 1983]. С севера морская акватория ограничивалась Скифской плитой, южная окраина которой приобрела более расчлененный характер. Верхнетриасовые отложения восточного Предкавказья [Вахрамеев и др., 1983] характеризуются прибрежно-морскими песчано-глинистыми кварц-полимиктовыми отложениями с углистыми включениями, флорой и морскими фораминиферами. Эти отложения отражают обстановку обширных приморских аллювиально-дельтовых равнин, периодически заливаемых морем как с северо-запада, так и с юго-востока. Эти равнины наследовали карнийские сравнительно узкие речные долины, которые открывались к югу (см. рис. 24).

С юга основной Кавказский бассейн с тонкотерригенными относительно глубоководными осадками дизской серии ограничивался Центральнокавказскими поднятиями, которые в карнике представляли собой одно целое с Грузинской глыбой, а в нории—рэте отделились сравнительно узким эпиконтинентальным морем (Сванетская геосинклиналь). Последнее на меридиане Тбилиси, вероятно, соединялось проливами с морями Северного Кавказа и Ирана. В итоге Закавказский срединный массив и южная периферия Скифской плиты в конце позднего триаса расчленились на ряд изолированных и полузолицированных континентальных блоков.

Морской генезис отложений нория—рэта южного склона Большого Кавказа и Закавказья доказывается отдельными обнажениями известняков (возможно, рифогенных) и терригенно-карбонатных отложений по р. Мзымта (Эста-Садок), в бассейне рек Ингур и Цхенис-Цхали и в других местах [Стратиграфия..., 1973]. Возраст подтвержден по р. Мзымта комплексом норийско-рэтских фораминифер, кораллов, а в других местах они выделяются условно.

В Закавказье морские отложения нория—рэта описаны только в районе Джульфы. Севернее, по р. Веди (сел. Джерманис), они фациально замещаются прибрежно-морскими угленосными осадками фаций заболачивающихся лагун.

Подобные условия торfonакопления существовали и южнее, в районе оз. Резайе (угольное месторождение Мараге). Эти зоны дельтового и приморского осадко- и торфо-

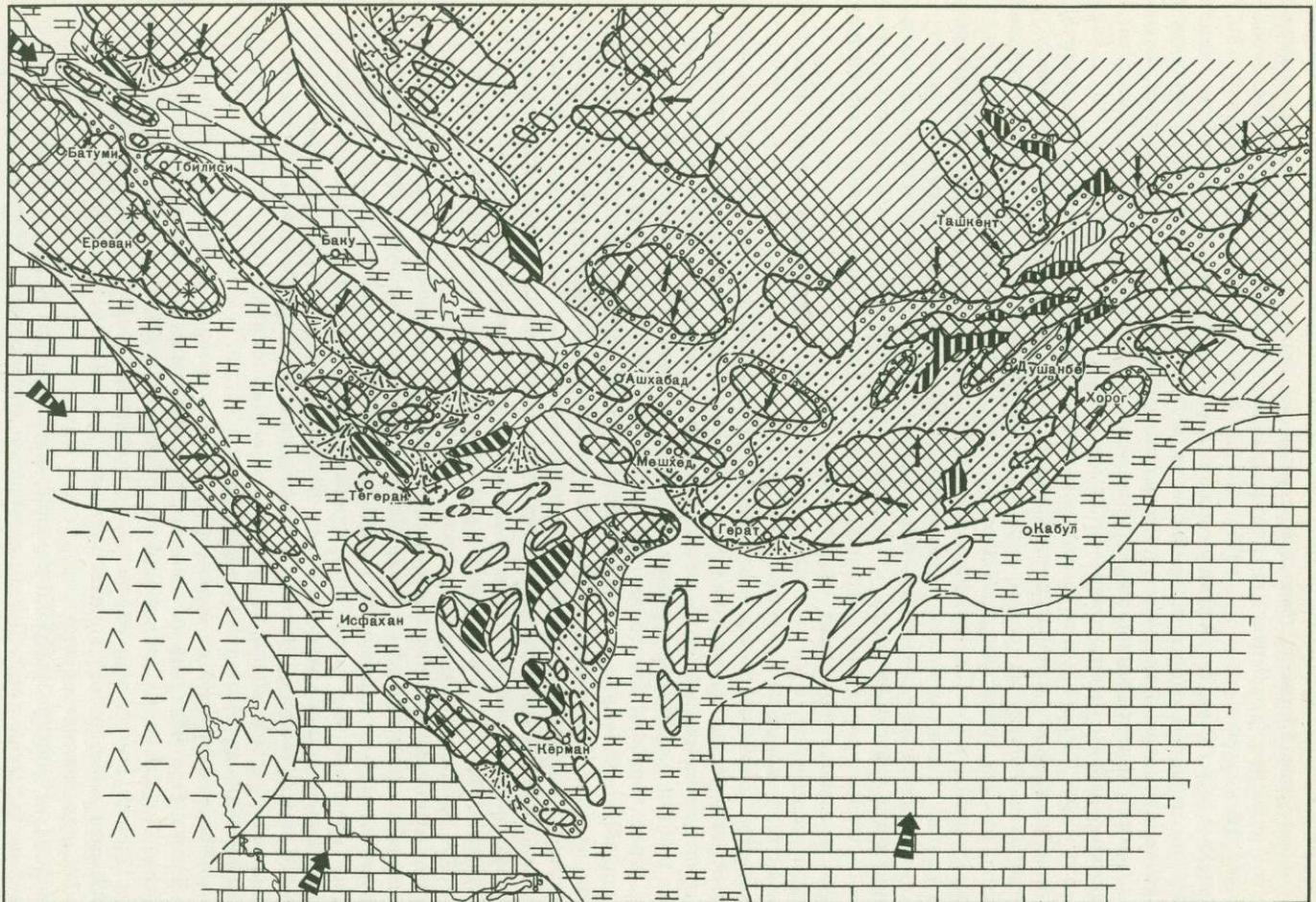


Рис. 25. Палеогеографическая карта региона в конце позднего триаса (норий—рэт)  
Условные обозначения см. на рис. 3

накопления обрамляли с востока крупное Западно-Иранское поднятие, унаследованное с карнием, которое продолжалось далее к западу.

Мощные (400—600 м) доломиты и доломитизированные известняки нория в Нахичеванской АССР (Джульфа) прослеживаются и южнее, на территории Ирана, свидетельствуя в целом о мелководных морских бассейнах с повышенной соленостью. Они служили связующим звеном между морями Закавказья и Ирана.

В Иране в нории—рэте в результате активизации тектонических движений раннекиммерийской фазы окончательно сформировался позднетриасовый структурно-тектонический план. В это время территория Ирана разделялась на ряд палеоландшафтных областей [Брагин и др., 1981а, с. 72]. По периферии центральноиранской полуостровной суши располагалась зона эпиконтинентальных мелководных морей с цепочками небольших низких островов, приуроченных к зонам Нейбандского и Загросских разломов (рис. 25). Последние отделяли центральноиранские эпиконтинентальные моря с карбонатно-терригенной седиментацией от открытого моря на месте Загроса, где преобладало мелководное карбонатно-магнезиально-сульфатное осадконакопление (верхняя серия Хане-Кат) [James, Wind, 1965]. Эти условия здесь были унаследованы с карнием.

В конце позднего триаса в Иране были развиты обширные аллювиально-дельтовые равнины и приморские низменности, приуроченные в основном к системе южнокаспийских, эльбурских и копетдагских поднятий, где в условиях гумидного климата шли процессы заболачивания. Основной областью торфонакопления был Эльбурс-Копетдагский район, который обособился от Туранской плиты. Он представлял собой субширотно ориентированную широкую аллювиально-дельтовую равнину, реки которой текли к югу. Она была осложнена локальными поднятиями в Центральном Эльбурсе [Брагин и др., 1981а]. К югу эта равнина переходила в прибрежно-морскую зону литорали с сетью мелких островов. Максимальная протяженность этой равнины от южнокаспийских источников сноса до перехода ее в приморскую зону достигала, по-видимому, 300 км. Она периодически в периоды обмеления покрывалась системой заболачивающихся озер.

Центральноиранский блок в нории—рэте представлял собой островную—полуостровную сушу среди мелководного моря. Острова были сложены метаморфическими породами протерозоя и карбонатами палеозоя—среднего триаса. С островов обломочный материал поступал в соседние бассейны аллювиально-дельтового и прибрежно-морского карбонатно-терригенного осадконакопления (свита Кадир, дарбидхунская свита, нижнекарбонатная подсвита).

Цепь низких островов протягивалась и вдоль Оман-Табасского меридионального шва, ограничивая с востока центральноиранскую сушу. Острова были окружены узкими шлейфами песчано-карбонатных осадков небольших дельт и пляжей (основание разреза Бульбулю) [Полянский, 1980].

Периодические регрессии эпиконтинентальных морей в центральноиранском блоке создавали благоприятные обстановки для торфонакопления. Это торфонакопление прибрежно-континентального (лагунно-дельтового) типа, преобладавшее в пределах блока, сочеталось с более континентальным аллювиально-дельтовым торфонакоплением в юго-восточной части блока (нижнекарбонатная подсвита в районе Кермана) [Брагин и др., 1981б]. Более значительная площадь образования торфяников располагалась в восточной части Кавирского блока и продолжалась далее к востоку через район Ак-Дарбанда в пределы угленосной зоны Банди-Туркестанского прогиба Северного Афганистана.

Накопление осадков в позднем триасе на Туранской плите подтверждается отложением на Туаркырском поднятии красноцветов переотложенной коры выветривания (аллиты, песчаники, глины) мощностью 40—50 м [Баранова и др., 1963]. Южная окраина плиты, обращенная к Ирану, фиксируется сокращением мощностей отложений нории—рэта до 120—150 м (свита Калариз на Эльбурсе) и крайне низкой угленосностью в районах Боджнурд и Джаджарм.

Туранская плита занимала всю территорию Туркмении и Южного Казахстана вплоть

до Среднеазиатской эпиплатформы. Плита представляла собой обширную пенепленизированную пологовхолмленную область денудации с отдельными, выступавшими в рельефе, расчлененными гористыми поднятиями на месте Центральных Каракумов, Ка-ра-Богаз-Гола, откуда терригенный материал, часто в виде продуктов переотложения кор выветривания (Туаркыр), поступал в бассейны седиментации Копетдагского прогиба и Северо-Каспийской впадины. Вероятно, с юга плита была окружена мощным шлейфом терригенных осадков, формировавших обширные аллювиально-дельтовые равнины (см. рис. 25).

Территория Северного Афганистана и Тянь-Шаня представляла собой область расчлененного низкогорного рельефа с субширотно ориентированными аллювиально-пролювиальными долинами межгорного или предгорного типа с грубообломочными осадками. Однако в наиболее расширявшихся частях долин, главным образом вдоль южных окраин Иссыккульской, Ферганской палеодепрессий, в это время уже начались процессы заболачивания боковых частей долин и образования торфяников долинного типа.

Значительно отличается от описанных зона осадко- и торфонакопления Северного Дарваза—Алая (месторождение Мианаду). Здесь накапливались мощные (до 2000 м) вулканогенно-осадочные в основном грубообломочные пролювиально-озерные отложения. Необходимо отметить, что этот тип вулканогенно-угленосной формации имеет аналоги в пределах Западного Гиндукуша в виде отложений пулихумрийской свиты [Полянский, 1980]. Здесь существовали расчлененные поднятия широтной ориентировки и параллельно поднятия Центрального Афганистана, разделенные широкой аллювиальной долиной, открывавшейся к западу, в сторону Герата. В районе Герата происходило фациальное замещение торфоносных отложений грубообломочными вулканогенно-осадочными, генетически очень тесно связанными с прибрежно-морскими отложениями. Последние были обусловлены проникновением с юга залива мелководного моря.

Территория Южного Афганистана в это время была оккупирована мелководными морями с терригенно-карбонатной на севере и карбонатной седиментацией на юге (Аргандаб). Увеличение доли обломочного материала в морских осадках верхнего триаса можно объяснить существованием в этой части региона небольших низких островов — областей денудации, которые условно показаны на карте (см. рис. 25).

Эти эпиконтинентальные морские бассейны открывались к югу и продолжались к северо-востоку, на территорию Памира. Здесь между открытой морской акваторией и южной окраиной континента располагалось поднятие Юго-Западного Памира, которое простипалось в пределы Северо-Восточного Афганистана, составляя Нуристан-Памирский срединный массив. Остальная территория Памира, кроме его центральной и северной частей, была также занята накоплением тонкотерригенных прибрежно-морских отложений истыкской и вомарской свит. Лишь на юго-востоке Памира существовали более мористые условия мелководно-морского осадконакопления [Дронов и др., 1964].

Вся южная часть Афганистана и Пакистан были площадью развития открытого морского мелководного бассейна, который в большей мере мог характеризовать начальные этапы развития Мезотетиса, но не как океанского, а как открытого морского мелководного бассейна.

Начало ранней юры, соответствующее низам второго макроцикла, ознаменовало собой новый этап седиментации, который на значительной части региона наступил после перерыва в среднем—начале позднего триаса.

На Кавказе сохранились те же, что и в позднем триасе, области денудации — Скифская плита и Грузинская глыба, между которыми располагался Центрально-кавказский морской бассейн. Эти поднятия представляли собой расчлененные платообразные, местами гористые, поднятия. С них песчано-гравийный или галечный материал в основном кварц-кремниевого состава поступал в бассейны морского типа, формируя обширные пляжевые и дельтовые шлейфы как вдоль северной, так и южной

периферийных частей морского бассейна (Теберда, Баксан, Алаверды и др.) (рис. 26, 27).

В краевой части Ставропольского поднятия после заполнения грубообломочными осадками понижений в предъюрском рельефе началась разработка широких речных долин, с которыми были связаны процессы заболачивания (Хумаринское, Баксанская угольные месторождения). Ограниченные по площади торфяники располагались на обширной приморской аллювиальной равнине Северного Кавказа шириной, видимо, 20—50 км (см. рис. 27).

Основной центральнокавказский морской бассейн, ограниченный указанными поднятиями, в ранней юре расширился за счет начавшейся трансгрессии [Кахадзе, 1947; Мокринский и др., 1965; Панов, 1976; Ростовцев и др., 1970; Чихрадзе, 1979, 1981]. Это был окраинный эпиконтинентальный мелководный морской бассейн шириной не менее 150 км (на меридиане Тбилиси, на современной структурной основе), который сужался к северо-западу до 100 км и расширялся на юго-восток в пределы Палеокаспия.

В бассейне р. Кубани (разрезы по рекам Малая Лаба, Теберда, Баксан) и на южном склоне Большого Кавказа (Мзыта, Бзыбь) отложения нижней юры представлены фациями зоны литорали, песчано-галечных пляжей и дельт. К юго-востоку эти отложения постепенно сменяются глинистыми осадками открытого моря за счет расширения бассейна в Дагестане [Халифа-Заде и др., 1982].

Фациальный состав нижнеюрских глинистых отложений осевой части Кавказа и Южного Дагестана [Чихрадзе, 1981; Адамия, 1978] с остатками синемиор-плинсбахских аммоноидей, знаками ряби и разнообразными гиероглифами доказывает условия открытого морского мелководья на значительном удалении от побережья. Центральная, относительно глубоководная, часть этого моря с глубинами, по-видимому, 500—2000 м, расширяясь, продолжалась в Центральный Палеокаспий. С северо-востока морской бассейн здесь был ограничен, вероятно, Среднекаспийским сводовым поднятием (см. рис. 27). Хотя в работах В. Т. Фролова [1965] и Ч. М. Халифа-Заде и др. [1982] отсутствуют палеогеографические карты для раннего лейаса, но уже на картах тоара они показывают этот массив как основную питающую провинцию, что подтверждается также и в монографии В. В. Мокринского и др. [1965] и в Атласе литолого-палеогеографических карт СССР [1968].

На опубликованных ранее палеогеографических картах для ранней юры [Чихрадзе, 1969; 1981] южнее линии Сочи—Ткибули—Тбилиси показан непрерывный северный контур Грузинской глыбы. Однако анализ разрезов юрских осадочно-вулканогенных отложений Закавказья (Локский, Храмский массивы, районы Иджевана и Степанакерта) выявил наличие осадков прибрежно-морских грубообломочных шлейфов подножья древних поднятий и песчаных мелководных прибрежно-морских осадков узкого межгорного прогиба. Такой прогиб шириной до 50 км четко трассируется по этим осадкам от Локского массива через Иджеван и Степанакерт. Южнее он продолжается в северо-западный Иран, открываясь в эпиконтинентальное море. К северу связь Закавказского бассейна с основной акваторией Центрального Кавказа, вероятно, прерывалась из-за Дзиурульского массива [Чихрадзе, 1979, 1981]. Грузинская глыба, скорее всего, была расчленена указанным прогибом на две изолированные части: северо-восточную шириной 30—100 км (бассейн р. Куры, Куринская плита) [Халифа-Заде и др., 1982] в виде слаборасчлененного плато, сложенного докембрийскими метаморфическими толщами, и юго-западную, так называемую Армянско-Нахичеванскую квазиплатформу, ориентированную вдоль юго-западной границы СССР (см. рис. 27).

В Иране на границе триаса и юры не отмечены значительные тектонические события, которые привели бы к заметным перерывам в осадконакоплении. Однако на этом рубеже палеоландшафтная обстановка позднего триаса претерпела существенные изменения в сторону сокращения площадей торфонакопления (рис. 28).

К северу от Эльбурса в связи с воздыманием Эльбурс-Копетдагского блока возникла субширотная система расчлененных гористых возвышенностей. Они были унаследованы с позднего триаса и служили в юрское время основным водоразделом между Кавказ-

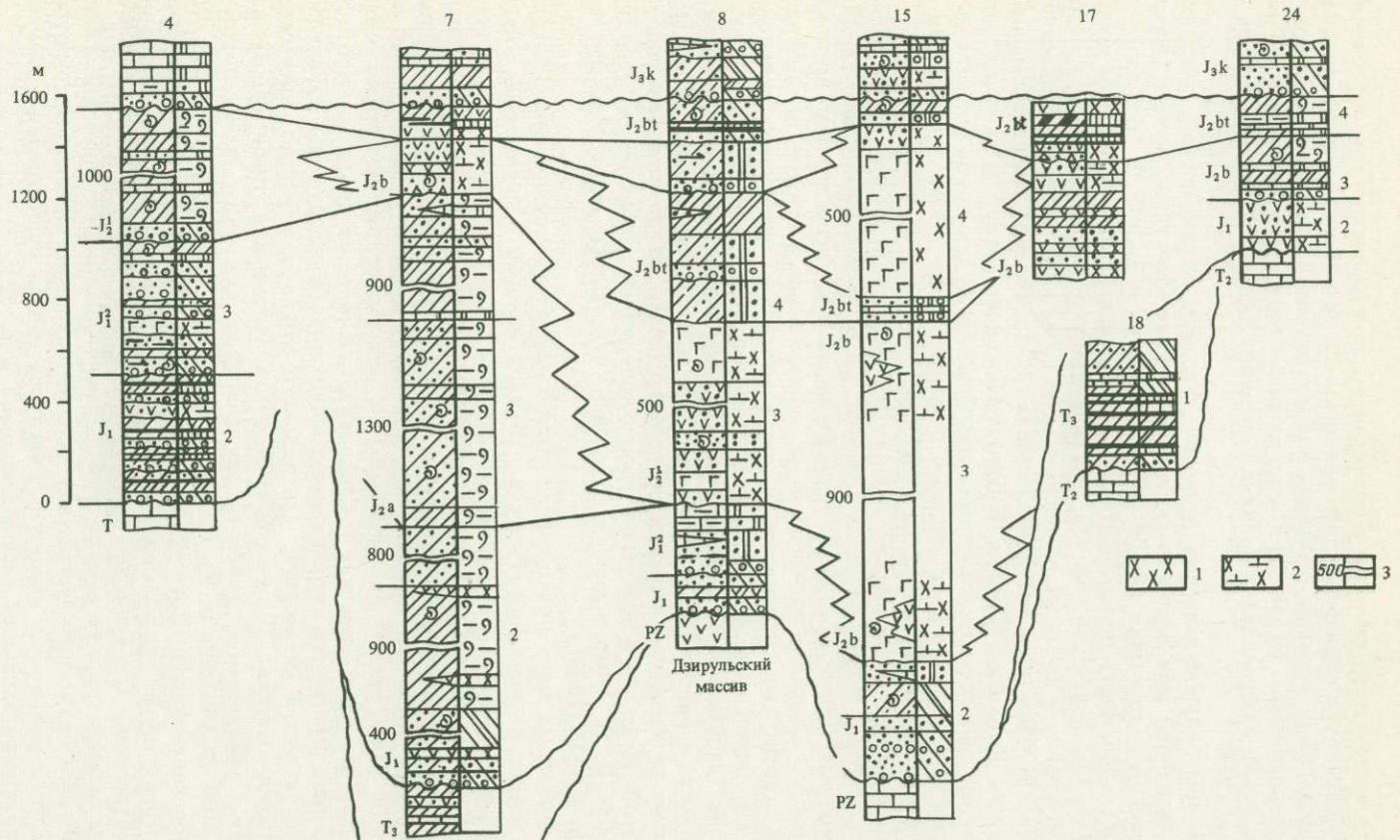


Рис. 26. Литолого-фациальный профиль триасово-юрских отложений Кавказской геосинклинальной области (по линии II—II, см. рис. 1)

1 — вулканиты континентального генезиса; 2 — вулканиты морского генезиса; 3 — перерыв осадконакопления. Остальные условные обозначения см. на рис. 3

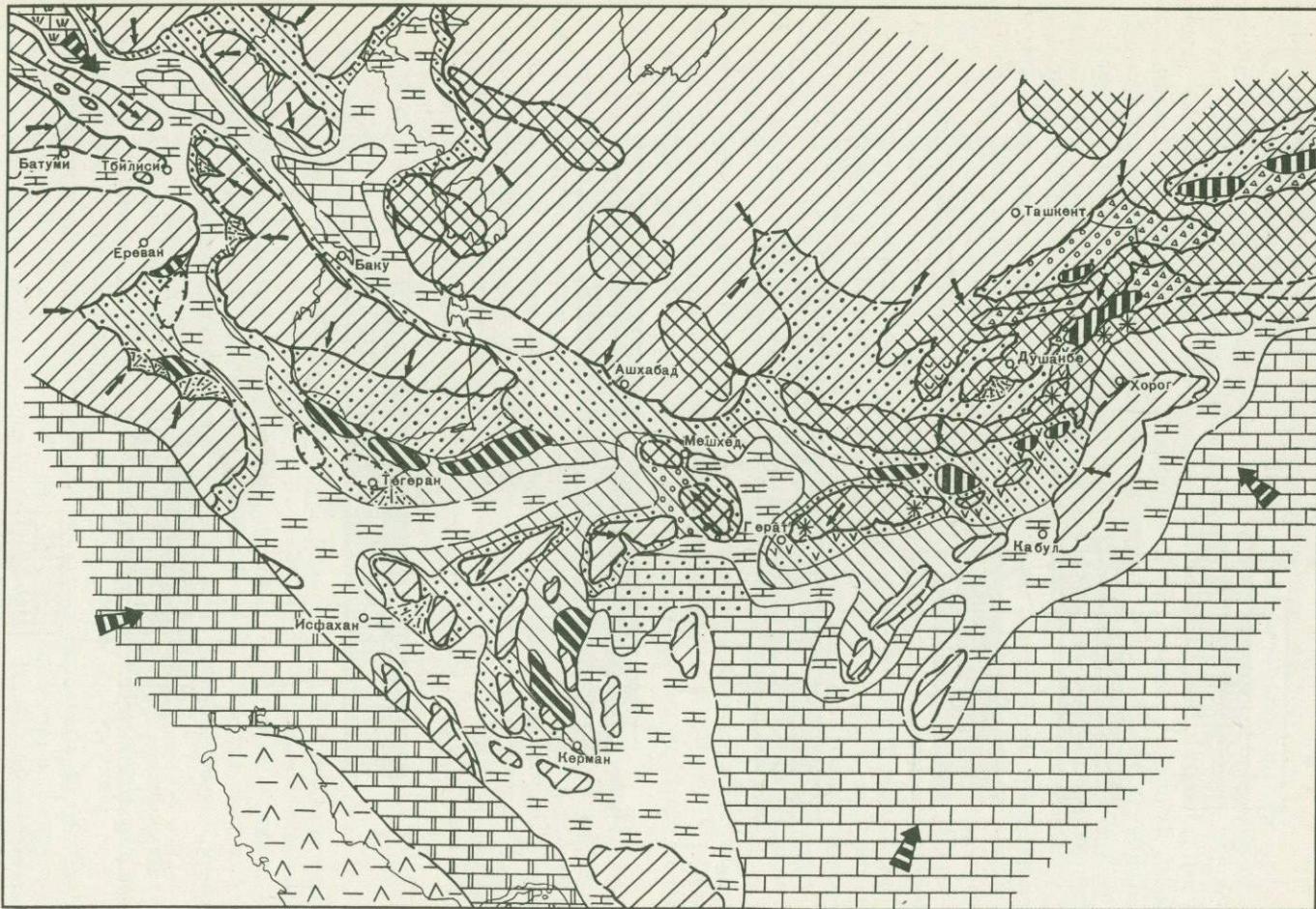


Рис. 27. Палеогеографическая карта региона в начале ранней юры (геттанг—синемур)  
Условные обозначения см. на рис. 3

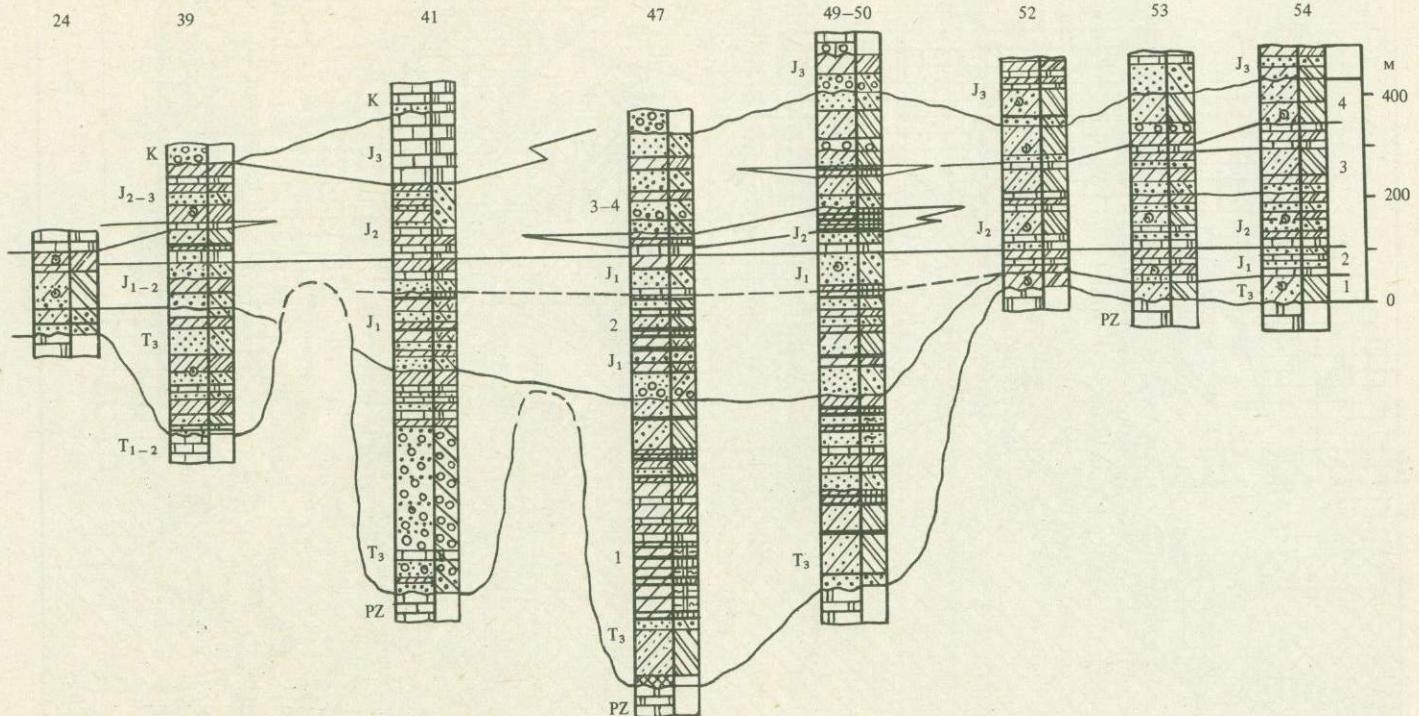


Рис. 28. Литолого-фациальный профиль триасово-юрских отложений структур Иранских массивов (по линии III—III, см. рис. 1)  
Условные обозначения см. на рис. 3

ко-Туркменским эпиконтинентальным морем и морями Ирана. Эти возвышенности были окаймлены с юга широкой аллювиально-пролювиальной приморской равниной, южная оконечность которой служила площадью торфонакопления. Южнее подавляющая часть территории Ирана была занята эпиконтинентальными морями (см. рис. 27).

В центральной части Ирана (центральноиранский блок) располагалась группа островов, низменных на западе и гористых на востоке. Большинство на них было окружено узкими шлейфами континентальных осадков как грубых, так и тонких. К центральной части блока тяготели локальные участки торфонакопления (свиты тохраджехская, Кальмард). Эпиконтинентальный морской бассейн сложных очертаний, включающий эти острова, на западе через проливы соединялся с раннеюрскими морями Закавказья и Турции, а на востоке имел прямое продолжение на территорию Афганистана. От открытого моря на юго-западе он был отделен цепью островов, возникших в результате взаимодействия южной части Хамадан-Сирджанской зоны.

На севере Ирана Эльбурс-Копетдагская зона в результате древнекиммерийских движений была разбита на три узкие субширотные палеоструктурно-ландшафтные подзоны с присущими каждой из них фациальными обстановками и скоростями погружения [Брагин и др., 1981б]. В северной подзоне шло накопление грубообломочного материала (свита Джавахерде), выносимого в аллювиальную долину горными реками. Местами здесь возникали кратковременные заболачивающиеся озера. В центральной подзоне Эльбурса реки приобретали равнинный характер (свита Алашт), соединившись в низовьях, они сформировали широкую аллювиально-дельтовую равнину протяженностью 20—35 км. Основная же разгрузка речных потоков происходила в южной подзоне, где господствовала типично лагунно-дельтовая обстановка. Здесь многократно формировались озера с продолжительными периодами заболачивания. Начиная с синемиора эта зона была постоянно связана с морем, которое периодически подтапливала отдельные участки дельт со спорадическим торфонакоплением (свита Алашт). Протяженность подводных дельт и пространственно приуроченных к ним лагун, вероятно, не превышала 25—75 км.

К северу от Эльбурс-Копетдагского блока простиралась обширная сушина на месте Туранской плиты. По сравнению с поздним триасом принципиально изменился ее фациальный облик. С началом юрского времени здесь активизировались процессы расчленения этой суши на поднятия и прогибы с мощным аллювиально-пролювиальным осадконакоплением. Поднятия были в основном унаследованы с триаса. Они располагались на юго-восточном продолжении Южно-Каспийского и Центральнокаспийского валов, Центральнокаракумского свода и по периферии основной размываемой суши к северо-востоку от современной Амудары (см. рис. 25).

Еще более контрастный характер имели палеоландшафты восточнее Туранской плиты, Тянь-Шанская активизированная эпиплатформа приобрела в это время вид расчлененной низкогорной страны.

Ориентировка основных расчлененных областей денудации и разделяющих их долин имела субширотный характер соответственно главным структурным элементам платформы. Исключением являлись те структуры, которые определялись такими крупными разломами как Большой Ферганский. Вдоль него среди горных массивов в начале лейаса были сформированы Палеокаратаяуский, Сырдарынский прогибы, юго-восточное продолжение которых уходило в Таримский массив в Китае.

Как и на Туранской плите, базальные слои нижней юры представлены грубообломочными породами мощностью до 100—200 м (Каратая, Назар-Айлок, разрезы периферии Ферганской котловины, Иссыккульской впадины) (рис. 29).

Торфонакопление в начале юры, после отложения базальных маломощных кластогенных осадков приобрело практически повсеместный характер, развиваясь в боковых частях межгорных и предгорных долин (см. рис. 27). Торфяники характеризовались линзовидным строением, малой площадью развития (Гиссар, Фергана).

Межгорные долины, в которых шло накопление аллювиально-озерно-болотных отло-

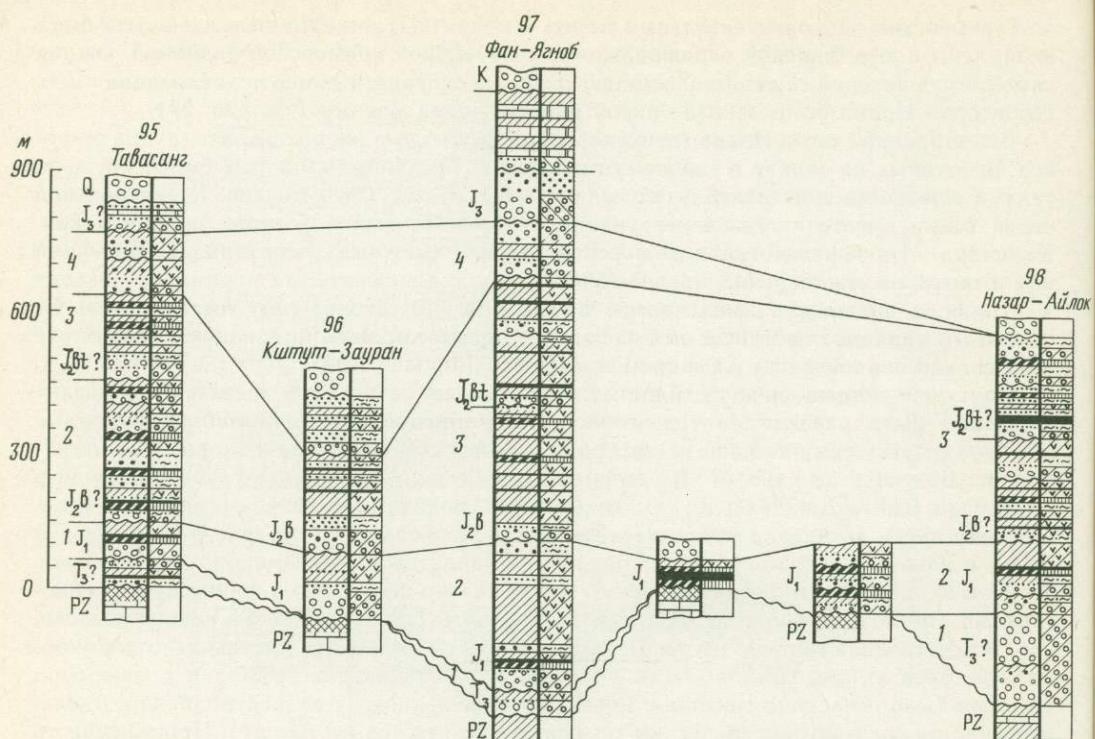


Рис. 29. Литолого-фациональный профиль триасово-юрских отложений межгорных прогибов Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена (по линии VII—VII; см. рис. 1)

Условные обозначения см. на рис. 3

жений, достигали ширины 200 км (Палеоферганская, Афгано-Таджикская), а вытянуты они были в пределах первых сотен километров. Для сравнения — современные межгорные долины Тянь-Шаня, такие как Зеравшанская, Алайская, имеют ширину обычно от первых сотен метров в верховьях до первых десятков километров в низовьях и заключены в границах резко расчлененного высокогорного рельефа. Реконструируемые межгорные раннеюрские долины примерно соответствовали современным по масштабу и характеру осадков. Из этого можно заключить, что и окружавшие их области денудации представляли собой также расчлененные гористые возвышенности, интенсивно размывавшиеся временными потоками в условиях гумидного климата.

Резко отличающееся строение и фациальный состав имеют отложения нижнего лейаса в Северном Афганистане. Здесь они представлены комплексом песчано-алеврито-глинистых осадков аллювиально-озерных фаций с локальным развитием торфонакопления (Шабашек, Даханитор). Эти отложения выполняли довольно обширную предгорную долину, заключенную между поднятиями Палеогиндукуша и Нуристан-Памирским массивом.

Палеогиндушское гористое поднятие занимало в ранней юре, вероятно, большую часть Северного Афганистана. Только в районе Герата оно резко сужалось до широтно ориентированного хребта, который отделял платформенные осадочные бассейны южного Турана от эпиконтинентальных морей Центрального и Южного Афганистана, где преобладало терригенно-карбонатное осадконакопление [Геология и полезные..., 1980]. Самую южную и юго-восточную части Афганистана, вероятно, занимала открытая акватория северной краевой части Мезотетиса, где процессы преобладающего карбонатного осадконакопления были унаследованы с позднего триаса.

На Памире в начале лейаса процессы терригенной и карбонатной седиментации происходили в очень ограниченных по площади эпиконтинентальных морях, которые огибли основные области денудации (см. рис. 27).

К югу от Памира, на территории Пакистана и Восточного Афганистана, известны лишь мелководно-морские терригенно-карбонатные отложения лейаса.

Конец ранней юры, соответствующий верхам второго макроцикла, наиболее четко зафиксирован в западной части региона (Кавказ, Иран). Здесь мы встречаем датированные по остаткам аммонитов с точностью до яруса и даже до подъяруса морские и прибрежно-морские карбонатно-терригенные отложения, которые во многом были обусловлены тоарской трансгрессией.

Наиболее полные разрезы тоара описаны в Дагестане, где они представлены мощными циклично построенными песчано-алеврито-глинистыми осадками фаций прибрежно-морского мелководья и обширных дельт [Фролов, 1965]. Суммарная мощность нижнего, среднего и верхнего тоара здесь составляет 3000—8000 м (рис. 30). Бассейн осадконакопления был ограничен с северо-востока поднятиями южного борта Скифской плиты, которые имели характер пологого слабо расчлененного плато с выносом песчано-алевритового материала в зону обширных дельт, ширина которых, вероятно, достигала 200 км вдоль северного борта бассейна. Юго-западнее дельтовые осадки постепенно сменялись более тонкими прибрежно-морскими и открыто-морскими алеврито-глинистыми осадками Большекавказского морского бассейна. Еще южнее, ближе к северному борту Грузинской глыбы, в составе отложений тоара начинает преобладать песчаный материал, сносимый с южных областей денудации. Фациальный состав этих отложений недостаточно ясен, но можно предполагать принадлежность их к прибрежно-континентальным фациям, однако без выделения дельтовых осадков.

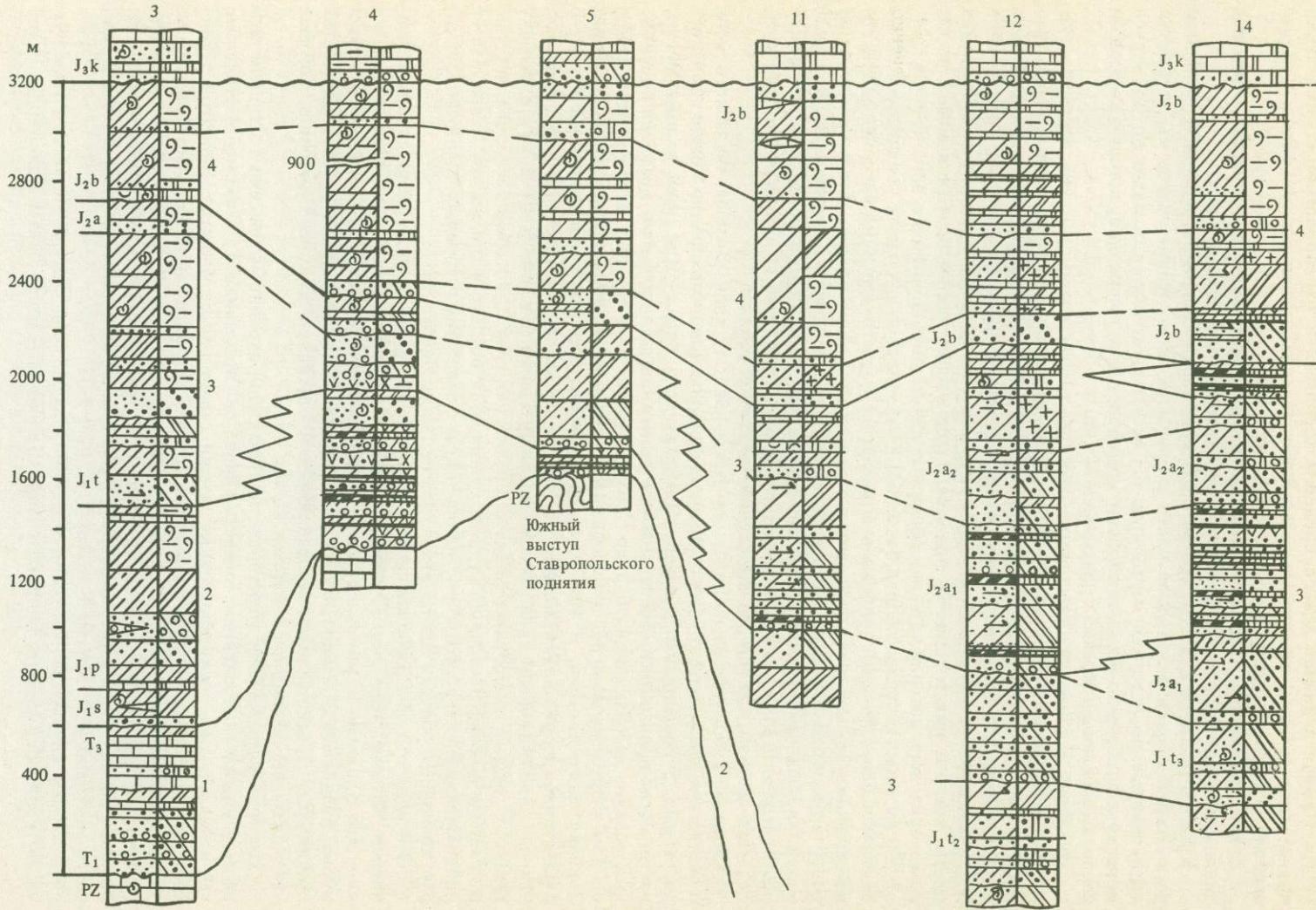
Сужение субширотных фациальных зон к южному краю Большекавказского моря и отсутствие здесь более грубых отложений прибрежно-морских фаций можно объяснить вероятным перемещением к северу Закавказского блока. При этом в послеюрское время могло произойти перекрытие аллохтонными пластинами зоны развития прибрежных осадков [Лордкипанидзе и др., 1984]. Поперечное сужение этого морского бассейна в тоаре несколько расширилось за счет сокращения областей денудации, особенно Закавказского массива. В это время он приобрел еще более расчлененный характер и разделился на ряд поднятий (рис. 31) северо-западной—юго-восточной ориентировки. Они не препятствовали трансгрессии тоарского моря к юго-востоку и югу в сторону Ирана. С запада сохранились реликты Грузинской глыбы, которые располагались уже в пределах Северо-Восточной Турции, сужаясь на востоке в районе оз. Севан. На ее продолжении к юго-востоку простиралась цепь небольших островных поднятий, формируя локальные области денудации в осевой части Эльбурса.

Северная окраина Закавказского массива была представлена Палеокуринским поднятием, которое, пересекая Южный Каспий, захватывало самый край Южной Туркмении. Это Куриńskо-Южно-Каспийское поднятие и его западное продолжение в Черноморье, разделяло северную и южную ветви окраинных морей Мезотетиса. Эти ветви соединялись в единый мелководный морской бассейн в Южной Туркмении, который через проливы сообщался с морями Ирана.

Центральнокавказское море представляло собой окраинный бассейн с мощным терригенным осадконакоплением. К северо-западу оно открывалось в Северное Черноморье, где накапливались тонкотерригенные осадки (разрез по р. Мзымта). Вероятно, трансгрессия моря в конце ранней юры шла в пределы Центрального Кавказа с северо-запада.

Для Закавказского морского бассейна был характерен такой же тип мелководно-морской карбонатно-терригенной седиментации, который устанавливается по разрезам отложений тоара—аалена (верхи второго макроцикла) по периферии Дзириульского, Локского массивов и на Малом Кавказе (см. рис. 26).

В Иране начавшаяся в тоаре морская трансгрессия быстро захватила большую часть территории страны (свиты Нейзар, Шариндашт, верхи свиты Кальмард). Прак-



тически повсеместно морские отложения верхней части второго макроцикла, датированные тоарскими и байосскими аммонитами и двустворками [Seyed-Etami, 1971а], представлены тонкими песчано-алеврито-глинистыми осадками с мелководно-детритовыми карбонатами. Эти отложения характеризуют фации либо прибрежно-морского подвижного мелководья, либо мелководно-открытого моря. Островные поднятия слагали архипелаги в пределах центральноиранского блока (в районе Исфагана) и вдоль оси Эльбурса. По сравнению с началом раннеюрского этапа площадь этих островных поднятий сократилась. К этому моменту морские осадки перекрыли такие длительно существовавшие поднятия, как Шотори, Дарбанд-Бульбулю в Центральном Иране. Они представляли собой низкие выравненные острова, местами типа плоских отмелей, которые поставляли песчано-алевритовый материал в прилегающие зоны литорали и открытого мелководья, нередко формируя обширные песчаные шлейфы, особенно вдоль южной периферии Эльбурса и вокруг центральноиранских поднятий (см. рис. 31).

К юго-западу простиралась зона Загросского открытого моря. При сравнении триасово-юрских отложений основной территории Ирана и Загроса бросается в глаза резкое различие их мощностей и фациального состава. В Загросе в позднем лейасе накапливались эвапоритовые осадки мощностью до 280 м, которые аналогичны осадкам более южных частей Аравийской платформы (Сирия). В Центральном Иране в это время были развиты сильно различные по мощности (300—1000 м) преимущественно теригенные, местами угленосные отложения, приуроченные к отдельным прогибам активизированной платформы.

Рассматривая палеогеографическую обстановку для конца лейаса в Центральном и Северном Иране, трудно ее отделить от более поздних этапов развития, в частности в аалене.

Отложения аалена датированы остатками морской фауны только в отдельных разрезах Северного и Центрального Ирана (свиты Шириндашт, Нейзар). Обычно же на палеогеографических схемах или стратиграфических построениях для Ирана они рассматриваются совместно с тоарскими без разделения на ярусы, поэтому в большинстве разрезов Ирана невозможно провести точную возрастную границу между ранней и средней юрой, особенно между разнофациальными зонами.

На палеогеографической карте для конца ранней юры (см. рис. 31) показано преимущественное развитие морских трангрессивных отложений, характерных для тоара и аалена, которые были распространены не только в Иране, но и на соседних территориях Кавказа, юга Средней Азии и отчасти Северного Афганистана, где отложения аалена выделяются однозначно лишь в отдельных районах. Несмотря на то что на этой карте показаны преобладающие морские условия седиментации, в ней нашло отражение и кратковременное торфонакопление в аалене Дагестана (разрезы Аварское Койсу, Кара-Койсу, Чирахчай).

Южная континентальная окраина Евразии (Скифская и Туранская плиты) в конце лейаса претерпела значительные ландшафтные изменения по сравнению с началом ранней юры. Туранская плита по юго-западному обрамлению представляла собой ряд вытянутых на северо-запад возвышенностей, окруженных обширными прибрежно-континентальными аллювиальными равнинами, которые открывались в сторону расположенного южнее моря. Возвышенности, местами пенепленизованные, сохранили унаследованное развитие и располагались в районе Мангышлака, Центрального Каспия и в Центральных Каракумах [Крылов, Мальцева, 1967]. На закрытых пространствах, которые занимают основную часть Туранской плиты, нижняя юра вообще чаще всего не вскрыта

←  
Рис. 30. Литолого-фациальный профиль триасово-юрских отложений прогибов Кавказской геосинклинальной области (по линии I—I, см. рис. 1)

Условные обозначения см. на рис. 3

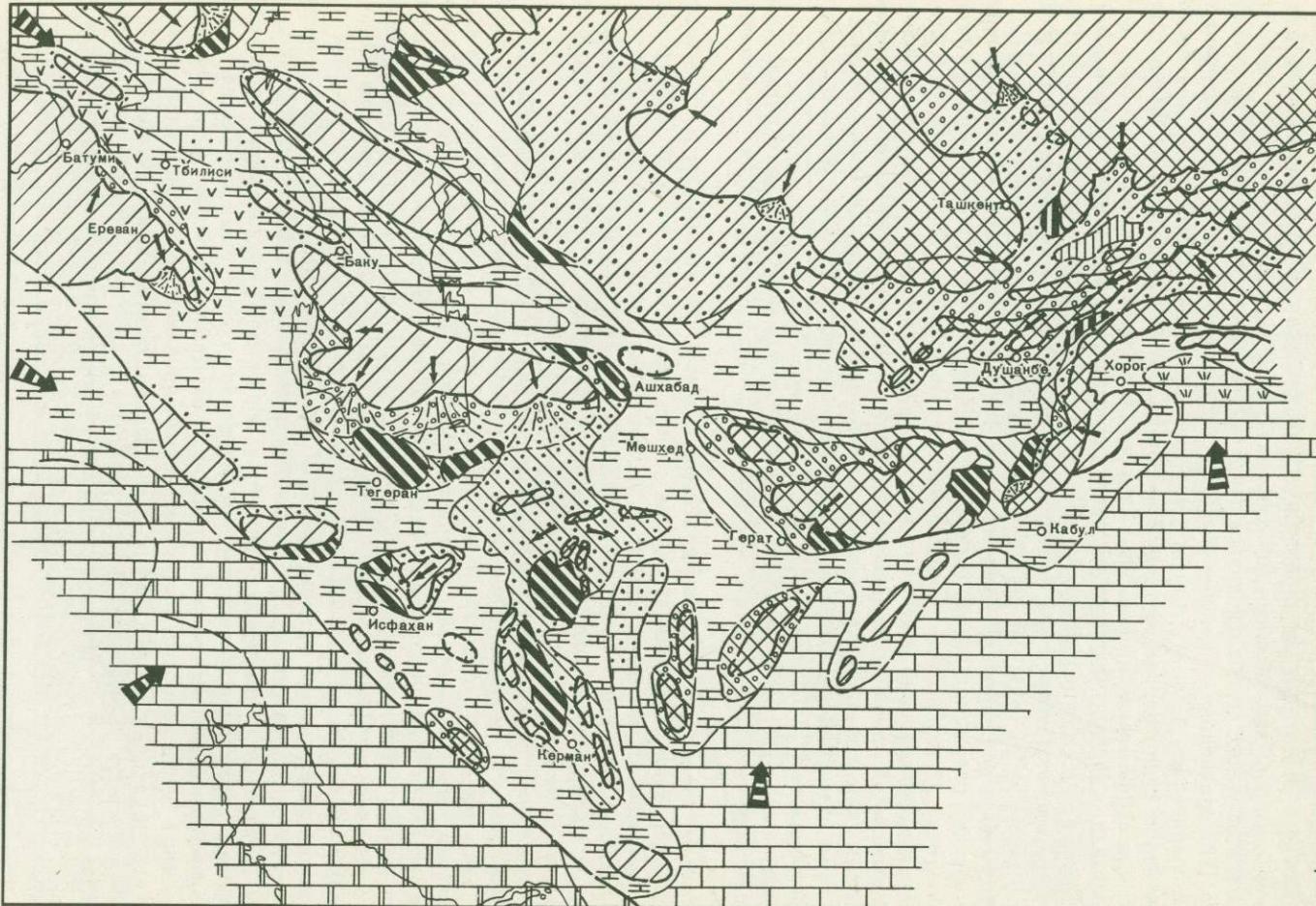


Рис. 31. Палеогеографическая карта региона в конце ранней юры (плинсбах—тоар)  
Условные обозначения см. на рис. 3

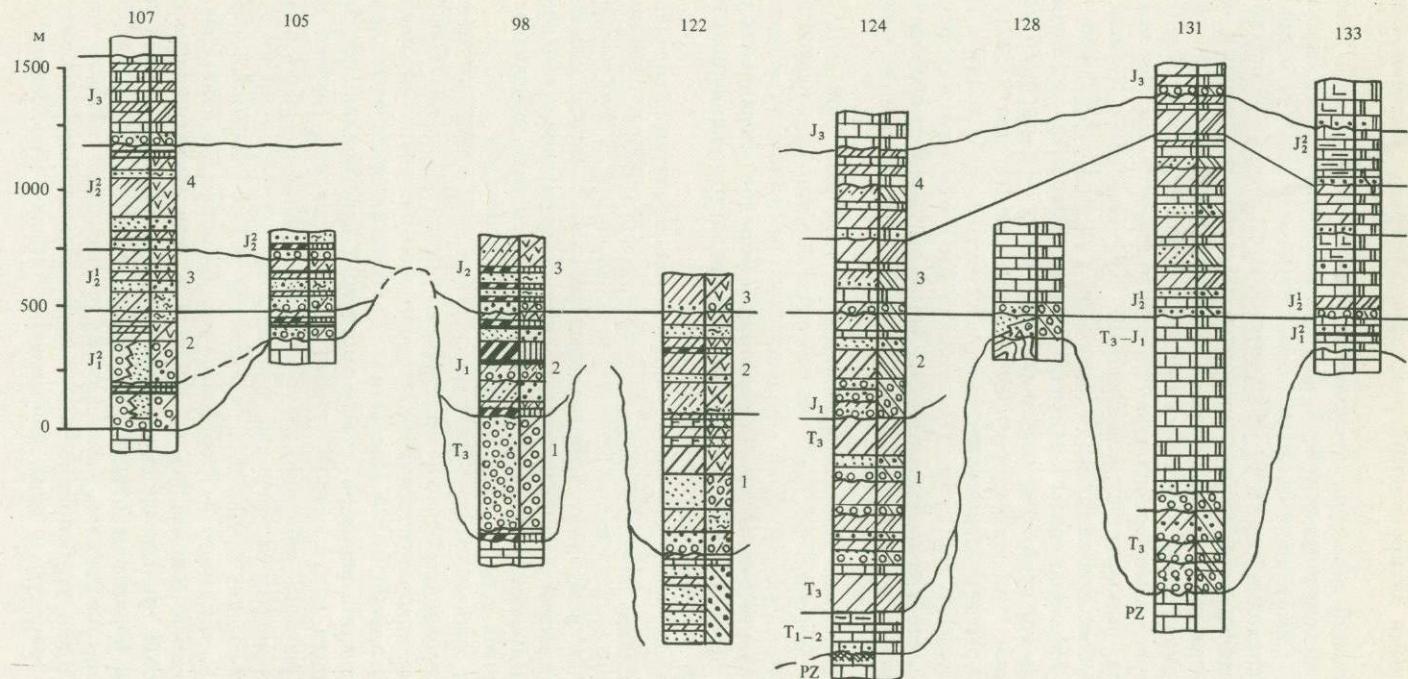


Рис. 32. Литолого-фациональный профиль триасово-юрских отложений прогибов южной окраины Туранской плиты и Тянь-Шаня  
(по линии VII—VII, см. рис. 1)

Условные обозначения см. на рис. 3

скважинами. В этом случае ее генезис устанавливается предположительно по аналогии с близрасположенными датированными разрезами (Туаркыр, Большой Балхан и др.; рис. 32).

Основной Туранский пенеплен, продолжавшийся от Амударьи к северо-востоку, захватывал и ряд низкогорных поднятий, сложенных палеозойскими породами фундамента в районе г. Самарканда и вдоль Большого Ферганского разлома. К востоку Туранская плита переходила в активизированную Тянь-Шаньскую эпиплатформу. Здесь характер и распределение на площади основных областей денудации и аккумуляции примерно соответствовали раннелейасовой палеогеографической обстановке (см. рис. 27). Однако значительно снизилась степень расчлененности и высота основных поднятий, местами несколько расширились бассейны аккумуляции. Все это отразилось на составе осадков, выполнявших эти бассейны [Бебешев, 1976; Полянский, 1985]. Аллювиальные грубообломочные осадки сменились пойменно-озерными с местным и незначительным заболачиванием в районах Карагату, Назар-Айлока. Возможно, Ферганская депрессия в это время уже получила выход к югу — в сторону Палеоалайской долины — и к востоку — в Палеиссыккульскую депрессию (см. рис. 31, 32). Палеоалайская структура по-прежнему открывалась к юго-востоку и к юго-западу, в Палеотаримскую и Палеотаджикскую депрессии. При этом на всей этой площади формировались обширные аллювиально-озерно-болотные осадочные комплексы со спорадическим заболачиванием в краевых частях бассейнов (юго-западные отроги и южные склоны Гиссара).

При рассмотрении такой сложной конфигурации этих бассейнов нельзя исключать возможность более широкой пространственной связи Афгано-Таджикской и Таримской палеоструктур в ранней юре, которая в послеюрское время была нарушена Памирским скучиванием и в результате была сужена примерно на порядок по сравнению с первичным распространением бассейна. Этот вопрос является предметом специального изложения и будет рассмотрен в конце этой главы.

В пределах Северо-Афганской части эпиплатформы характер распределения основных структур сохранился с раннего лейаса. Ряд широтных слаборасчлененных поднятий Палеогиндукуша, Бадхыза и вдоль Дарваз-Каракульского и Гиндукушского разломов разделяли обширные межгорные аллювиальные долины со спорадическим развитием озерных и болотных фаций. Угленосность в этом интервале разреза отмечена на угольных месторождениях Шабашек, Ишпушта, Чаль и др. На составе угленосных отложений последнего отразились и проявления раннеюрского вулканизма.

Центральная и южная части Афганистана резко отличались по составу осадков от рассмотренных изохронных отложений северной части этой страны. Они были ареной распространения мелководно-морских тонкотерригенных и карбонатных осадков окраинных и эпиконтинентальных морей Мезотетиса. Располагавшийся здесь архипелаг низких островных поднятий, вероятно, северо-восточного простирания, поставлял тонкий обломочный материал как в сторону узкого морского залива (разрез Нальбандон) к югу от Гиндукушского разлома, так и к югу и востоку, в сторону открытого морского мелководья (разрез Аргандаб; рис. 33).

Далее к северо-востоку продолжал развиваться ряд островных массивов на месте Юго-Западного, Центрального и Юго-Восточного Памира. По сравнению с началом лейаса они существенно сократились по площади и были снивелированы в результате раннеюрской морской трансгрессии, сохранив расчлененный характер в южной части Памира. К таким поднятиям относятся Западно-Памирское (разрез Марджанай), Аличурское (разрезы Ак-Джилга, Кара-Джилга) и Истыкское (разрезы Мамазаир, Рават, Кунтейсай). Здесь грубообломочные отложения основания карбонатной юрской формации имеют тоарскую и даже байосскую датировку (Ак-Джилга) [Полянский и др., 1975а, б].

Вся остальная территория Центрального и Юго-Восточного Памира была занята мелководными краевыми морями с преобладающим карбонатным осадконакоплением (Кокуйбелсу, Куртеке, Рават, Кунтейсай (см. рис. 31).

25

29

30

32

147

142

139

138

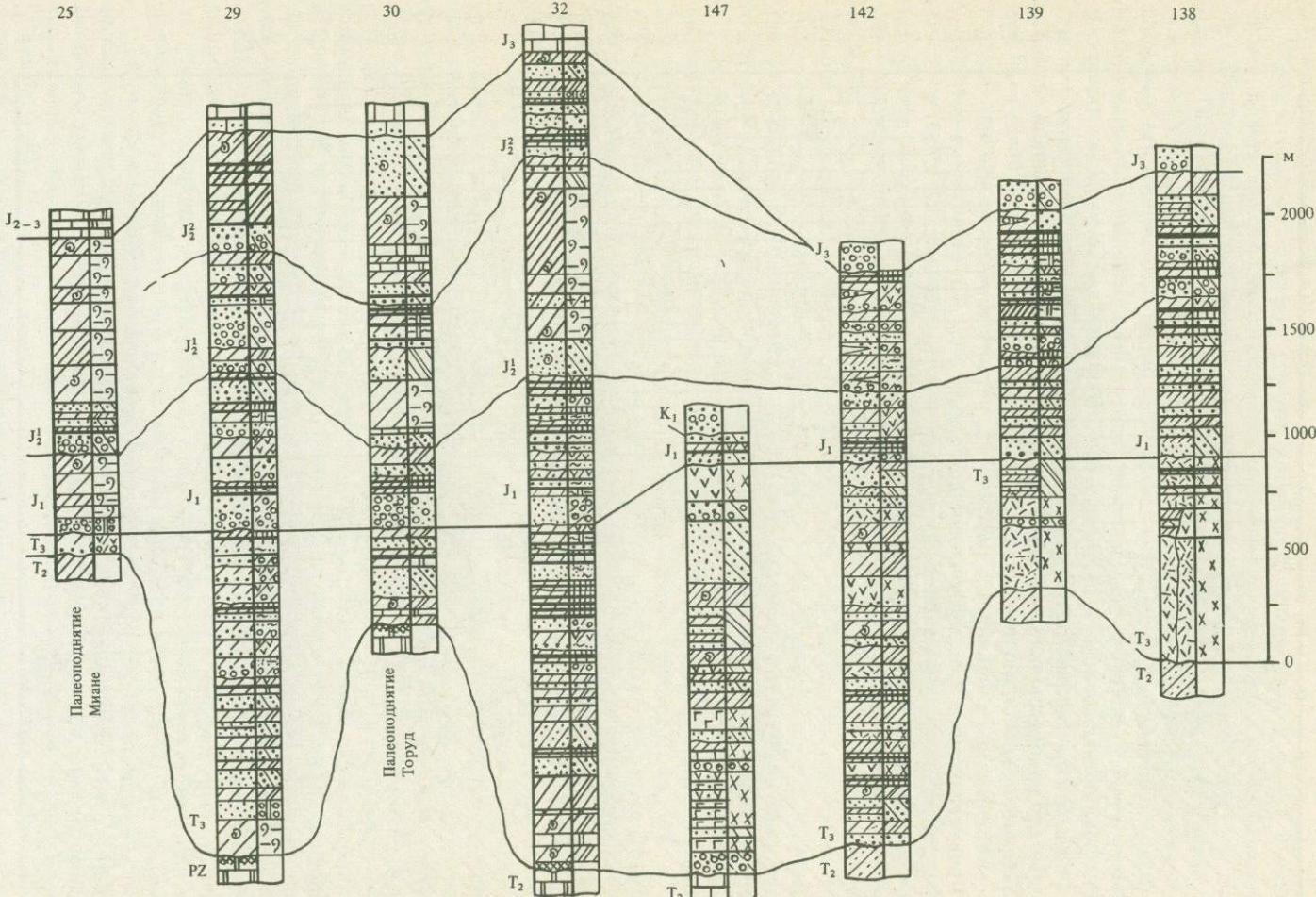


Рис. 33. Литолого-фациальный профиль триасово-юрских отложений прогибов Северного Ирана и Афганистана (по линии IV—IV, см. рис. 1)  
Условные обозначения см. на рис. 3

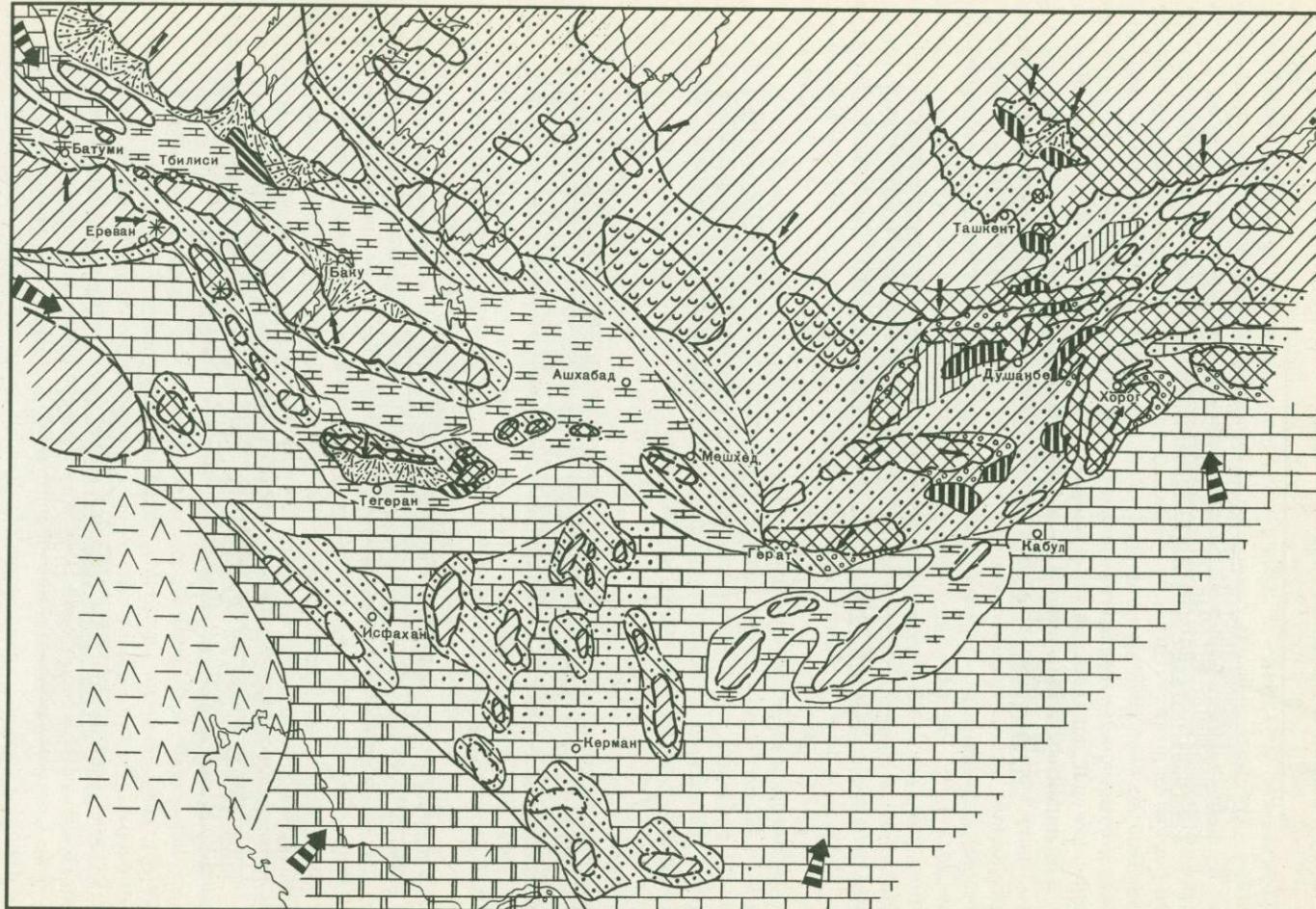


Рис. 34. Палеогеографическая карта региона в начале средней юры (аален-байос)  
Условные обозначения см. на рис. 3.

Средняя юра, представленная основным объемом отложений формаций, будет рассмотрена для байоса и бата.

В байосское время (третий макроцикл) территория Кавказа представляла собой область максимального развития морской трансгрессии, которая охватила большую часть Северного Кавказа, за исключением Ставропольского выступа Скифской плиты. По сравнению с тоаром площадь выступа значительно сократилась за счет вовлечения в сферу мелководно-морского осадконакопления юго-восточного и северо-западных его окончаний. Вероятно, усилилась связь Северо-Каспийского и Центрально-кавказского эпиконтинентальных морей благодаря расширению пролива между Ставропольским и Центральнокаспийским поднятиями и сокращению площади последнего. Это предположение подтверждается данными В. А. Вахрамеева и др. [1977] о том, что в аалене большая восточная часть Предкавказья, вероятно, являлась областью сноса, как и в ранней юре. Здесь морские отложения байоса несогласно залегают на вулканогенно-осадочном верхнем триасе.

В байосе, несмотря на трансгрессию, продолжало унаследованное развитие Центральнокавказское поднятие [Кахадзе, 1947; Мокринский и др., 1965], которое по сравнению с поздним лейасом лишь несколько уменьшилось по площади. Если в тоаре оно отделяло лагунно-дельтовый бассейн Северного Кавказа от Центральнокавказского моря, то в байосе весь Северный Кавказ был оккупирован мелководным морем, которое трансгрессировало с северо-запада. На юго-восточном окончании Главного Кавказского хребта (Азербайджан), по данным Ч. М. Халифа-Заде и А. М. Магомедова [1982], в байосе сформировались небольшие поднятия, вытянутые вдоль основных структур Кавказа, которые отделялись от Южно-Каспийского поднятия.

Наиболее глубоководные части Центральнокавказского моря занимали его северо-западную и юго-восточную части, разделяясь зоной поперечного сужения и обмеления бассейна в районе южного окончания Ставропольского выступа (рис. 34).

Осадки относительно глубоководных участков байосского моря, представленные однородным алеврито-глинистым материалом (800—1000 м), были описаны на Северо-Западном Кавказе и в Дагестане, верхи лабинской, джангарской, джорской свиты — на Северо-Западном Кавказе, хивская, игатлинская свиты — в Дагестане [Фролов, 1965; Ростовцев, 1962; Панов, 1976]. При делении этой мощности на длительность байосского века, т. е. 5—6 млн лет [Odin et al., 1982; Van Hinte, 1976], получаем скорость седиментации около 150 м/млн лет. С учетом минимума трехкратного уплотнения осадка скорость осадконакопления составит 400—500 см за 1 млн лет. Такая скорость превышает скорость для океанических глубин в 10000 раз и, вероятно, возможна только в зонах удаленных от берега эпиконтинентальных морей с глубинами порядка 200—500 м, при переходе шельфа к континентальному склону. Обильный пелитовый материал, сносимый с континента, здесь разгружался, образуя толщи резко повышенной мощности. Приведенная рассчитанная скорость, хотя и превышает скорости накопления осадков во флишевых бассейнах (100 м/млн лет) [Периодические..., 1976], но вполне соизмерима. Тем более не ясно, учитывалось ли в приводимой скорости трехкратное уплотнение осадка при переходе в породу. Эта скорость рассчитывалась для таких современных аналогов флишевых бассейнов, как Адриатическое, Красное, Черное моря, отличающихся узкой шельфовой и сравнительно глубокой и обширной центральной частью, где преобладает накопление тонкого пелитового материала.

Таким образом, на Кавказе, даже в его центральной геосинклинальной зоне в юре не было океанского бассейна с глубинами выше 2000 м. Даже во время максимальной байосской трансгрессии территория Большого Кавказа была занята эпиконтинентальным морским бассейном окраинного типа с относительно глубоководными впадинами до 500 м [Фролов, 1984].

В байосе большая часть Закавказья была охвачена мощной вулканической деятельностью, первые признаки которой начали проявляться еще в ранней юре [Беридзе, 1981]. Практически весь разрез байосских отложений Закавказья, от южного склона Большого Кавказа (район Сухуми—Ткварчели) и к юго-востоку до южной границы

СССР, представлен сложным комплексом вулканитов основного и среднего состава [Беридзе, 1981; Лебедев, Малхасян, 1965]. Датировка этих отложений основывается на многочисленных остатках морских организмов (аммониты, двустворки и пр.), приуроченных к горизонтам известняков и песчаников среди вулканитов [Малхасян, 1981].

Вопросы юрского вулканизма и его связи с осадочными процессами в Закавказье были рассмотрены в ряде статей и монографий, особенно в сборнике, посвященном памяти Г. С. Дзоценидзе [Вулканизм и литогенез, 1981], и в многочисленных работах М. А. Беридзе [1981] и др.

К югу, на территории Ирана, байосский этап характеризовался также максимумом проявления морских условий начиная с тоара и далее в аалене.

В начале байоса произошла крупная перестройка структурного плана Ирана. Подвижки вдоль Оман-Табасского и Бухабадского разломов вероятно послужили причиной формирования крупной меридиональной палеоструктурно-ландшафтной зоны, которая объединила Эльбурс-Копетдагский и центральноиранский район. Протяженность этой зоны составляла свыше 700 км при средней ширине 120—150 км. В байосе зона представляла собой аллювиально-дельтовую равнину и являлась самой крупной площадью торфонакопления (см. рис. 34). Основной площадью питания терригенным материалом для нее служила Копетдагская—Южно-Каспийская грязь гористых поднятий. Ее продолжением на восток служила Южно-Таджикская палеосуша, с которой пространственно была связана следующая к югу крупная площадь байосского континентального торфонакопления — Бандитуркестанский прогиб.

На западе Южно-Каспийские поднятия отделялись от равнинной палеосуши восточного Закавказья широким проливом, где продолжалось отложение вулканогенного материала. Южнее, в Северо-Западном Иране, отложения байоса лишены вулканитов. Островные участки равнинной суши в байосское время возникли на территории Центральноиранского и Восточно-Иранского блоков. К некоторым из них были приурочены небольшие площади прибрежно-континентального торфонакопления (Тарг и др.).

Крупная гористая возвышенность располагалась в районе г. Сирджана. Вблизи ее в средней юре накопилась толща туфогенных конгломератов и песчаников мощностью 960 м [Dimitriević et al., 1973].

Преобладающую часть Ирана в байосе занимало эпиконтинентальное море. Перед началом трангрессии произошло выравнивание территории в результате морской абразии, что обусловило широкую, но ограниченную во времени, трангрессию и быстрое расселение морской фауны на большой территории, включая Кавказ, Северный Иран и вплоть до юго-западных отрогов Гиссара. Кратковременный расцвет пелеципод и кораллов тоара—байоса, имеющих большое корреляционное значение [Полянский, Рейман, 1979], говорит о мелководном характере обширного бассейна с большим количеством отмелей и островов. Отражением этих фациальных обстановок в Иране являются терригенно-карбонатные отложения так называемой формации Бадаму (нейзарская и бабназунская свиты в районе Кермана) [Полянский и др., 1975]. Лишь в юго-восточной части Хамадан-Сирджанского блока и в Закавказье отлагались в это время вулканогенные осадки.

Аллювиально-дельтовая фациальная обстановка, преобладавшая в Северном и Центральном Иране в байосе, была весьма благоприятной для торфонакопления. Периодическое заболачивание обширных пространств приводило к образованию протяженных торфяников дельтового типа. Следствием явились высокая угленосность свит Гумруд, Мазино и наличие в их составе самых мощных в триасово-юрском разрезе угольных пластов.

Байосская трангрессия отразилась и на отложениях юры Туранской плиты, особенно ее западной и южной краевых частей. Вся Прикаспийская окраина плиты служила зоной развития приморских плоских равнин, периодически заливаемых морем. Море со стороны Северного Каспия трангрессировало к востоку в виде залива южнее Мангышлака. Центрально-каспийское поднятие отделяло этот залив от Кавказско-Туркменского эпиконтинентального моря, которое в виде узкого мелководного бассейна

шириной до 150 км обрамляло с юга Туранскую плиту. К востоку оно простиралось вплоть до восточной части Афгано-Таджикской депрессии, проявляясь в виде морских отложений байоса в разрезах Кугитанга. Восточнее Ашхабада, видимо, существовал широкий пролив, соединявший этот бассейн с Восточно-Иранским и Центрально-афганским морями (см. рис. 34). Эти мелководно-морские бассейны способствовали формированию в краевых приморских частях плиты аллювиальных равнин с отдельными участками заболачивания. Последние тяготели к поднятиям в пределах этих равнин или к их приконтинентальным частям (Мангышлак, Туаркыр). Аналогичные приморские равнины, но менее обширные, сформировались и вдоль окраины Южно-Туркменского моря, по периферии Копетдагского и Гиндукушского расчлененных гористых возвышенностей.

Туранская плита, западные контуры которой в байосе немного сократились за счет нивелировки поднятий современного правобережья Амударьи, к востоку переходила в значительно расчлененную эпиплатформу. Здесь седиментационные бассейны по сравнению с тоаром расширились и приобрели характер обширных межгорных и предгорных аллювиальных долин шириной 50—200 км. К этому времени полностью сформировалась Палеокаратаусская долина северо-западной ориентировки, которая, вероятно, соединялась через Ленгерскую заболачиваемую палеодолину с Палеоферганской. Процессы торфонакопления здесь относились к долинному типу. К востоку субширотно была ориентирована Иссыккульская, а с юга — Зеравшанская палеокотловины, вероятно, связанные узкими межгорными долинами — прогибами с Палеоферганской (см. рис. 34). Центральная часть последней была оккупирована бессточным озерным бассейном [Копаев, 1964; Бабадаглы и др., 1968; Станкевич, 1961].

Вдоль южной окраины платформы располагалась Алайская палеодепрессия, которая заполнялась терригенным материалом, сносимым, вероятнее всего, только с расчлененных поднятий южного борта платформы. Алайская палеодепрессия открывалась к юго-западу, в сторону Северного Афганистана, образуя единую Афгано-Таджикскую палеокотловину шириной до 250 км, куда с запада проникал узкий морской бассейн эпиконтинентального типа с терригенно-карбонатным осадконакоплением (Кугитанг). С юга это море было ограничено Палеогиндукушским расчлененным массивом, обрамленным широким шлейфом грубобломочных осадков аллювия (на западе) и карбонатно-терригенных осадков фаций приморских долин с локальными участками торфонакопления (районы Доханитор—Шабашек к востоку от Герата).

Палеогиндукушский массив на востоке почти соединялся с южным окончанием Нуристан-Памирского поднятия, образуя практически единую субширотно вытянутую сушу. Эта суша, ограниченная с юга Гиндукушским тектоническим швом, разделяла в байосе Южно-Афганский и Южно-Туркменский морские бассейны, которые, по-видимому, были связаны через проливы в районе Мешхеда (см. рис. 34).

Южно-Афганское море составляло фактически единый бассейн с Восточно-Иранским, захватывая на северо-востоке и Памирское эпиконтинентальное море. В целом вдоль южной окраины Евразийской платформы в байосе сформировалась обширная зона окраинных и эпиконтинентальных морей со сложной изрезанной полуостровной береговой линией, архипелагами островов, окруженных заболачиваемыми равнинами. К югу эта зона открывалась в сторону обширной акватории Мезотетиса, которая в период максимальной байосской трансгрессии охватывала весь юг Афганистана и Пакистан, расширяясь к юго-востоку в открытые океанические просторы Мезотетиса [Jenkyns, 1980].

В батское время завершилось накопление рассматриваемых угленосных формаций (четвертый макроцикл).

На Кавказе с батским временем ассоциируется регressiveный этап, обусловленный батской складчатостью, который сменил мощный байосский вулканализм и трансгрессию. Батская орофаза, которая явила первым проявлением позднекиммерийского тектогенеза, во многом обусловила перестройку палеоструктурно-ландшафтного плана Кавказа, особенно его восточной и юго-восточной частей [Вахания, 1981].

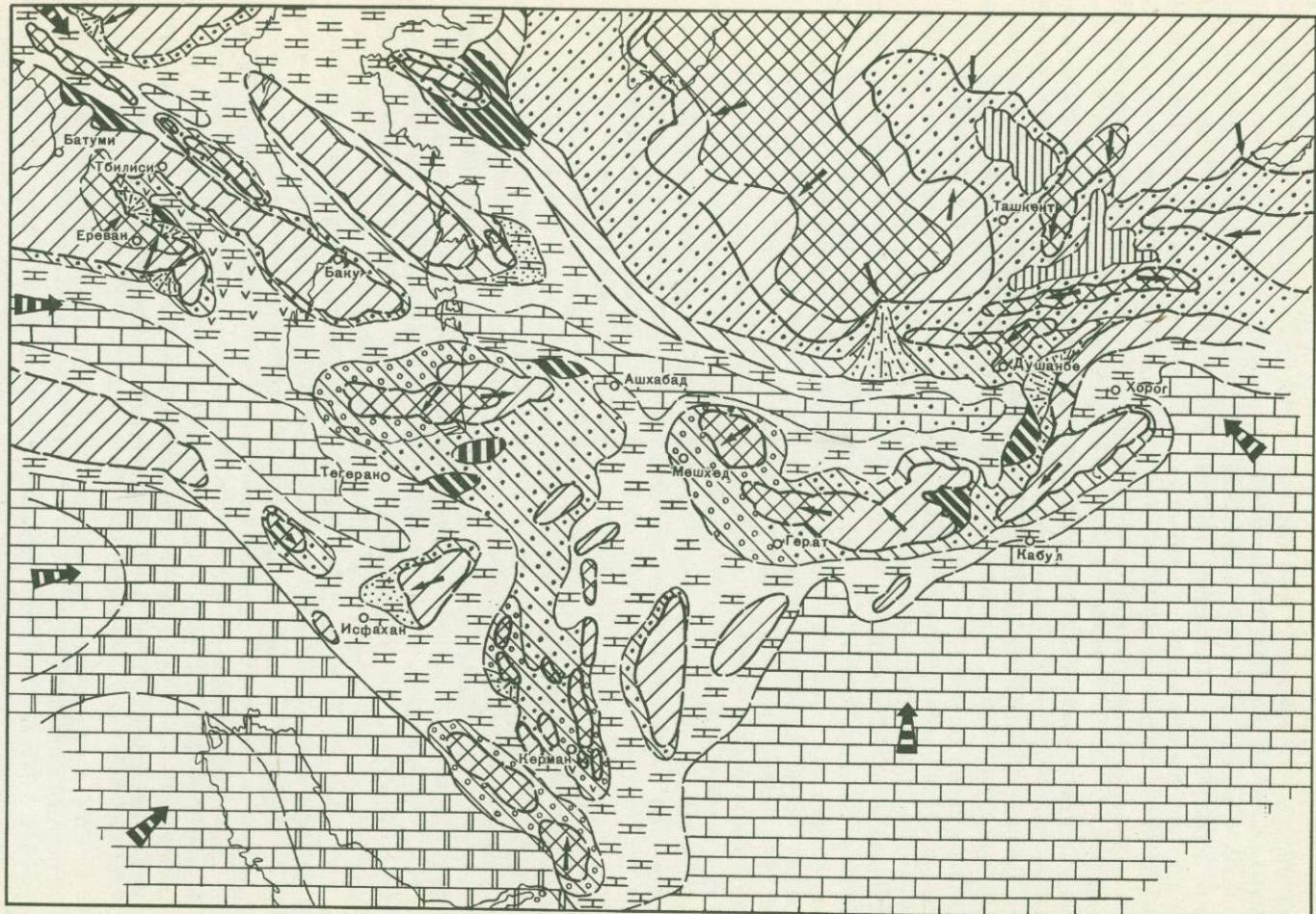


Рис. 35. Палеогеографическая карта региона в конце средней юры (бат)  
Условные обозначения см. на рис. 3

Фаза орогенеза на границе байоса и бата вызвала дислоцированность байосской вулканогенной толщи и вздымание Грузинской глыбы. У ее северного края были сформированы небольшие седиментационные бассейны прибрежно-морского и аллювиально-дельтового типа, открывавшиеся к северу и северо-востоку, в сторону основной морской акватории Большого Кавказа. Батский орогенез послужил также причиной смены аркозового состава песчаных отложений граувакковым в кровле отложений верхнего байоса, что отчетливо заметно по разрезу Ткибули. Граувакковый материал могли поставлять размывавшиеся байосские вулканиты, которые слагали ряд мелких поднятий вдоль северной периферии Грузинской глыбы. Они располагались на границе открытого моря и лагунно-дельтовой прибрежной зоны со спорадическим торфонакоплением (рис. 35). Основные торфяники были приурочены при этом к устьевым частям палеорек, стекавших с Грузинской глыбы к северу [Боголюбова, 1962; Баланчивадзе, 1985]. В начале бата основные депрессии вдоль северной окраины Грузинской глыбы испытывали постепенное погружение и в результате были выполнены озерными и болотными песчано-алевритовыми и глинистыми осадками (свита листоватых сланцев в Ткибули). В Ткибули и Гелати в это время устанавливается кратковременная связь с морем, причем Ткибули-Шаорский район эту связь теряет в позднем бате, тогда как в Гелати и Магани морские условия сохраняются и усиливаются в течение всего бата. Здесь торфонакопление шло в условиях приморских ландшафтов. Однако в разрезе угленосных отложений Ткварчели морские отложения отсутствуют. Здесь в самом начале бата, после завершения байосского вулканизма, сложились оптимальные условия для торфонакопления. Иная обстановка существовала на Чальском месторождении, где торфонакопление закончилось еще в позднем байосе, а в бате этот район стал областью эрозии.

Во время батской регрессии Грузинская глыба занимала практически большую часть территории Закавказья, за исключением районов Иджевана и приграничных частей Нахичеванской АССР (Джерманис и Кафан). Здесь осадконакопление продолжалось и в бате в унаследованных с позднего триаса депрессиях — Джерманис-Джульфинской и Кафанской, которые в батское время сохраняли связь с Иранским эпиконтинентальным морским бассейном [Гасанов, 1973; Гёлецян, 1977]. Залив вдавался в пределы Закавказского массива между Куринским и Малокавказским палеоподнятиями. По периферии последнего, от Локского массива до Кафана, накапливались вулканогенно-терригенные мелководно-морские отложения мощностью до 1000 м. Местами у северной окраины Малокавказской суши они официально замещались прибрежно-морскими и дельтовыми угленосными осадками мощностью до 250 м (Иджеван). В районе Кафана проявления конседиментационного вулканизма ослабевали, и отложения бата представлены карбонатно-глинистыми осадками фаций открытого морского мелководья мощностью 150 м (см. рис. 26). В осевой части современного Большого Кавказа в бате сформировался ряд продольных поднятий — областей питания, сложенных кристаллическими породами [Дзоценидзе, Схиртладзе, 1961]. Северо-западное поднятие в виде протяженной островной суши разделяло моря на две ветви. Они продолжались на северо-запад до Крыма, где соединялись в единый бассейн. На юго-востоке через Средний Каспий мелководное море простипалось в пределы Южной Туркмении. По-видимому, здесь центральные части бассейна имели относительно глубоководный характер (Большой Балхан).

На Северном Кавказе от бассейна р. Кубани до Дагестана, в зоне Главного хребта и частично Бокового хребта, отложения бата (карадагская свита) были полностью уничтожены предкелловейской эрозией. Они сохранились в отдельных обнажениях Чечено-Ингушетии, Северо-Западного Дагестана (Чанты-Аргун и Шаро-Аргун, Андийское и Аварское Койсу).

В Иране в батское время существовала палеоландшафтная обстановка, обусловленная в целом продолжавшейся с байоса морской трансгрессией. Только в Центральном и Северном Иране были локализованы участки преобладающей терригенной, местами грубообломочной, седиментации прибрежно-континентальных фаций. Эти участки, расположавшиеся вокруг слаборасчлененных поднятий, в целом объединялись в низкую

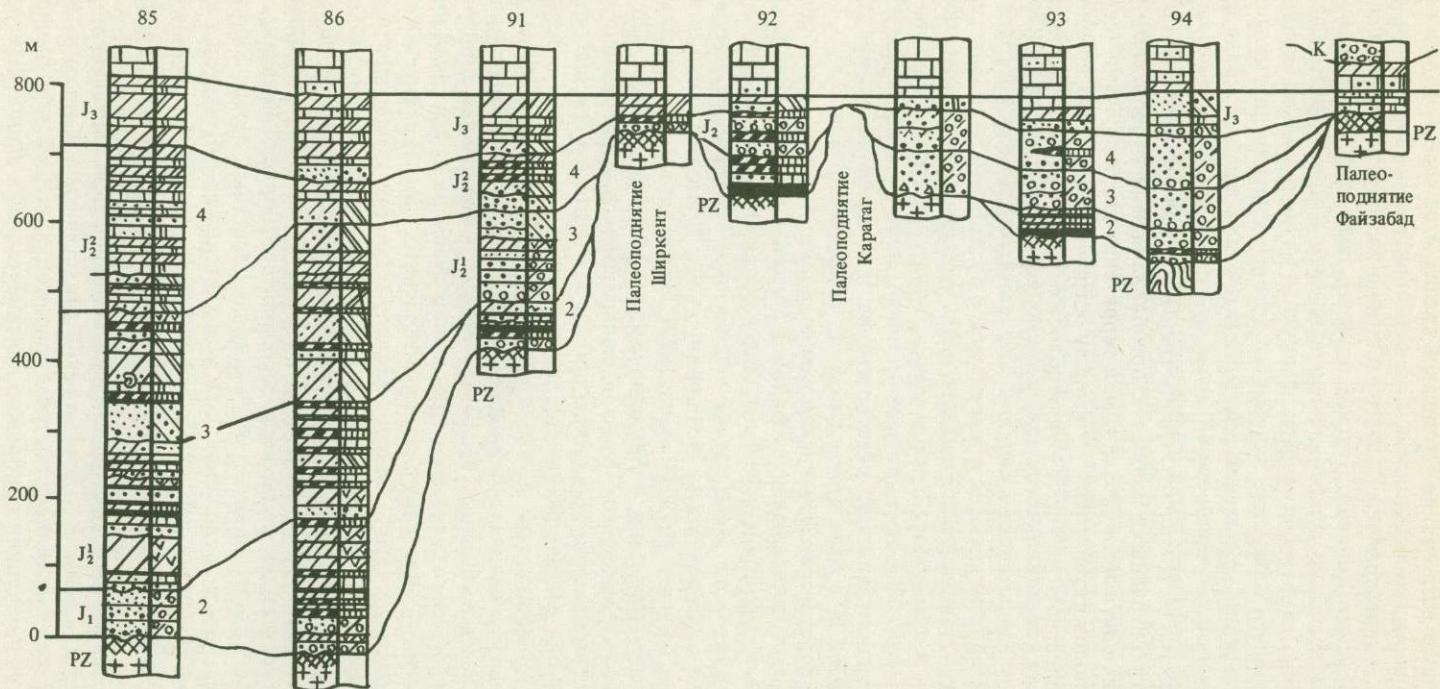


Рис. 36. Литолого-фациальный профиль юрских отложений предгорных прогибов южной окраины Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена (по линии VI—VI, см. рис. 1)

Условные обозначения см. на рис. 3

полуостровную сушу в Центральном Иране. Аналогичные низменные острова располагались и по периферии этого огромного полуострова [Брагин и др., 1981а].

Грубообломочные отложения свиты Джавахерде, распространенные в северо-западной части Эльбурса, относятся к байосу—бату и позволяют говорить о существовании значительных по площади расчлененных источников сноса в Южном Каспии. Они носили унаследованный характер с триаса и поставляли обломочный материал в осадочные бассейны Северного Ирана, где в результате формировались обширные аллювиально-дельтовые равнины, временами заливаемые морем. Вдоль северо-западного обрамления этого поднятия, вероятно, существовали широкие приморские песчано-галечные пляжи (см. рис. 35).

Зона Загроса, часть Центрального и Восточного Ирана в бате были оккупированы мелководными эпиконтинентальными морями с преобладающими карбонатными осадками (формация Сергелю, свита Кале-Дохтар) или терригенно-карбонатными (серия Багамшах). Можно предположить при этом, что между островными зонами Северного и Центрального Ирана существовала субширотная полоса относительно глубоководных частей эпиконтинентального моря, которая протягивалась из Восточной Турции через оз. Резайе (месторождение Мараге) и заканчивалась южнее и северо-западнее Тегерана (месторождения Шал, Рамсар, Анан; см. рис. 35). Аналогичные эпиконтинентальные моря в бате заняли всю Южную Туркмению, проникая на восток в пределы Афгано-Таджикской депрессии почти до Дарваза. Так, карбонатные морские отложения с аммонитами и фораминиферами бата отмечены в разрезах Большого Балхана, Кугитанга и Байсуна.

К северу, вдоль южных и западных окраин Туранской плиты, в бате продолжали разрабатываться обширные приморские аллювиальные равнины, местами кратковременно покрываемые морскими осадками и даже участками заболачиваемые. Подобное незначительное торфонакопление приморского типа отмечено в разрезе Туаркыра, где оно было приурочено к восточному окончанию Карабогазгольского свода (разрезы Огрыдаг, Кафаклы). Севернее, на Мангышлаке, также проявлялись процессы образования торфяников (сарыдиирменская свита) прибрежно-континентального типа, чему способствовало частое чередование морских и континентальных условий в краевых частях обширных долин вдоль юго-западной окраины Туранской плиты [Вялова и др., 1963; Мокринский и др., 1963].

Восточнее, на эпиплатформенном орогене, палеогеографическая обстановка в бате принципиально не отличалась от байосской, за исключением начавшейся аридизации климата. Осадочные бассейны с континентальным осадконакоплением аллювиально-озерного и пролювиально-озерного типа к этому времени приобрели еще более широкие контуры. Однако характер осадков в центральных частях бассейнов значительно изменился. Со стороны прибрежных частей депрессий (Ферганская, Карагатусская) грубые осадки замещались преимущественно глинистыми озерными (рис. 36). В центральной части Палеоферганской котловины многими исследователями [Станкевич, 1956; Копаев, 1964; Троицкий и др., 1964] выделялся обширный бессточный озерный водоем, который нашел себе место на многих палеогеографических построениях для батского времени. Однако отсутствие данных глубокого бурения в центральных частях котловины не позволяет ни опровергнуть, ни подтвердить это предположение. К сожалению, нет данных о среднеюрских отложениях в пределах периферии Иссыккульской депрессии. Судя по унаследованному развитию ее с позднего триаса и учитывая общую закономерность расширения соседних межгорных впадин на эпиплатформе, можно предположить достаточно разработанную в батское время (до 100 км) аллювиальную долину, располагавшуюся южнее современного Иссыккуля. Она, по-видимому, открывалась на запад, в Палеоферганскую котловину (см. рис. 35).

Таким образом, к бату все ранее изолированные и полуизолированные межгорные долины, скорее всего, получили связь друг с другом через узкие речные долины, которые, сливаясь, в результате открывались к югу, в сторону северных краевых морей Мезотетиса.

Самая южная окраина платформы, охватывавшая районы Бухарской, Чарджоус-

ской ступеней, южных склонов Гиссара и Карагина, служила областью формирования дельтовых терригенных комплексов. Эти шлейфы расширялись к югу, в сторону северной окраины эпиконтинентального моря, которое в бате охватило уже районы Кугитанга и Байсана. В центральной части этого бассейна существовала, по-видимому, зона относительного глубоководья на значительном удалении от побережья. Здесь накапливались преимущественно карбонатные илы, содержащие остатки батских аммоноидей [Крымгольц и др., 1971]. Зона относительного морского глубоководья занимала и более западные участки моря, которое на северо-западе соединялось с Центральнокавказским краевым морем (см. рис. 35).

Афгано-Таджикский морской бассейн, вероятно, в самой широкой своей части едва ли превышал 200 км. С юга он был ограничен палеоподнятиями Палеогиндукуша и Нуристан-Памирского блока, которые препятствовали соединению Афгано-Таджикского морского залива с морями Южного Афганистана. В месте сближения этих массивов, вероятно, сформировалась аллювиально-дельтовая, местами заболачиваемая равнина, открывавшаяся к югу (Ишпушта).

В бате Южно-Афганский морской бассейн свободно сообщался с Памирским окраинным морем, которое в это время заняло всю территорию Южного Памира, за исключением унаследованных поднятий Юго-Западного Памира. Юго-Восточный Памир представлял собой районы преобладающей относительно глубоководной карбонатной или тонкотерригенно-карбонатной седиментации (кутатырская свита) [Полянский, Андреева, 1975; Андреева, 1977].

Поздняя юра (келловей—оксфорд) характеризовалась принципиальными отличиями от предшествующих этапов эволюции триасово-юрских осадочных бассейнов. В это время территория региона была охвачена максимальной по площади по сравнению с рассмотренными ранее позднетриасовой и ранне-среднеюрскими морской трансгрессией, которая проявилась повсеместно, кроме центральных и северных частей Средней Азии. Кроме того, с конца бата начинается аридизация климата и полностью прекращается торфонакопление.

Граница между отложениями средней и поздней юры, а тем самым и между угленосной и карбонатно-эвaporитовой формациями, наиболее отчетливо проявилась в разрезах юры Кавказа, особенно на Северном Кавказе, где она подчеркивается предпозднекелловейским несогласием. Это несогласие было обусловлено проявлением позднекиммерийской фазы складчатости, которая отразилась с особенной интенсивностью в южных краевых прогибах Скифской плиты, вызвав здесь выпадение из разрезов отложений бата [Кахадзе, 1947; Чихрадзе, 1979, 1981; и др.].

На Большом Кавказе и в Закавказье эта граница имеет более сложные взаимоотношения. На Большом Кавказе отложения келловея—оксфорда (иронская свита) с угловым несогласием перекрывает сокращенные по мощности до 125 м вулканогенно-терригенные прибрежно-морские отложения бата, слабо угленосные. Южнее, в сторону Рачинского поднятия, они полностью срезаны. Келловейские образования представлены мелководно-морскими терригенно-карбонатными осадками, которые выше сменяются рифогенными известняками оксфорда. На южном склоне Большого Кавказа келловей-оксфордские осадки представлены флишем: снизу — карбонатным, выше — терригенным [Чечелашили и др., 1959].

В южной части Закавказья, от Локского массива до Степанакерта, отложения келловея—оксфорда сложены эфузивно-осадочным комплексом морского генезиса. Лишь в районе Кафана келловей охарактеризован прибрежно-морскими карбонатно-терригенными отложениями.

В целом, если оценивать отложения келловея—нижнего оксфорда Кавказа, то можно отметить сходный характер их строения, состава и генезиса. В основании верхнеюрской формации залегают обычно грубообломочные песчано-галечные осадки фаций литорали. Выше они постепенно сменяются мелководно-морскими терригенно-карбонатными осадками, местами флишевого типа, которые уже характеризовали более глубоководные фации открытого эпиконтинентального моря, которое охватило большую часть Кавказа.

В Иране центральноиранский островной архипелаг был окружен обширными эпиконтинентальными морями с преобладающей карбонатной седиментацией. Предкелловейские движения вызвали перестройку рельефа и в результате почти повсеместное налекание отложений келловея с внутриформационным размывом и несогласием на подстилающих осадках.

В северной части Центрального Ирана (район Табаса—Нейбанда) верхнеюрский трансгрессивный комплекс представлен преимущественно карбонатными осадками фаций открытого морского бассейна с базальными маломощными терригенными осадками песчано-галечных прибрежных выносов. К северо-востоку вся южная и западная часть Туранской плиты в келлове—оксфорде была занята морями, которые в это время максимально расширились за счет южных окраинных частей платформ.

Все правобережье современной Амудары в начале поздней юры представляло собой область денудации, составляя основной массив Туранской плиты. С запада она была окружена обширными прибрежно-континентальными равнинами, временами заливамыми морем. На юго-западе они граничили с мелководными эпиконтинентальными морями с терригенно-карбонатной седиментацией. Лишь в южной части Туркмении, по-видимому, существовала зона относительно повышенных глубин с преимущественным накоплением карбонатов, особенно в оксфорде. Мощность известняков 200—300 м. В районе Каракумского свода вся мощность отложений келловея—оксфорда сокращена до 100 м [Крылов, Мальцева, 1967].

На Тянь-Шане в начале поздней юры сохранился со среднеюрского времени ряд областей аккумуляции тонкотерригенных осадков аллювиально-дельтовых и озерных фаций в условиях начавшейся аридизации климата, который на континенте приобрел более засушливый характер, способствуя накоплению озерных доломитовых осадков, например, в районе Карагатусского прогиба [Полянский, Долуденко, 1978].

Палеоферганская депрессия к началу поздней юры значительно расширилась и приобрела равнинный характер. Не исключено, что здесь сохранились от предметовой эрозии лишь самые нижние части верхнеюрских отложений и то лишь в самых полных (Ташкумыр, Шураб). Однако до настоящего времени нет прямых доказательств присутствия датированных верхнеюрских отложений по периферии Ферганской депрессии.

Вопрос о предполагаемой связи с позднеюрскими морскими бассейнами Карагатуской и Ферганской палеодепрессий служит предметом дискуссий еще с начала 40-х годов нашего столетия [Шехтман, 1941; Геккер, 1948; Бувалкин, 1968; Бабадаглы и др., 1968]. Доказывая эту связь, многие из упомянутых исследователей оперировали сведениями о находках солоноватоводной фауны, зубов акул в верхах юрских отложений Ферганы. Глинисто-доломитовые осадки верхней юры хребта Карагату, содержащие многочисленные остатки пресноводных рыб, наземной растительности и пр., также считались ранее морскими образованиями, хотя непосредственные фациальные и прочие признаки в этих осадках отсутствуют [Бувалкин, 1968].

Наши исследования верхнеюрских отложений хребта Карагату [Полянский, Долуденко, 1978] и Ферганской впадины не подтвердили версию об их морском генезисе. В то же время нельзя исключать косвенного влияния гипотетической соседней с запада морской акватории, которая могла явиться причиной повышения уровня грунтовых вод и образования крупных внутридепрессионных озерных водоемов. Этими же причинами можно объяснить высокую концентрацию магнезиально-карбонатных вод в верхнеюрском Карагатусском озере. Вероятно, мелководное море в виде залива проникало на север, в сторону хребта Карагату, а рукава этого залива могли также проникать в Ферганскую и Зеравшанскую межгорные палеодепрессии. Последняя, возможно, была связана проливами в палеоподнятиях Гиссара с южным эпиконтинентальным морем в Афгано-Таджикской депрессии.

В южной части Средней Азии, в частности в Афгано-Таджикской депрессии, верхнеюрские (келловей—оксфорд) прибрежно-морские и морские осадки пользуются широким распространением. В юго-западных отрогах и на южных склонах Гиссара эти отложения представлены терригенно-карбонатными прибрежно-морскими и морскими

карбонатными осадками с многочисленными остатками пелеципод и других морских форм [Полянский, 1961а]. К востоку идет фациальное замещение карбонатных отложений открыто-морских фаций все более терригенными прибрежно-морскими [Полянский, 1961б; Троицкий, 1967; Станкевич и др., 1962; Сикстель, Станкевич, 1964].

На Дарвазе не найдено подтверждение морского генезиса осадков верхней юры, ни в одном разрезе мы не встретили прослоев известняков с морской фауной. О проникновении сюда морского бассейна можно судить только по наличию мощных гипсонасных отложений в верхах юрского разреза Юго-Западного Дарваза (разрезы Шкель-Дара, Равноу, Иокунж) [Лучников и др., 1974].

На Памире в келловее—оксфорде шло накопление терригенно-карбонатных осадков шельфового типа с мощными рифогенными постройками на Юго-Восточном Памире. На Юго-Западном Памире в начале верхней юры сохранилось слабо расчлененное поднятие, окруженное шлейфом прибрежно-морских карбонатно-терригенных осадков.

### К ПРОБЛЕМЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ГОНДВАНЫ И ЕВРАЗИИ

Все вышеприведенные палеогеографические реконструкции для триаса и юры были выполнены на современной структурной основе, так как в регионе пока отсутствуют повсеместные палинспастические построения, но лишь в отдельных районах, в частности в наиболее ключевых — в Закавказье и Памиро-Дарвазе.

Появившиеся в последние годы широкоизвестные многочисленные публикации тектонистов на эту тему дали толчок целенаправленному анализу литологического состава триасово-юрских отложений, что позволило в данной работе произвести отдельные палеогеографические построения на основе использования данных палинспастики, в частности в районе сочленения Памиро-Дарвазского блока и Южного Тянь-Шаня (Гиссар—Алай).

Как известно, триасово-юрские осадочные, местами угленосные, формации северного и северо-западных бортов Афгано-Таджикской депрессии резко различаются составом, строением, мощностью и генезисом слагающих отложений. В северо-восточной, максимально суженной, части современной депрессии (район Обихингоу—Муску) ширина ее 20—30 км, к юго-западу резко расширяется до 400—500 км. В связи с этим возникла проблема времени сближения этих бортов, места и характерастыковки Памиро-Дарвазского мобильного блока с относительно стабильным эпиплатформенным массивом Тянь-Шаня.

В дискуссию был вовлечен целый ряд известных советских тектонистов [Захаров, 1958; Хайн, 1979; Баженов, Буртман, 1982; Белов, 1979; Буртман и др., 1963; Буртман, Гураш, 1973; Швольман, 1977; Губин, 1940; Книппер, 1975], каждый из которых находил обоснованные доводы в пользу своей точки зрения на природу, границы и время становления Памиро-Пенджабского синтаксиса или Памирского скручивания.

В последние десятилетия к решению этой кардинальной проблемы стали привлекаться данные палеомагнетизма или палинспастики. С помощью замеров остаточного намагничивания слабо измененных пород различного возраста делались попытки палеотектонических реконструкций. Безусловно, во всех этих построениях учитывались мощности, вещественный состав, степень вулканизма анализируемых геологических формаций, однако при этом недостаточно принимались во внимание литолого-фациальные особенности отложений и их палеогеография.

Все опубликованные палеогеографические реконструкции, базируются, естественно, на современном структурном плане позднеальпийских дислокаций. В результате приходилось буквально втискивать древние ландшафтные зоны в «прокрустово ложе» современных структур, заведомо искажая истинные взаимоотношения и размеры ландшафтных зон. Так, часто вопреки элементарной ландшафтной логике, расчлененная область денудации располагалась среди морской акватории с тонкотерригенным осадконакоплением, зоны континентальных торфяников — в непосредственной близости от открытых морских пространств и т. д.

Первые попытки раздвижения, растаскивания современных блоков или палеострук-

турно-ландшафтных зон до их истинного реконструируемого положения были предприняты на основании палинспастических данных для зон скучивания (территории Кавказа и Памиро-Пенджабского синтаксиса). Они выполнялись на мелкомасштабной основе либо в виде палинспастических схем с палеогеографическими элементами [Лордкипанидзе и др., 1984; Книппер, 1975], либо в виде более математизированных моделей с реконструкцией только фронтальных линий субгоризонтального сближения блоков земной коры [Баженов, Буртман, 1982]. Реконструкция древних бассейнов при этом предпринималась с учетом состава реликтов коры (континентальная или океаническая) и ряда признаков глубоководности или мелководности бассейнов. Индикаторы глубоководности включали тонкие радиоляриевые илы, пелагические известняки и офиолиты как заведомые реликты океанической коры. Ненадежность перечисленных признаков доказывается присутствием радиоляриевых осадков в современных мелководных бассейнах. К пелагическим известнякам, однако, часто относят обычные пелитоморфные известняки, которые в виде маломощных карбонатных илов могут накапливаться в эпиконтинентальных морях, в зоне шельфа или заливно-лагунной застойной обстановке. При этом не всегда учитывались мощности этих осадков. Известно, что для глубоководных океанических впадин характерна очень медленная садка глинистого материала (миллиметры за 1 млн лет), в то время как упомянутые радиоляриты и известняки на порядок и более превышают по мощности седиментационные возможности глубоководных пелагических бассейнов и в целом характеризуют мелководное быстрое и мощное осадконакопление (первые сотни метров за 1 млн лет).

Располагая данными литологического и фациального состава отложений триаса—юры по обоим бортам Афгано-Таджикской депрессии и достаточным опытом палеогеографических построений для этого времени, мной была предпринята попытка палеогеографических реконструкций пока только для отдельных характерных моментов мезозойской истории ключевого района сближения Памиро-Дарвазского блока и Тянь-Шаня.

Как известно, в строении отложений Юго-Западного Дарваза участвует комплекс осадочных и вулканогенно-осадочных континентальных и морских отложений от нижнего триаса до палеогена. При этом отложения триаса—юры имеют очень крутое падение к западу-северо-западу, вплоть до опрокинутого, что говорит о мощном давлении с юго-востока в результате формирования Памирского скучивания в альпийскую орогенацию до настоящего времени.

Был проанализирован литолого-фациальный и вещественный состав верхнетриасово-юрских отложений, обнажающихся в трех, ныне тектонически изолированных блоках Дарваза: Обиноусском (разрезы Гринг, Шкель-Дара), Яхсуйском (разрез Иокунж) и Обихингоусском (разрез Мианаду). Для сравнения были использованы данные разрезов южного борта Тянь-Шаня (Шаргунь, Лучоб, Файзабанд, Назар-Айлок, Ноуруз-Куль, Дараут-Курган и Кавак). Эти два района резко различаются источниками питания терригенным материалом. Северный борт депрессии сложен палеозойскими гранитоидами Гиссар-Каратегинского plutона, продукты разрушения которых в основном заполняли мезозойские бассейны, примыкающие к нему с юга. Юго-западный борт — эфузивно-осадочным комплексом, который представлял собой основной источник питания эфузивным и обломочным материалом мезозойских отложений района Дарваза—Заалая. Различие указанных материнских пород определило и своеобразие состава рассматриваемых формаций, которые к тому же различались и другими особенностями генезиса и строения.

Редкие, первично сильно сокращенные по мощности разрезы юрских отложений северного борта депрессии представляют собой терригенный, обычно грубообломочный комплекс аллювиально-озерно-болотных отложений нижней—средней юры, мощность которых от массива Мечетли (разрезы Шаргунь и Лучоб) резко сокращается от 200—250 м до нуля к южному борту хребта Каратегин (разрезы Дова, Чонора, Сумбулак). Залегают они на гранитоидах Гиссар-Каратегинского plutона, реже — на метаморфических сланцах палеозоя обычно с корами выветривания на контакте. Перек-

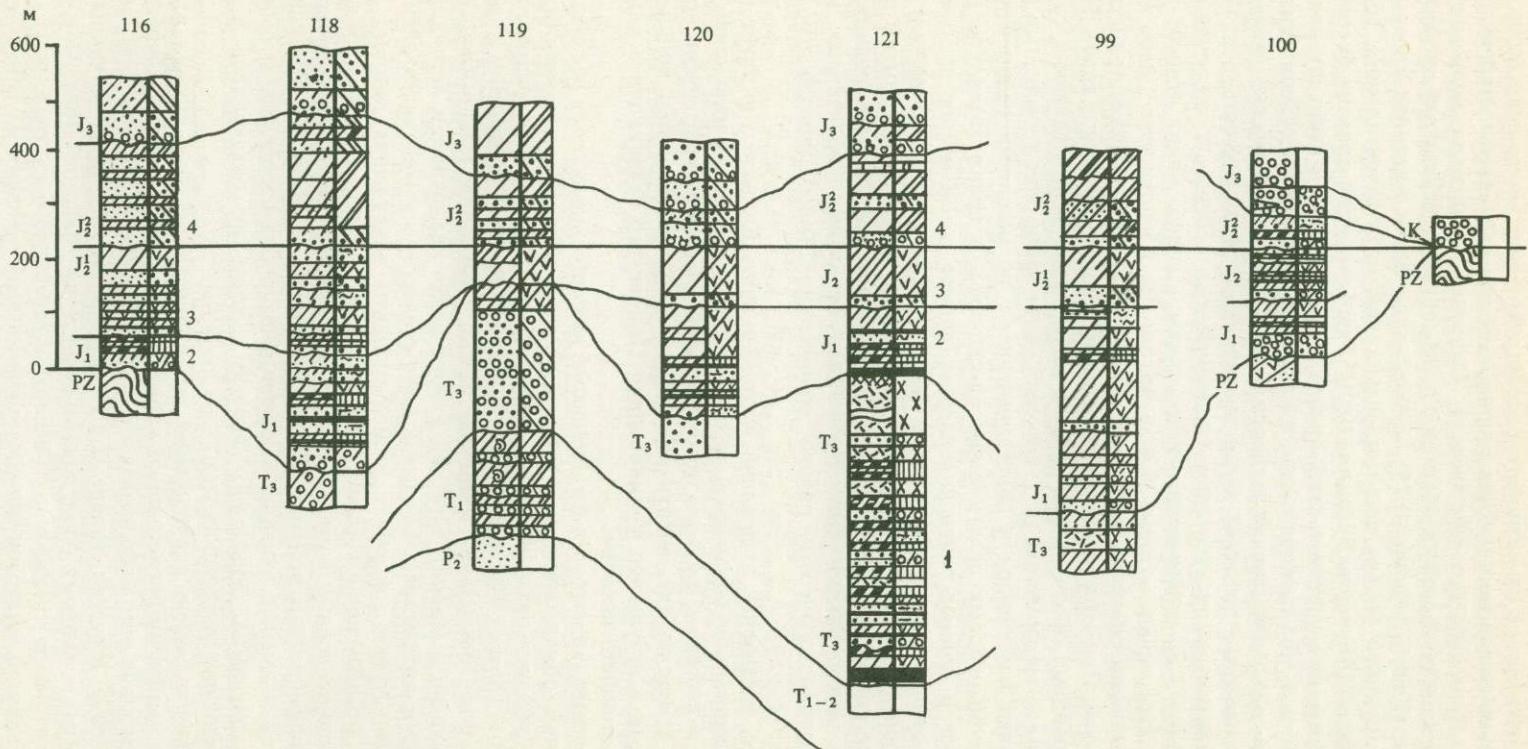


Рис. 37. Литолого-фациальный профиль триасово-юрских отложений прогибов Дарваз-Заалайской зоны (по линии VIII—VIII, см. рис. 1)

Условные обозначения см. на рис. 3

рываются терригенными и сульфатно-карбонатными отложениями верхней юры, которые также сокращены в мощности с запада на восток. В составе отложений нижней—средней юры здесь, по данным И. И. Бебешева [1976], Е. Х. Беловой и др. [1972], преобладают мезомиктово-кварцевая, олигомиктово-кварцевая ассоциации, которые выше, в отложениях бата, сменяются аркозово-кварцевой ассоциацией (см. рис. 8). Преобладающий мономинеральный кварцевый состав нижнеюрских ассоциаций (разрез Шаргунь) вверх по разрезу сменяется олигомиктово-кварцевой (средняя юра), которая восточнее постепенно замещается граувакковыми аркозами и собственно аркозами (разрез Лучоб). Верхнеюрская часть разрезов характеризуется повсеместным увеличением содержания полевых шпатов, особенно плагиоклазов кислого и среднего состава. Так, по разрезам Шаргунь и Ташкутан верхнеюрские ассоциации представлены полевошпат-кварцевыми граувакками (см. рис. 10). В целом терригенно-минеральные ассоциации юрских отложений северного борта депрессии проявляют существенную связь с гранитоидами и к поздней юре вероятно обогатились обломочным материалом из сланценосных толщ. Согласно В. Д. Шутову [1967], терригенно-минеральные ассоциации рассмотренных разрезов характеризуют вялый платформенный конседиментационный тектонический режим, существовавший на Среднеазиатской эпипалеозойской платформе. К востоку, в направлении от Шаргуня к Лучобу, этот режим постепенно переходил к режиму складчатых областей [Белова и др., 1972].

Северо-восточнее описанных разрезов были изучены отдельные выходы юрских отложений южного склона Алайского хребта (Коксу, Ноурзкуль, Дараут), которые представлены сильно сокращенными в мощности до 200—600 м грубообломочными аллювиальными отложениями средне-позднеюрского возраста. Они несогласно залегают на гранитоидах или сланцевых комплексах палеозоя, также с несогласием перекрываясь меловыми конгломератами. В составе этих отложений, по данным П. П. Тимофеева и др. [1986], в отложениях средней юры основания разрезов преобладает зрелая кремнекластито-кварцевая ТМА (см. рис. 8), которая к верхнеюрской части разреза того же литолого-фацального состава сменяется кварцево-граувакковой бесполевошпатовой ассоциацией (см. рис. 10). Таким образом, и здесь отмечено преобладание кварцевого материала, поступавшего из подстилающих гранитоидов. Такой зрелый состав ассоциаций также характеризует вялый платформенный режим в позднеюрское время.

Юго-восточный борт Афгано-Таджикской депрессии охарактеризован разрезами Дарваза (Гринг, Шкель-Дара, Иокунж и Мианаду), где обнажаются морские и угленосные аллювиально-озерно-болотные триасово-юрские отложения, залегающие на осадочно-вулканогенных образованиях перми. К северо-востоку (Мианаду) они содержат в триасовой части вулканогенно-терригенный угленосный комплекс пролювиально-аллювиальных отложений, который выше сменяется терригенными дельтовыми, местами гипсонасными отложениями верхней юры (рис. 37). С видимым согласием они перекрыты терригенными красноцветами мела.

На северо-восточном продолжении Дарваза (южный склон Заалайского хребта) была описана мощная (до 2000 м) мынтекинская серия терригенно-вулканогенного состава, нижняя часть которой (820 м) отнесена к верхней перми, которая является аналогом иоллихарской свиты Дарваза. Основная часть серии выделена в кызылсуйскую свиту средне-позднетриасового возраста, грубообломочного состава, с галькой плагиогранитов, альбитофиров, песчаников и известняков, которая в верхней части приобретает терригенно-вулканогенный состав (туфы, туфоконгломераты и туфопесчаники). Подобные отложения триаса отсутствуют в пределах Южного Тянь-Шаня. Однако на юго-запад от Дарваза, в Северном Афганистане, в этом возрастном интервале широко развиты аналогичные по составу терригенные и вулканогенно-терригенные морские и прибрежно-морские слабо угленосные отложения пулихумской, галасумской и тутакской свит.

Триасовые отложения Дарваза также сходны по генезису и составу с синхронными образованиями Центрального и Юго-Восточного Памира, где нижний—средний отделы

триаса представлены морскими карбонатами караташской, акташской, наизаташской, джилгакульской и рангкульской свит. Эти отложения выше перекрыты верхнетриасовыми терригенными осадками вомарской и истыкской свит.

Юрские терригенные угленосные отложения Дарваза, как и терригенно-карбонатные морские отложения Памира, ни по мощности, ни по фациальному составу не имеют аналогов на северном борту Афгано-Таджикской депрессии. Нижне-среднеюрские отложения Дарваза на основании изучения их минерального состава [Полянский и др., 1971; Белова и др., 1972] отличаются преобладанием граувакковых песчаников (полевошпат-кварцевые и кварц-полевошпатовые граувакки) и постоянным присутствием в обломках и цементе эфузивного материала основного и среднего состава, поступавшего из подстилающих отложений перми—триаса.

В верхнеюрском разрезе Дарваза состав песчаников меняется. Они становятся мезомиктовыми кварц-полевошпатовыми и аркоzo-граувакковыми, сходными с одновозрастными ассоциациями Гиссара—Алая (см. рис. 8), в них уменьшается количество обломков пород при относительном увеличении кварца, и особенно полевых шпатов. Такие ТМА характеризуют уже активный конседиментационный палеотектонический режим геосинклинальных зон земной коры [Шутов, 1967]. Это подчеркивает чужеродность Памиро-Дарвазского блока земной коры, который по внешней дуге Памиро-Пенджабского синтаксиса прикленился с юга к иной палеоструктурно-ландшафтной зоне южной окраины стабильной Тянь-Шаньской эпиплатформы. Иными словами — произошло сочленение северных окраин материка Гондваны и южных окраин Евразии [Белов, 1981; Книппер, 1975]. Если эта версия сейчас и является общепринятой, во всяком случае в ИИНе, то время подобного сочленения отнюдь не бесспорно.

Согласно А. А. Белову [1981], в перми—раннем триасе произошел раскол северной части Гондваны, началось закрытие Палеотетиса и раскрытие Мезотетиса в тылу отковавшихся северных блоков Гондваны. С позднего триаса перестал существовать Палеотетис, так как эти блоки спаялись с Евразией в единый палеоматерик. Вероятно, такое предположение справедливо для западной Кавказско-Иранской части региона, где с позднего триаса установилась непосредственная связь Закавказских и Иранских бассейнов осадко- и торфонакопления (Джерманис, Северо-Западный Иран и др.). Что же касается Афгано-Памирской зоны, то здесь в триасе и даже в ранней—средней юре нет никакого сходства бассейнов седиментации ни по вещественному, ни по фациальному составу осадков, ни по степени проявления синхронного вулканизма.

Указанные отличия отложений триаса—юры обоих бортов депрессии подтверждаются и вышеприведенными различиями терригенно-минеральных ассоциаций [Полянский, 1962а, 1986; Белова и др., 1972; Бебешев, 1976; Тимофеев и др., 1986].

Исходя из вышеприведенных данных о различиях геологического строения и терригенно-минеральных ассоциаций можно признать наиболее вероятной следующую концепцию последовательного взаимоотношения обоих бортов Афгано-Таджикской депрессии в триасово-юрское время.

В раннем триасе юго-восточный борт депрессии, обращенный выпуклостью к юго-востоку, вероятно, отстоял на 1000—1200 км южнее его современного положения [Белов, 1981]. В южных краевых прибрежных частях акватории Палеотетиса накапливались прибрежно-морские и морские терригенные осадки с аммонитами и моллюсками индского и оленекского ярусов. Эти отложения перемежались песчано-галечными осадками приморских конусов выноса, состоящих в основном из гальки эфузивов. В это время условия мелководно-морского карбонатного шельфового осадконакопления преобладали на субплатформенных блоках Афганистана и Памира, которые располагались соответственно на северо-западном и юго-восточном продолжении рассматриваемой зоны.

Тянь-Шанская эпиплатформа в раннем триасе представляла собой в основном приподнятое консолидированное основание, сложенное палеозойскими гранитоидами и сланцами, и служила областью денудации. Местами началось отложение грубообломочных делювиально-пролювиальных отложений (ханакинская свита). Средний триас

ознаменовал наиболее геократический режим на Тянь-Шаньской эпиплатформе с развитием кор выветривания на поверхности древнего рельефа. Продолжалось накопление делювия—пролювия в узких межгорных депрессиях (ханакинская свита).

На территории современного Дарваза в среднем триасе прекратилось морское осадконакопление, область денудации, расположенная в его осевой части, охватила большую площадь, что вызвало регрессию и накопление пестроцветных терригенных или вулканогенно-терригенных угленосных осадков иокунжской и зюрюзамиинской свит. На Памире существовали морские условия карбонатной седиментации (ранг-кульская, джилгакульская свиты).

Если допустить, что положение Дарваза в раннем триасе было на 1000—1200 км южнее современного, то акватория Палеотетиса к среднему триасу, согласно А. А. Белову [1981], должна была сократиться минимум на половину и, вероятно, представляла собой обширный мелководный морской бассейн, обрамленный с юга широкими шельфовыми и приморскими зонами с карбонатной и терригенной седиментацией (Дарваз, Памир). Пока нет данных о ландшафтах северного Евразийского обрамления Палеотетиса, но, вероятно, это были выравненные пространства эпигерцинской платформы с заложением зачаточных внутриконтинентальных бассейнов с грубыми осадками.

Начиная с позднего триаса в сферу седиментации были вовлечены не только Дарваз-Заалайская зона и Памир, но и южные окраины Евразии, где началось заполнение узких межгорных впадин делювиально-пролювиальными осадками с обломками местных пород (раватская свита).

На Дарвазе в позднем триасе прекратилось накопление морских осадков, что было вызвано, вероятно, замыканием Палеотетиса и сближением Дарваз-Памирского блока с Евразией, но еще не было достигнуто современное положение. По-видимому, Дарвазская зона располагалась на 250—300 км к югу от южной окраины эпиплатформы (рис. 38), если экстраполировать ее былое положение между современным и раннетриасовым. На месте Палеотетиса сохранились обширные внутриконтинентальные впадины типа краевых прогибов платформ. К ним относится Афгано-Таримская палеодепрессия. Субширотно ориентированный пояс развития вулканогенных отложений Северного Афганистана и Северного Дарваза, вероятно, представлял собой острововую дужную зону, где поднятия Палеогиндукуша и Дарваза служили островами — поставщиками вулканитов к югу, в прибрежные участки седиментации, и к северу, в южные окраины палеодепрессии.

В это время прибрежно-морские условия терригенной седиментации продолжались и в Афганистане, где среди терригенных, местами угленосных, отложений встречены прослои известняков с солоноватоводной фауной (Доаби-Мехзарин, Шабашек).

Вероятно, южная часть региона была занята эпиконтинентальными и окраинными морями Мезотетиса (большая часть Афганистана, включая разрезы Доаби-Мехзарин и Шабашек). Памир в это время, вероятно, был разделен двумя сравнительно узкими морскими бассейнами шириной до 100 км, которые отделяли Центральнопамирский островной массив от северной и южной частей Памира. Эти моря соединялись на юго-западе, переходя в открытую акваторию Мезотетиса (см. рис. 38). Состав верхнетриасовых терригенных отложений Дарваза (Иокунж, Мианаду) говорит о формировании за их счет местных источников сноса — пермско-триасовых эфузивов чопсайской и иоллихарской свит.

В ранне-среднеюрское время вдоль северного и юго-восточного бортов Таджикско-Таримской депрессии в их былом положении установились условия аллювиально-озерно-болотного осадконакопления в границах расширявшихся предгорных долин. Усилившийся снос обломочного материала в сторону палеодепрессии был обусловлен активизацией тектонических движений в областях питания в раннекиммерийскую фазу тектогенеза, которые имели устойчивую тенденцию к усилению, а затем стабилизации к концу средней юры. Терригенные угленосные отложения нижней—средней юры Дарваза и Южного Тянь-Шаня резко различаются по составу терригенной составляющей, поэтому можно заключить, что Дарваз-Памирский блок в это время по-прежнему

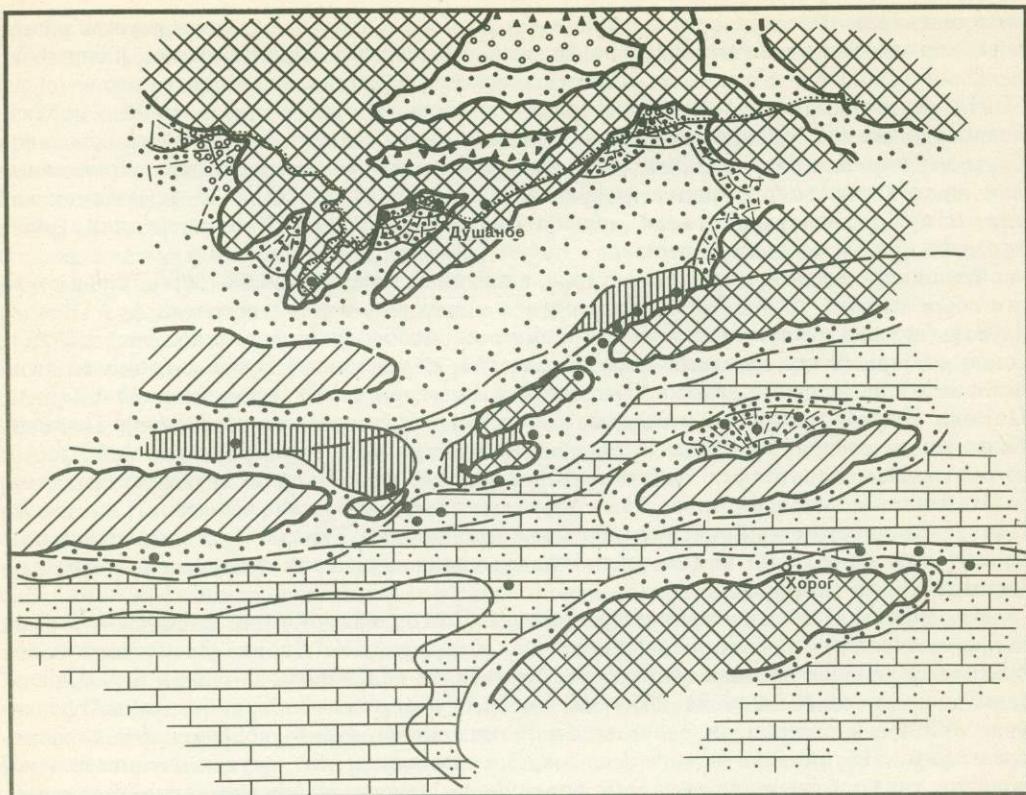


Рис. 38. Палеогеографическая схема региона для позднего триаса — начала ранней юры (с учетом данных палинспастики)

Условные обозначения см. на рис. 3

располагался на значительном удалении к югу, вероятно, в пределах 200 км, так что сносимый с Палеодарваза к северо-западу обломочный материал не достигал южных склонов Гиссара. Учитывая общую тенденцию движения Гондваны к северу, можно предположить, что в ранне-среднеюрское время, вероятно, произошло значительное перемещение Дарваз-Памирского блока в этом направлении, но не настолько, чтобы сформировать в бассейнах осадконакопления единые по составу терригенно-минеральные ассоциации.

Иная картина отмечается в верхнеюрских отложениях. В разрезах Гиссара (Шаргунь и др.) происходит изменение терригенно-минеральных ассоциаций по сравнению со среднеюрскими. Песчаники приобретают полевошпат-граувакковый состав за счет увеличения количества кислых плагиоклазов и обломков эфузивных пород песчаной размерности. Последние могли поступать в предгиссарские бассейны седиментации, скорее всего, с юго-востока, т. е. с Дарваза, так как на Гиссаре подобные отложения в предъюрских формациях неизвестны. На Дарвазе (разрезы Мианаду, Гринг), напротив, происходит смена граувакковых песчаников мезомиктовыми и полевошпат-кварцевыми граувакками или граувакко-аркозами, которые отличаются присутствием, хотя и в меньшем количестве, эфузивного материала (Мианаду).

Таким образом, в верхнеюрских ассоциациях Дарваза и Южного Тянь-Шаня отмечается уже несомненное сходство благодаря объединению в пределах единого бассейна седиментации материала из двух источников питания — Гиссаро-Каратегинского plutона и Палеодарвазских эфузивов, что могло произойти только в результате сближения Дарваз-Памирского блока с южным бортом эпиплатформы. Вероятно, это

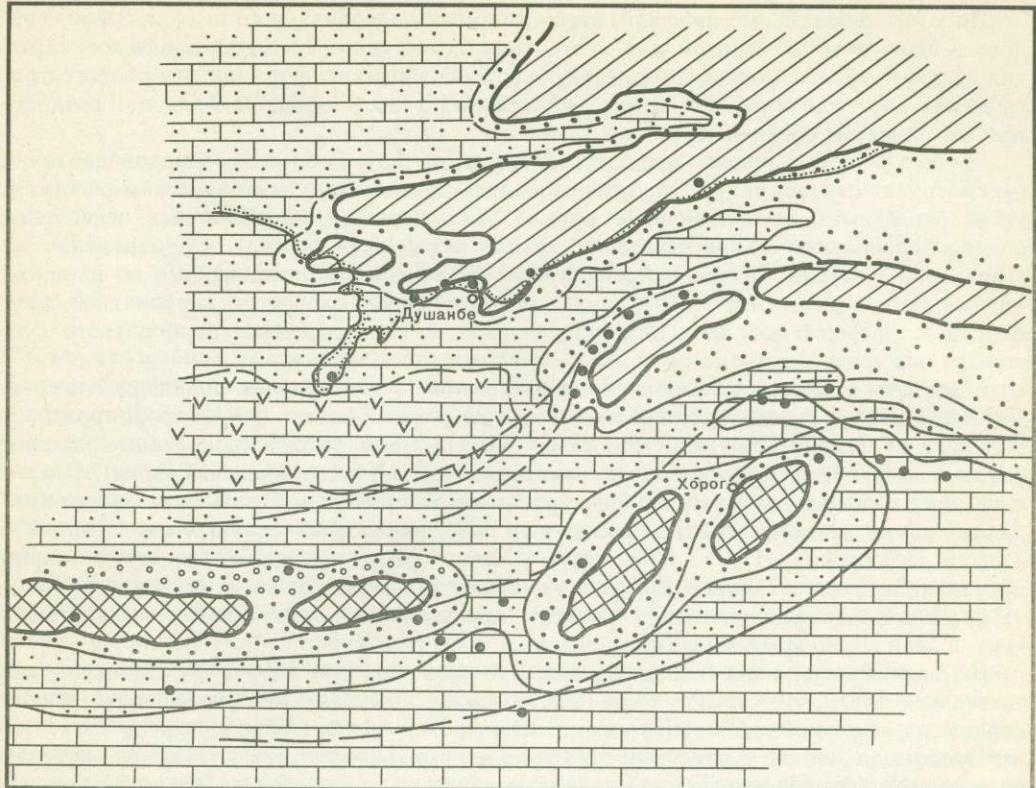


Рис. 39. Палеогеографическая схема региона для начала поздней юры (с учетом данных палинспастики)

Условные обозначения см. на рис. 3

сближение не достигло в поздней юре их современного положения, что произошло только в результате позднеальпийских движений, но с меньшей скоростью, чем в позднем триасе—ранней юре. Тормозящее влияние при этом могли иметь жесткие стабильные блоки Евразии, замедлявшие с севера дрейф Гондванских блоков и препятствовавшие их тесному сближению с Палеоевразией (рис. 39).

Показанную А. А. Беловым [1981] узкую шовную зону раннекиммерийской складчатости между Палеоевразией и Гондваной, вероятно, можно назвать просто киммерийской, поскольку время сжатия в этой зоне захватило и позднюю юру во время указанного сближения блоков. Кроме того, можно предположить, что сочленение Гондваны с Палеоевразией происходило не одновременно вдоль субширотной зоны, а растянулось во времени от позднего триаса (на Кавказе) до поздней юры (в Памиро-Алае), поскольку шло по субмеридиональной дуге, центр вращения которой находился в северо-западной части Кавказа. Самая широкая ее часть уходила при этом на юго-восток. Во всяком случае, на меридиане Памира она должна была быть на порядок больше, чем на меридиане Кавказа.

Эта проблема требует специального рассмотрения и в данной работе не затронута.

Анализ изучения формаций во времени и пространстве и установление зависимости их строения и фациального состава от палеотектонического режима бассейнов седиментации и палеоландшафтов, их корреляция в регионе были реализованы в настоящей работе в виде серии литолого-фациальных профилей вдоль и поперек основного палеоструктурного плана региона.

Литолого-фациальные профили, отражая смену палеоландшафтов во времени, явились в свою очередь основой для построения структурно-палеогеографической карты для среднего триаса (этапа, предшествующего образованию формаций) и палеогеографических карт для начала и конца характерных этапов осадконакопления: позднего триаса, ранней и средней юры.

Среднетриасовое время, предшествовавшее началу процессов осадконакопления рассматриваемых формаций, характеризовалось ослабленным тектоническим режимом, когда бассейны осадконакопления начали закладываться на обширных пенепленах с корообразованием (Тянь-Шаньский эпиплатформенный ороген). Одновременно на территории Кавказа, Ирана и Афганистана существовали ограниченные по площади мелководные эпиконтинентальные моря с незначительной скоростью карбонатной седиментации, прерываемой временами осушениями и выветриванием карбонатного субстрата.

В позднем триасе продолжалось карбонатонакопление в морях Большого Кавказа, Каспия, Ирана и на юге Афганистана, в их прибрежных частях начали формироваться дельты, а на соседних континентальных массивах — приморские аллювиальные равнины с локальным торфонакоплением (Закавказье, Северный и Центральный Иран). Открытые моря с тонким терригенно-карбонатным осадконакоплением охватывали южную и западную части региона, являясь следствием позднетриасовой трансгрессии (Большой Кавказ, Закавказье, Иран, Прикаспий). На слабо расчлененных континентальных массивах Скифской, Туранской плит, Грузинской глыбы и отдельных островов в Иране и Афганистане активизировались процессы делювиально-пролювиального и аллювиального осадко- и торфонакопления.

В ранней юре характер ландшафтов стал более контрастным в результате оживления тектонической активности. Расширились внутристрановые и приморские речные долины вдоль южной окраины Туранской плиты, открываясь к югу, в сторону эпиконтинентальных морей на территории Ирана, Южного Афганистана и Памира, которые на северо-западе соединялись с Центральнокавказским бассейном. Эти моря явились следствием тоарской морской трансгрессии. Зоны торфонакопления аллювиально-дельтового типа располагались главным образом в межгорных и предгорных прогибах Тянь-Шаня и Северного Афганистана.

В среднеюрское время фациальные обстановки претерпели значительные изменения по сравнению с ранней юрой. В начале средней юры продолжалось сокращение областей суши южной окраины материка и расширение акватории Мезотетиса к северу за счет территории Кавказа, Каспия, Южной Туркмении и Ирана. Байосская трансгрессия охватила эти территории и сопровождалась в Закавказье мощной вулканической деятельностью. Материковые окраины Евразии приобрели облик обширных приморских аллювиальных равнин, периодически заливаемых морем или заболачиваемых. Аналогичные ландшафты развивались и на Иранских и Северо-Афганских островных поднятиях. Внутристрановые межгорные долины расширились и интенсивно заболачивались (Тянь-Шань). Батское время ознаменовалось регрессией моря и значительным торфонакоплением в западной Грузии (месторождения Ткварчели, Ткибули и др.). Синхронное развитие торфяников в Иране и на Мангышлаке. В конце бата наряду с прекращением торфонакопления появились признаки новой морской трансгрессии на Эльбурсе, по периферии центрального Ирана и на юге Средней Азии.

На основе литолого-фациального анализа, выделения терригенно-минеральных ассоциаций в разрезах триаса и юры зоны совмещения Памиро-Дарваза и южной окраины эпиплатформенного орогена Тянь-Шаня с учетом данных палинспастики были выполнены локальные палеогеографические реконструкции для начального и конечного этапов образования рассматриваемых формаций. Эти реконструкции позволили установить, что сближение указанных зон до их современного положения произошло не раньше поздней юры. Поэтому можно уверенно прогнозировать, что сочленение Гондваны с Евразией от Кавказа до Памира было растянуто во времени от позднего триаса в Закавказье до поздней юры в районе Дарваза.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая работа, посвященная ряду теоретических и методических вопросов расчленения, корреляции и генезиса разнотипных угленосных формаций в тектонически гетерогенных областях земной коры, имеет большое прикладное значение, так как дает возможность реализовывать в практике геологических работ целый ряд методических и практических рекомендаций, касающихся в целом проблем изучения осадочных формаций и процессов древнего осадконакопления и углеобразования. Выяснение этих процессов относится непосредственно к вопросам угленасыщения разрезов формаций, качества угля и прогнозов угленосности.

Учитывая опыт выполненных исследований, методические рекомендации будут заключаться в совершенствовании и более широком применении методики детального литолого-фациального и формационного анализов, циклического расчленения и корреляции полифациальных континентальных и морских отложений, слагающих разнотипные по генезису и смежные с ними безугольные формации. Кроме того, может быть учтен опыт палеогеографических построений с акцентом на основные этапы древнего торфонакопления и реконструкции районов тесного пространственного совмещения разнотипных палеоструктур на базе плейтектонических построений. Таким образом, методические рекомендации могут иметь литолого-фациальный, структурный, циклический и палеогеографический аспекты.

При выполнении детального литолого-фациального анализа угленосных и смежных формаций морского генезиса особое внимание должно быть направлено на выявление условий их накопления в зонах пространственного сопряжения осадочных бассейнов внутриконтинентального, прибрежно-континентального (дельтового), прибрежно-морского и морского типов с акцентом на стыке континентальных и морских фаций. Заслуживает реализации опыт применения указанной единой методики к разнотипным по составу, строению и генезису угленосным формациям: типично континентальным, терригенным; прибрежно-континентального и прибрежно-морского генезиса, карбонатно-терригенного состава, составляющих основной объем изучения формаций; и типично морским, терригенно-карбонатного состава. Таким объектом, где возможно применение в полном объеме данной методики, могут являться, например, слабо изученные в основном паралические угленосные формации мела, палеогена и неогена Дальнего Востока и Камчатки в зоне их пространственного совмещения с угленосными формациями континентального генезиса.

Непосредственное отношение к данной рекомендации имеет выявление характерных фаций и фациальных комплексов, к которым приурочены отдельные виды минеральных компонентов и углеводородного сырья, в первую очередь угля. Такие угленосные и рудоносные отложения обычно занимают определенное стратифицированное положение в пределах разнотипных формаций и в дальнейшем могут быть увязаны с палеоландшафтными построенными и распределением фаций по площади. Так, автором были выделены три максимума углеобразования в позднем триасе, ранней и средней юре, которые могут послужить основой построения соответствующих прогнозных карт на уголь на территории региона, в том числе на закрытых территориях.

Анализ разнотипных угленосных формаций, помимо выявления характера осадочных

процессов и бассейнов осадконакопления и углеобразования различного генезиса, может быть также реализован и в структурном аспекте с целью реконструкции палеоструктур, на которых происходило становление и развитие этих бассейнов. Особый интерес представляет выявление палеотектонической природы этих структур, их эволюции, характера их внутреннего строения и периферийных зон на стыке с соседними структурами. Изученный автором регион послужил полигоном для подобных реконструкций. Палеотектоническое строение региона определило характер осадочных бассейнов в позднем триасе—средней юре в обширной зоне пространственного совмещения тектонически стабильных эпигерцинских платформенных блоков Евразии и мобильных гетерогенных структур северной окраины Мезотетиса. Ведущий палеотектонический контроль выразился двояко. Во-первых, в виде председиментационного тектонического режима и древнего рельефа, которые обусловили первоначальные контуры бассейна, мощность и фациальный состав осадков начального этапа осадконакопления.

Во-вторых, состав, строение и мощность основного объема формаций определялись главным образом конседиментационным тектоническим режимом, а также составом областей денудации и палеогеографическими обстановками осадконакопления. В результате палеотектонические обстановки обусловили характер бассейнов осадконакопления и приуроченных к ним формаций. На относительно тектонически стабильных платформенных блоках сформировались угленосные формации в основном континентального и мелководно-прибрежно-морского генезиса с долинным и дельтовым типами торфонакопления, а в структурах мобильных геосинклинальных прогибов — слабо угленосные формации прибрежно-морского и морского генезиса с дельтовыми и заливно-лагунными типами торфонакопления. Эти бассейны осадконакопления, сложенные полифациальными осадками разнотипных формаций, в современных структурах представляют собой лишь реликты палеобассейнов и формаций в виде угольных месторождений и угольных бассейнов, ограниченных дизъюнктивными и пликативными границами современных структур. В связи с этим выявление перспективных площадей для постановки поисково-разведочных работ на уголь должно проводиться с учетом двух тектонических аспектов: контуров месторождений и бассейнов в современных структурах, на погружении и продолжении этих структур, и контуров былого распространения бассейнов осадконакопления, перекрытых мощным плащом более молодых осадков в закрытых районах.

В качестве модели могут быть рекомендованы результаты расчленения изученных формаций на циклы разного масштаба: элементарные, мезо- и макроцикли. В первые в регионе на основе выделенных макроциклов, как наиболее устойчивых на плоскости элементов формаций, соответствующих подформациям, а по времени — одному—двум векам, была выполнена межбассейновая корреляция разнотипных формаций. Они имеют циклическое строение, но с разной степенью контрастности, наиболее отчетливо выраженной в формациях континентального генезиса и наименее отчетливо — в формациях морского. Резко различаются мощности макроциклов: минимальные (первые десятки метров) — в макроциклах континентального, аллювиально-озерного типа и максимальные — в макроциклах морского типа, достигающие тысяч метров, особенно в областях лавинной седиментации. В углесодержащих циклах разного генезиса и масштаба положения угольных пластов, продуцированных торфяниками аллювиально-долинного, дельтового и заливно-лагунного генезиса, подчинено определенным закономерностям строения и фациального состава слагающих циклы отложений. Пласти угля располагаются в основном в средней или верхней частях элементарных мезо- и макроциклов, позволяя проводить уверенную корреляцию угольных пластов по ряду фациальных и циклических признаков. Подобная корреляция была широко использована автором при проведении поисково-съемочных и геолого-разведочных работ на уголь в Средней Азии и в Иране. Автором открыто угольное месторождение Хашуни и выполнена разведка нового шахтного поля Хомруд на Керманском месторождении.

В целом изложенный опыт циклического расчленения и корреляции может быть реализован: а) при проведении литолого-стратиграфических исследований с выделением

стратиграфических месторождений не только угля, но и других полезных ископаемых, связанных с осадочными, в частности, с угленосными формациями (нефти, газа, флюсов, стройматериалов и пр.); б) при выполнении геолого-поисковых работ среднего и крупного масштаба, особенно в областях развития осадочных отложений фанерозоя, плохо изученных с точки зрения стратиграфического расчленения, либо лишенных остатков фауны и флоры. В первую очередь это касается «немых» циклично построенных отложений континентального или морского генезиса, особенно в областях их пространственного совмещения и корреляции континентальных и прибрежно-морских красноцветных отложений верхней—средней юры Тянь-Шаня в зоне перехода от палеоконтинента к морским окраинам. При обилии ныне существующих местных стратиграфических схем с многочисленными и часто меняющимися свитами большое значение имеет расчленение и корреляция на основе выделенных макроциклов как альтернатива посвятному расчленению. Объектом для применения циклического расчленения могли бы послужить морские терригенно-карбонатные юрские отложения Памира и соседних регионов, в настоящее время не имеющие общей схемы надежного литолого-стратиграфического расчленения и корреляции; в) при межбассейновой и межрегиональной корреляции разнотипных по составу, строению и генезису формаций между палеотектонически различных краевых структур платформ и смежных мобильных поясов. Эта методика может быть реализована при региональных литолого-стратиграфических исследованиях, в частности при корреляции угленосных формаций мезозоя и кайнозоя южного и восточного складчатого обрамления Сибирской платформы, в пределах тектонически гетерогенного Монголо-Охотского пояса, а также в переходной зоне соединения этого пояса в Тихоокеанской континентальной окраине в районах Камчатки и Приморья. Особено важное значение приобретает опыт расчленения на циклы и межрегиональная корреляция одновременно континентальных и морских отложений в зонах соединения платформ и геосинклиналей, где, как правило, происходит несбивка стратиграфических схем, основанных либо на морской фауне либо на остатках морских организмов.

Комплексная методика литолого-фацального и формационного анализов, расчленения и корреляции формаций в итоге была представлена в виде серии палеогеографических карт. Они позволили наглядно и поэтапно реконструировать историю развития континентальных бассейнов осадконакопления, приуроченных к южной окраине Евразии и к островным—полуостровным массивам суши среди морских краевых и эпиконтинентальных морей северной окраины Мезотетиса. Опыт построения таких мелкомасштабных карт (1:2 500 000) для палеотектонически неоднородной области, каждая из которых соответствует времени накопления подформации (один—два века), может быть использован для аналогичных палеогеографических построений в регионах с пространственным совмещением тектонически разнотипных блоков земной коры. Палеогеографические карты, являющиеся результатом анализа палеоландшафтов угленосных формаций, отражают эволюцию процессов углеобразования от бассейнов начального этапа торфонакопления до затухания этих процессов в конце накопления формаций. Выполненные палеогеографические реконструкции триасово-юрских торфогенных ландшафтов являются научной основой построения геолого-прогнозных карт разного масштаба на уголь. В первую очередь это относится к картам основных этапов углеобразования (поздний триас, ранняя юра и граница ранней и средней юры). На этих картах в закрытых районах Туранской плиты и Западного Казахстана (районы Туаркыра, Мангышлака), Центрального и Северного Ирана могут быть рекомендованы перспективные площади для постановки геолого-поисковых работ на уголь, а также на нефть и газ. Последние прогнозы относятся к подкарбонатным нефтегазовым терригенным коллекторам, приуроченным к верхнетриасовым, нижне- и среднеюрским продуктивным отложениям, границы распространения которых могут быть оконтурены на соответствующих палеогеографических картах.

Таким образом, прямым практическим результатом палеогеографических построений

с акцентом на этапы углеобразования должно быть выделение закрытых перспективных площадей и построение прогнозных карт на уголь в пределах бассейнов и регионов.

Основными задачами при прогнозной оценке являются: а) изучение закономерностей размещения в разрезах и на площади исходных масс органики в виде генетически разнотипных торфяников; б) определение качественных показателей и выявление закономерностей распределения на площади углей различной стадии метаморфизма, петрографических типов и марок, которые ранее выделялись в разрезах; в) выявление пространственных связей между мощностью, фациальным составом и угленосностью формаций и разработка на этой основе принципов и методов прогнозирования основных типов палеоструктурно-фациальных зон на поиски угля и критериев прогноза угленосности формаций различного типа. Основные результаты исследований должны быть отражены на картах прогноза угленосности в масштабах 1:2 500 000 до 1:5 000 000 с врезками более крупных масштабов для отдельных угленосных районов. Палеогеографические и геолого-прогнозные карты на завершающем этапе исследований могут быть сведены в атласы с объяснительными записками к ним.

Выявление условий осадконакопления и углеобразования во времени и на площади в палеотектонически гетерогенной структуре исследованного региона имеет непосредственный выход на решение крупной научной и региональной проблемы реконструкции океана Мезотетис и его континентальных окраин в пределах рассмотренной части Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Решение этой актуальной проблемы в современной плейттектонике должно основываться в первую очередь на детальном литолого-фациальном анализе осадочных формаций, расположенных в тектонически разнотипных, но сближенных в современных структурах блоках земной коры с целью реконструкции истинного былого расположения этих блоков. На примере анализа строения, литолого-фациального и вещественного состава разнотипных осадочных триасово-юрских формаций в зоне современного сочленения Памиро-Дарвазского и Тянь-Шаньского блоков с резко различной палеотектонической природой и палеоландшафтной принадлежностью, с использованием данных палинспастики была предложена литологически обоснованная концепция времени и механизма сближения северных блоков Гондваны с Евразией в этом регионе. Вопреки ранее существовавшему представлению о совмещении этих блоков в позднем триасе автором был обоснован позднеюрский возраст этого совмещения. С учетом литологических и палеофлористических данных по Кавказу, Ирану, Афганистану и Югу Средней Азии была обоснована гетерогенность времени сближения северных блоков Гондваны с Евразией (конец триаса—конец юры) с запаздыванием с запада на восток. Пример подобного обоснования может быть использован в дальнейшем при плейттектонических реконструкциях в других регионах тектонического скучивания.

Впервые предложенная литолого-генетическая классификация осадочных формаций гумидного ряда, разработанная на примере триасово-юрских угленосных и смежных безугольных формаций морского генезиса, показала возможность унификации на единой методической и теоретической основе осадочных формаций, различающихся по генезису, литолого-фациальному и вещественному составам, мощностям и степени угленасыщенности. Кроме того, данная классификация позволила унифицировать обстановки осадко- и торфонакопления в палеоструктурах зоны сочленения платформенных блоков и мобильной северной окраины Мезотетиса, обосновать границы латерально сопряженных формаций.

Принципы создания данной классификации могут быть использованы при анализе, типизации и классификации формаций различного типа (в том числе угленосных) в регионах современного складчатого строения на стыке с платформенными блоками, где отмечено пространственное совмещение таких формаций.

## ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш. А.* Структурно-фацальная зональность мезозойских отложений западной части геосинклинали южного склона Большого Кавказа // Проблемы геологии Грузии. Тбилиси: Мецниреба, 1978. С. 236—243.
- Азарян Н. Р.* Новые данные по стратиграфии триасовых отложений верховья р. Веди (Армянская ССР) // Докл. АН АрмССР. 1963. Т. 36. № 4. С. 229—232.
- Алиев А. Г., Акаева В. П.* Петрофикация юрских отложений юго-восточного Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1957, с. 119—134.
- Алиев М. М., Генкина Р. З., Дубровская Е. Н., Никишова В. М.* Юрские континентальные отложения востока Средней Азии. М.: Наука, 1981. 188 с.
- Алиев М. М., Крылов Н. А., Генкина Р. З. и др.* Юра юга СССР. М.: Наука, 1983. 208 с.
- Алиев С. Н.* Литология и условия формирования триасовых отложений юго-восточного Памира: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. Душанбе, 1977. 20 с.
- Аманназов К. Н.* Стратиграфия и аммониты верхнеюрских отложений Туаркыра. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1962, 109 с.
- Амурский Г. И.* Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий // Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М.: Наука, 1966, 240 с.
- Андреева А. Ф.* Двусторчатые моллюски юрских отложений юго-восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1977. Ч. 1. 186 с.
- Андрюсов Б. Н., Колданов В. П., Кулаков В. В.* Угленосность северных предгорий Гиндукуша. М.: Наука, 1977. 132 с.
- Архипов И. В., Муратов М. В.* Области альпийской складчатости // Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966. С. 219—238.
- Архипов И. В., Муратов М. В., Постельников Е. С.* Строение и история развития Альпийской геосинклинальной области // XXII Междунар. геол. конгр. Гималайский и альпийский орогенез. М.: Наука, 1964. С. 7—21.
- Атлас карт угленакопления на территории СССР: Объясн. записка/Под ред. И. И. Горского. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М.: ВАГТ, 1968. Т. 3. 50 с.
- Ауслендер Г. М., Гречишников Н. П.* Петрофикационные особенности и свойства углей Ирана // XII. 1972. № 6. С. 13—22.
- Ауслендер Г. М., Гречишников Н. П.* Петрографические особенности коксующихся углей и методика их поисков в Иране // Изв. вузов. Геология и разведка. 1974. № 2. С. 70—75.
- Бабадаглы В. А., Джумагулов А.* Стратиграфия мезозоя юго-западной Киргизии. Л.: Недра, 1968. Т. 1. 324 с.
- Бабаев А. Г.* О нефтематеринских свитах мезозойских отложений западного Узбекистана // Геология нефти и газа. 1959. № 5. С. 29—33.
- Бабаев А. Г., Габриэльян В. А., Салимова С. К.* Терригенная формация юрского возраста Бухаро-Хивинского региона и Юго-Западного Гиссара и ее нефтегазоносность. М.: Недра, 1977. 137 с.
- Баженов М. Л., Буртман В. С.* Кинематика Памирской дуги // Геотектоника. 1982. № 4. С. 54—70.
- Балагурова Е. С., Кочнев Е. А., Троицкий В. И.* Фациально-палеогеографическая характеристика бокситов южного Узбекистана // Сборник научных тр. Главгеологии УзССР. 1964. Вып. 3. С. 42—63.
- Баланчиваадзе С. Г.* Особенности накопления и углеобразования среднеюрских угленосных отложений Ткибули-Шаорского месторождения: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. М., 1985.
- Баранова З. Е.* Литология и условия образования юрских отложений Большого Балхана // Тр. ВСЕГЕИ Н. С. 1961. Т. 43, № 3. С. 1—127.
- Баранова З. Е., Буракова А. Т., Бекасова Н. В.* Стратиграфия, литология и флора юрских отложений Туаркыра // Там же. 1963. Т. 88, № 13. С. 1—232.
- Бархатов Б. П.* Принципы тектонического районирования Памира // Вестн. ЛГУ, Серия геологии и географии. 1961. № 18. С. 19—31.
- Бебешев И. И.* Литология юрских угленосных отложений Гиссерского хребта. М.: Наука, 1976. 136 с.
- Безносов Н. В., Казакова В. П., Леонов Ю. Г., Панов Д. И.* Стратиграфия нижне- и средне-юрских отложений центральной части Северного Кавказа // Материалы по геологии газоносных районов СССР. М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 109—191. (Тр. ВНИИГАЗ; Вып. № 10 (18)).
- Белов А. А.* Граница Гондваны и Евразии и шов Палеотетиса в Кавказском секторе

- Средиземноморского складчатого пояса // Тектоника и структурная геология. Планетология. М.: 1976. С. 83—90.
- Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 210 с.
- Белова Е. Х., Белов А. П., Бабаев Ш. Б. Об изменении состава обломочного материала песчаных отложений юра на территории Таджикской депрессии и некоторые особенности их формирования // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе, 1972. Сб. 4. С. 339—343. (Тр. ВНИГНИ. Вып. 133).
- Беридзе М. А. Вулканогенные образования, связанные с нижне- и среднеюрскими геосинклинальными отложениями Большого Кавказа // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер., вып. 72. Тбилиси: Мецниереба, 1981. С. 42—83.
- Богатырев Б. А. Триас—юрские коры выветривания и бокситы юга Средней Азии и Кавказа. М.: Наука, 1980. 199 с.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хайн З. Е. Тектоника Европы и смежных областей. Объясн. записка к междунар. тектон. карте Европы масштаба 1:2500000. М.: Наука, 1978. 422 с.
- Боголюбова Л. И. Особенности строения угольного пласта «толстого» в Ткибульском каменноугольном месторождении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 6. С. 73—83.
- Бойко Н. И., Пушкинский Е. М. Литолого-фацальные особенности и условия образования норийских отложений в Западном Предкавказье // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 61—70.
- Бойко Н. И., Пушкинский Е. М. Литолого-фацальные особенности и условия образования индско-анизийских отложений Западного Предкавказья // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 6. С. 113—114.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 542 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 59).
- Брагин Ю. Н., Голубев С. А., Полянский Б. В. Палеогеография основных этапов накопления нижнемезозойских угленосных отложений в Иране // Литология и полез. ископаемые. 1981а. № 1. С. 69—81.
- Брагин Ю. Н., Голубев С. А., Полянский Б. В. Стратиграфия нижнемезозойских угленосных формаций Ирана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981б. № 8. С. 64—77.
- Браташ В. И., Егупов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И. Геология и нефтегазоность севера Афганистана. М.: Недра, 1970. 288 с.
- Брик М. И. Мезозойская флора Южной Ферганы. II. Папоротники, хвощевые // Тр. Среднеаз. геол. упр. 1937. Вып. 3. 86 с.
- Брик М. И. Ископаемая флора и стратиграфия нижнемезозойских отложений бассейна среднего течения р. Илек в Зап. Казахстане. М.: Госгеолиздат, 1952. 70 с.
- Брунс Е. П. Генезис юрских угленосных отложений Южной Ферганы // Литол. сб. 1948. Вып. 4. С. 99—113.
- Брунс Е. П. Структурно-фацальный анализ мезозойских отложений Заираулак-Зиаэтдинского антиклиниория и прилегающих частей Бухарской депрессии (Узбекистан) // Дельтовые и мелководно-морские отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 160—166.
- Бувалкин А. К. Геология и условия формирования верхнеюрских отложений Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1968. 23 с. (Тр. ИИГ АН КазССР).
- Бувалкин А. К., Власов В. И. Триасовые отложения Южного Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1961. Вып. 4 (45). С. 19—30.
- Буртман В. С. Проблемы формирования Памир-Пенджабского синтаксиса // Геотектоника. 1982. № 5. С. 56—62.
- Буртман В. С., Гураш Г. С. О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня (по палеомагнитным данным) // Там же. 1973. № 2. С. 190—195.
- Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 152—172.
- Вахания Е. К. К вопросу среднеюрской палеогеографии Грузии // Вулканизм и литогенез. Тбилиси: Мецниереба, 1981. С. 42—83. (Тр. ГИН АН ГССР. Н. С.; Вып. 72).
- Вахрамеев В. А., Добрускина И. А., Жатькова Э. А., Туртыгина А. С. Расщепление верхнетриасовых отложений Прикумского нефтеносного района // Сов. геология. 1983. № 55. С. 54—63.
- Вахрамеев В. А., Пейве А. В., Херасков Н. П. Мезозой Таджикистана // Тр. ТПЭ. 1936. Вып. 58. С. 64—82.
- Власов Н. Г. Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза // Геология Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. С. 82—109.
- Власов Н. Г. Стратиграфия и тектоника Юго-Западного Дарваза: Автограф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1963. 26 с.
- Воскресенский И. А., Кравченко К. Н., Мофишевич Э. Б., Соколов Б. А. Очерки геологии Пакистана. М.: Недра, 1971. 167 с.
- Вулканизм и литогенез: Сб. трудов. Тбилиси: Мецниереба, 1981. 227 с. (Тр. ГИН АН ГССР. Н. С.; Вып. 73).
- Вялова Р. И., Киричкова А. И. Юрские отложения Мангышлака // Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака. Л.: Наука, 1963. С. 236. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 218).
- Гасанов Т. А. Нижняя юра Азербайджана: (Малый Кавказ). Баку: Изд-во АН АзССР, 1967. 200 с.
- Гасанов Т. А. Средняя юра Азербайджана: (Малый Кавказ). Баку: Изд-во АН АзССР, 1973. 166 с.
- Геккер Р. Ф. Карадаусское месторождение фауны и флоры юрского возраста // ПИН АН СССР. 1948. Т. 15, № 1. С. 15—28.
- Генкина Р. З., Долуденко М. П., Дубровская Е. И., Никишова В. И. Батские отложения Южной Ферганы // Сов. геология. 1980. № 10. С. 50—60.

- Геология и полезные ископаемые Афганистана / Под ред. В. И. Дронова. М.: Недра, 1980. Кн. 1: Геология. 535 с.
- Геология и рудные месторождения Среднего Востока. М.: Недра, 1973. 380 с. (Тр. НИЛЗА-рубежгеология; Вып. 24).
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Недра, 1963. Т. 1: Юг Европейской части СССР, Кавказ. 1210 с.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Недра, 1968. Т. 6: Средняя Азия. 599 с.
- Гёлещян Г. Г. Угленосность юрских отложений Сомхето-Карабахской геотектонической зоны и ее перспективность // Тез. докл. V Всесоюз. угольн. совещ. Ростов н/Д, 1977. С. 161—162.
- Голубов В. Н. Вопросы геологического строения молодых платформ в пределах Каспия (по геофизическим данным): Автoref. дис.... канд. геол.-минерал. наук. М., 1973. 28 с.
- Гомолицкий Н. П., Добрускина И. А. Есть ли в Средней Азии флороносные верхнетриасовые отложения // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48, № 5. С. 55—56.
- Губин И. Е. Геология Назар-Айлокского месторождения каменного угля. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 27 с.
- Губин И. Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем. М.: Госгеолиздат, 1940. 46 с.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
- Гуджеджини Б. И. Взаимосвязь петрографического состава тикибульских углей с их обогатимостью и химико-технологическими свойствами // Тр. ЛАГУ АН СССР. 1956. Вып. 4. С. 84—102.
- Давыдов В. И. О находке флоры в «иолихарской» свите на Юго-Западном Дарвазе // Докл. ТаджССР. 1976. Т. 19. № 12. С. 42—44.
- Дзоценидзе Г. С. Задачи литологии осадочных образований Грузии // Тр. ГИН АН ГССР. Геол. сер. 1953. Т. 7 (12). С. 42—45.
- Дзоценидзе Г. С. Условия образования юрских углей Грузии в связи с ее тектоническим развитием // Тр. ГИН АН ГССР. Геол. сер. 1957. Т. 10 (15). С. 52—59.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. Литология и палеогеография полосы среднеюрских угленосных отложений Западной Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1981. 112 с.
- Добрускина И. А. Стратиграфическое положение флороносных толщ триаса Евразии. М.: Наука, 1980. 161 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 346).
- Добрускина И. А. Триасовые флоры Евразии. М.: Наука, 1982. 182 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 365).
- Драгунов В. И. Геологические формации. Л.: Недра, 1973. 24 с.
- Дронов В. И. Схема расчленения триасовых и юрских отложений Памира // Тез. докл. к совещ. по унификации стратигр. схем Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 27.
- Дронов В. И. Юра Памира // Решения совещ. по разработке и унификации стратигр. схем для Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1959. С. 5—9.
- Дронов В. И., Андреева Т. Ф. Путеводитель экскурсии по разрезам юрской системы Узбекистана и Таджикистана (Памир). Ташкент: ФАН, 1968. 65 с.
- Дронов В. И., Андреева Т. Ф., Кушлин Б. К. Стратиграфия и история развития Центрального и Юго-Восточного Памира в мезозое // XXII Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов. М.: Недра, 1964. С. 38—45.
- Дронов В. И., Карапетов С. С., Левен Э. Я. О возрасте углей на Восточном Памире // ДАН СССР. 1959. Т. 127, № 3. С. 634—636.
- Дронов В. И., Кушлин Б. К. К стратиграфии триасовых отложений Центральной подзоны Юго-Восточного Памира // Изв. АН ТаджССР. Отд. геол.-хим. и техн. наук. 1962. Вып. 1 (7). С. 142—150.
- Дронов В. И., Левен Э. Я. К вопросу о геологии Юго-Восточного Памира // Сов. геология. 1961. № 11. С. 21—36.
- Дюфур М. С. О границе структур Куэнь-Луня и Каракорума на Памире: (О главной тектонической линии Памира) // Геология Средней Азии: Сб.; посвящ. памяти Н. М. Синицына. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. С. 135—143.
- Жемчужников Ю. А. Угленосная толща и методика ее изучения // Зап. Ленингр. горн. ин-та. 1951. Т. 25, № 2. С. 23—47.
- Жемчужников Ю. А. Угленосные толщи как формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1955. № 5. С. 14—33.
- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И. и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1959—1960. Т. 1, 2. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 15).
- Жуковский Л. Г., Каеш Ю. В., Сотираиди К. А. Нефтегазоносные фации юры и мела Бухаро-Хивинский нефтегазоносной провинции. Л.: Недра, 1959. С. 55—66. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 28).
- Захаревич В. А. Геологический очерк Туаркырского угленосного района // За недра Средней Азии. 1934. № 5/6. С. 14—20.
- Захаревич В. А. Общая геология Ангренского каменноугольного месторождения. Ташкент: Фан, 1936. 52 с.
- Захаров С. А. Стратоструктуры мезокайнозоя Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1958. 226 с. (Тр. ИГ АН ТаджССР; Т. 95).
- Захаров С. А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе: Дониш, 1970. 307 с.
- Зенкович В. П., Ионин А. С. Некоторые условия движения и накоплений галечного материала у приглубого берега Черного моря // Дельтовые и мелководно-морские отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 55—61.
- Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука, 1966. 234 с.
- Кабилов Ш. К. Условия осадконакопления юрских угленосных отложений Фан-Янгобского каменноугольного месторождения // Тр. ИГ АН ТаджССР. 1961. Т. 4. С. 47—64.

- Кафарский А. Х., Пыжсянов И. В.* К вопросу о расчленении мынтекинской свиты Северного Памира // Материалы по геологии Памира. Душанбе: Дониш, 1963. Вып. 1. С. 53—54.
- Кахадзе И. Р.* Грузия в юрское время. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1947. 371 с. (Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол.; Т. 7(8)).
- Кахадзе И. Р., Цигарели А. Л., Нуцубидзе К. Ш., Зесашвили В. И.* Геологическое строение полосы угленосных отложений между бассейнами рек Баксан и Урупа. Тбилиси: Мединерба, 1960. 231 с.
- Каширин Ф. Т., Ибрагимов И. М., Карабалашев К. К.* Узгенский каменноугольный бассейн. Фрунзе: Илим, 1975. 165 с.
- Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Алтайской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 267).
- Коннов Л. П.* Генезис месторождений бокситов и их поисковые признаки. Ташкент: САИГИМС, 1959. Вып. 1. С. 23—30.
- Копаев В. А.* История юрского осадконакопления в Фергане. Ташкент: Ташк. ун-т, 1964. (Науч. тр. Ташк. ун-та; Вып. 256).
- Крашенников Г. Ф.* Классификация угленосных формаций // Угленосные формации и их генезис: IV Всесоюз. геол. угол. совещ. (Воршиловград): Тез. докл. М.: Недра, 1970. С. 40—44.
- Крашенников Г. Ф.* Учение о фациях. М.: Выш. шк., 1971. 367 с.
- Крылов Н. А., Мальцева А. К.* Юрские отложения запада Средней Азии и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1967. 164 с.
- Крымгольц Г. Я., Захаров Е. Ф.* Батские аммониты Кугитанга // Палеонтологическое обоснование опорных разрезов юрской системы Узбекистана и сопредельных районов. Л.: Недра, 1971. Сб. 10. С. 4—40.
- Кудряшов Н. С.* Угленосные бассейны южной периферии Среднеазиатской нижнемезозойской угленосной провинции. Ташкент: Фан, 1976. 110 с.
- Кузичкина Ю. М.* Петрографический состав углей юго-западных отрогов Гиссарского хребта // Тр. Узгеолупрления. 1961. № 1. С. 7—15.
- Кулаков В. В., Колчанов В. П., Михайлов К. Я.* О стратиграфии триасовых отложений северо-западного Афганистана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1969. № 7. С. 11.
- Кушлин Б. К.* Стратиграфия триасовых отложений Центрального Памира // Материалы по геологии Памира. Душанбе: Дониш, 1963. Вып. 1. С. 65—88.
- Кушлин Б. К.* О водорослевой природе палеодикционов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 4. С. 67—78.
- Лебедев А. П., Малхасян Э. Г.* Юрский вулканлизм Армении. М.: Наука, 1965. 167 с.
- Левицкий С. И.* К геологии каменноугольных месторождений Таджикистана // Тр. ТПЭ АН СССР. 1935. Вып. 12. С. 12—17.
- Левицкий С. И.* Кугитанское каменноугольное месторождение // Там же. 1937. Вып. 66. С. 84—91.
- Леонов Г. П., Логинова Г. А., Панов Д. И.* Основные области и зоны осадконакопления в пределах ближне-, средневосточной части Альпийского пояса Евразии в юрское, меловое и палеогеновое время // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1974. № 2. С. 32—47.
- Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лордкипанидзе М. Б., Адамия Ш. А., Асанидзе Б. З.* Эволюция активных окраин океана Тетис: (На примере Кавказа) // XXVII Междунар. конгр. Палеоокеанология. Коллоквиум ОЗ. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 72—83.
- Лучников В. С.* Стратиграфия юрских отложений юго-востока Средней Азии // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. Сб. 4. С. 351—374.
- Лучников В. С.* Стратиграфия юрских отложений Дарваза // Сов. геология. 1973. № 6. С. 38—49.
- Лучников В. С.* Новые данные о триасовых отложениях Юго-Западного Дарваза // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979а. Т. 54, № 3. С. 28—35.
- Лучников В. С.* Верхнеюрские морские отложения Зеравшано-Гиссарской горной области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979б. № 2. С. 138—141.
- Лучников В. С.* Стратиграфия угленосных отложений юры Центрального Таджикистана // Сов. геология. 1983. № 9. С. 75—85.
- Лучников В. С., Полянский Б. В.* Типы разрезов триас-юрских отложений Дарвазского хребта // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1974. Сб. 6. С. 208—216.
- Малхасян Э. Г.* Формирование юрских вулканогенных пород Малого Кавказа в условиях подводной среды // Тр. ГИН АН ГССР. Н. С. 1981. Вып. 73. С. 60—64.
- Мальцева А. К.* Юрские формации Центральноевропейской платформы и их нефтегазоносность: Афтореф. дис.... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1980. 52 с.
- Мышыров К. К., Крымгольц Г. Я.* Региональная схема стратиграфии юрских отложений Туркмении // Геология и полезные ископаемые Туркмении. Стратиграфия. Ашхабад: Былым, 1969.
- Мышыров К. К., Цепелев П. С., Кулиев К.* Конкремионные образования в угленосной толще юрских отложений Кугитанга // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. 1962. № 1. С. 66—71.
- Мейен С. В.* О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми // Геотектоника. 1969. № 5. С. 3—16.
- Мокринский В. В., Вальц И. Э., Власов В. М.* и др. Закономерности развития и размещения раннемезозойского угленакопления на территории Крыма, Кавказа и Прикаспия. М.; Л.: Наука, 1965. 223 с.
- Муратов М. В.* Тектоническое расчленение территории СССР и основные черты строения складчатых поясов в его пределах // Изв. вузов. Геология и разведка. 1967. № 10. С. 17—63.
- Муратов М. В.* Строение складчатого основания

- Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие зоны развития этого пояса // Геотектоника. 1969. № 2. С. 3—21.
- Муратов М. В., Архипов И. В.** О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии // Бюл. МОИП. 1961. № 7. С. 97—121.
- Мухин В. Г.** К геологии Центрального и Западного Тянь-Шаня // Пробл. сов. геологии. 1936. Т. 6, № 5. С. 375—398.
- Нуцубидзе К. Ш.** Нижнеюрская фауна Кавказа // Тр. ГИН АН ГССР. Н. С. 1966. Вып. 8. 213 с.
- Нуцубидзе К. Ш., Чихрадзе Г. А., Адамия Ш. А.** Взаимоотношение дисской серии и отложений лейаса Сванети // ДАН СССР. 1963. Т. 149, № 6. С. 1412—1413.
- Объяснительная записка к проектам схем стратиграфии триасовых отложений Кавказа / ВСЕГЕИ. Постоян. комис. по триасовой системе. Л.: Недра, 1973. 120 с.
- Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа / Под ред. Н. В. Безносова. М.: Наука, 1973. 194 с.
- Павлов А. П.** Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи // Изв. геол. ком. 1988. Т. 7, № 9. 21—41 с.
- Панов Д. И.** О стратиграфии юрских отложений Ирана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 106.
- Панов Д. И.** Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития // Геология Большого Кавказа. М.: Наука, 1976. С. 154—207.
- Панов Д. И., Бызова С. Л., Снежко Е. А.** Новые данные по стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений центральных частей Большого Кавказа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1964. № 4. С. 35—47.
- Панов Д. И., Шавченко В. И.** К стратиграфии нижне-, и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа в Казбекском районе // ДАН СССР. 1964. Т. 155, № 1. С. 92—95.
- Парцвания Ф. Г.** Литологический состав угленосной свиты Ткибули-Шаорского месторождения и его связи с угленосностью // Разведка и охрана недр. 1958. № 10.
- Пейве А. В.** Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4.
- Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И.** Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии // XXII Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов. М.: Недра, 1964. Периодические процессы в геологии. Л.: Недра, 1976. 263.
- Поликов В. Н., Родовильский Н. С.** К расчленению юрских отложений Восточного Устюрта // Сборник научных трудов Мингео УзССР. Ташкент: Фан, 1971. Вып. 6. С. 41—50.
- Полянский Б. В.** Некоторые вопросы стратиграфии и основные типы фаций нижнемезозойских отложений района каменноугольного месторождения Ташкутан // Тр. ИГ АН ТаджССР. 1961а. Т. 4. С. 29—45.
- Полянский Б. В.** О фациальной изменчивости нижнемезозойских отложений в междуречье Ширкент-Лучоб / Докл. АН ТаджССР. 1961б. Т. 4, № 2. С. 41—45.
- Полянский Б. В.** Петрографо-минералогическая характеристика рэз-юрских отложений междуречья Ширкент-Ханака // Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук, 1962а. Т. 4, № 6. С. 78—94.
- Полянский Б. В.** Литология и условия образования нижнемезозойских отложений южного склона Гиссарского хребта: Автoref. дис.... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент, 1962б. 25 с.
- Полянский Б. В.** Триас-нижнеюрские осадочно-вулканогенные отложения северо-восточной части Афгано-Таджикской депрессии // Докл. АН ТаджССР. 1973а. Т. 16, № 3. С. 51—54.
- Полянский Б. В.** Типы стратиграфических разрезов юрских отложений Центрального Таджикистана // Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук. 1973б. № 1 (47). С. 84—92.
- Полянский Б. В.** Основные циклы формирования триасово-юрских прогибов и максимумы угленакопления в Центральном Иране // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 10. С. 75—85.
- Полянский Б. В.** Эволюция триасово-юрского осадкообразования в Кавказско-Памирской зоне Тетиса // XXVI Междунар. геол. конгр. Мор. геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана: Докл. сов. геологов. Л.: Недра, 1980. С. 119—123.
- Полянский Б. В.** Палеогеография времени накопления триасово-юрских угленосных формаций Кавказско-Памирской зоны Средиземноморского пояса // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 3. С. 73—84.
- Полянский Б. В.** Этапы процессов раннемезозойского континентального осадконакопления в Зеравшано-Гиссарской горной области // Там же. 1985. № 2. С. 47—56.
- Полянский Б. В., Алиев С. Н.** О литологической характеристике и условиях формирования базальных отложений юры в бассейне р. Аличур (Юго-Восточный Памир) // Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук. 1975а. № 2 (56). С. 76—81.
- Полянский Б. В., Андреева Т. Ф.** О юрской карбонатной формации на Памире // Литология и полез. ископаемые. 1975б. № 1. С. 50—61.
- Полянский Б. В., Долуденко М. П.** О седиментогенезе верхнеюрских карбонатных флишидных отложений хребта Карагату (Южный Казахстан) // Там же. 1978. № 3. С. 78—88.
- Полянский Б. В., Кушлин Б. К.** Верхнетриасовые отложения и граница триаса и юры в Иране // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 9. С. 56—66.
- Полянский Б. В., Лучников В. С.** Литолого-фациальный анализ юрских отложений южного склона Гиссарского хребта в связи с перспективами их газоносности // Изв. АН

- ТаджССР. Отд. физ.-мат., хим. и геол. наук. 1967. № 4. С. 65—80.
- Полянский Б. В., Погорелая Д. Д. Литологическая характеристика триас-юрских отложений Дарваза // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе, 1971. С. 111—120. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 116).
- Полянский Б. В., Рейман В. М. Тоар-байосская трансгрессия в Центральном Иране и тоарский агематипный коралл // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 77—82.
- Полянский Б. В., Сафонов Д. С., Сикстель Т. А. Стратиграфия триас-юрских отложений Керманского района (Иран) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50. № 6. С. 5—15.
- Попов В. И. Очерки литологии: (Учения о геологических формациях). Ташкент, 1948. (Тр. Ин-та геологии АН УзССР; Вып. 2). С. 84—97.
- Попов В. И. Основные черты учения об осадочных формациях. Ташкент, 1953. (Тр. Ин-та геологии АН УзССР; Вып. 9).
- Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Классификация формаций. Л.: Недра, 1966. 207 с.
- Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Описание формаций (фациально-петрографические типы). Л.: Недра, 1968. 551 с.
- Прозоровская Е. Л. Стратиграфия верхнеюрских отложений запада Средней Азии // Вопр. стратиграфии. 1974. № 1. С. 78—85.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: Наука, 1964. 288 с.
- Резвой Д. П. Тектоника Гималаев // Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964. С. 348—365.
- Ренгартен Н. В., Старостина З. М. Геологоминералогические исследования лейасовых отложений на северном склоне Центрального Кавказа // Геология и полезные ископаемые срединной части Центрального Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 83—147.
- Репман Е. А. Стратиграфия верхнеюрских отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта // Сборник научных трудов Ташк. политехн. ин-та. Ташкент, 1964. Вып. 4.
- Решения межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней Азии (Самарканд, 1971). Л.: Недра, 1977. 48 с.
- Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1959.
- Ростовцев К. О. Нижняя и средняя юра Западного Кавказа и Западного Предкавказья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 12. С. 46—60.
- Ростовцев К. О. Краткий очерк стратиграфии и литологии триаса Западного Предкавказья // Тр. ВНИГНИ. 1972. Вып. 120. С. 33—40.
- Ростовцев К. О., Никанорова Л. А. Стратиграфия и основные черты тектонического развития Большого Кавказа и Предкавказья в ранней и средней юре // Сов. геология. 1970. № 5. С. 3—19.
- Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры // Тр. ГИН АН СССР. 1968. Вып. 192. С. 167—175.
- Русанова О. Д. К петрографической характеристике углей Южно-Ферганской группы месторождений // ХТТ. 1935. № 4.
- Русанова О. Д. Петрографический состав углей Сулюктинского месторождения // За недра Средней Азии. 1936. № 5. С. 20—28.
- Русанова О. Д. Петрографическая характеристика углей месторождения Кзыл-Кия // Разведка недр. 1937. № 16. С. 9—14.
- Русанова О. Д. Угли месторождения Шураб // Тр. Среднеаз. геол. треста. Вып. 2. 1938. С. 12—35.
- Русанова О. Д. Строение угольного комплекса Ангренского месторождения. Ташкент: Госиздат УзССР, 1959. 98 с.
- Русанова О. Д., Шехтман П. А. Строение пластов угля среднеазиатских месторождений. Ташкент: Госиздат УзССР, 1960. 174 с.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 557 с.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. 2-е изд. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 779 с.
- Савельева Л. М. Триас Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1978. 91 с.
- Садовников Г. Н. Флора мезозойской угленосной формации Эльбурса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 9. С. 82—96.
- Сибирякова Л. В. Среднеюрская фауна моллюсков Большого Балхана и ее стратиграфическое значение // Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. Л.: Гостоптехиздат. Ленингр. отд-ние, 1961. 234 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. Т. 47).
- Сикстель Т. А. Юрская флора каменноугольного месторождения Фан-Яноб // Тр. ИГ АН ТаджССР. 1952. Т. 2. 104 с.
- Сикстель Т. А. Некоторые данные о климатических зонах юрского периода. Ташкент, 1954. (Тр. САГУ. Н. С.; Вып. 52). С. 71—74.
- Сикстель Т. А. К вопросу об изучении стратиграфии юрских отложений Средней Азии. Ташкент, 1955. (Тр. САГУ; Вып. 63). С. 105—109.
- Сикстель Т. А. Очерк палеогеографии Средней Азии в триасовом периоде // Учен. зап. САИГИМС. 1959. Вып. 1. С. 3—8.
- Сикстель Т. А. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. Ташкент: Изд-во СамГУ, 1960. 147 с.
- Сикстель Т. А. Флора рэта и лейаса Средней Азии и ее стратиграфическое значение // Докл. сов. геологов к I Междунар. коллоквиуму по юрской системе. Тбилиси, 1962. С. 359—370.
- Сикстель Т. А., Станкевич Ю. В. Об изменчивости возраста юрских свит в юго-западных отрогах Гиссара // Сборник научных трудов ИГ АН УзССР и Главгеологии УзССР. Ташкент: Фан, 1964. Вып. 3. С. 74—80.

- Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 268 с.
- Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1966. Ч. II: Мезозой. 167 с.
- Славин В. И. О нахождении триасовых отложений на южном склоне Большого Кавказа // ДАН СССР. 1957. Т. 117, № 3. С. 483—485.
- Славин В. И. Основные черты геологического строения срединных массивов и Альпийской геосинклинальной области // Науч. докл. высш. шк. 1958. № 2. С. 239—242.
- Славин В. И. Триасовые отложения Северного Афганистана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 10. С. 41—52.
- Славин В. И. Триасовые отложения Южного Афганистана // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1974. № 2. С. 22—31.
- Славин В. И. Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976. 204 с.
- Сотириади К. А., Нурутаев С. Н. О карбонатных формациях юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Бухаро-Хивинской области. М.: Недра, 1961. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 35). С. 27—35.
- Сотириади К. А., Троицкий В. И. Терригенно-минеральная зональность юрских отложений Южного Узбекистана // Тр. Главгеологии УзССР. 1962. Вып. 3. С. 69—74.
- Станкевич Ю. В. К вопросу о фациях юрских отложений Шураба // Труды треста Средазуглеразведка. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1950. Вып. 1. С. 190—201.
- Станкевич Ю. В. Некоторые вопросы истории формирования юрских угольных месторождений Ферганы // Тр. ЛАГУ АН СССР. 1956. Вып. 4. С. 507—517.
- Станкевич Ю. В. Краткий очерк палеогеографии Средней Азии в юрском периоде // Бюл. САИГИМС. 1959. Вып. 1. С. 13—24.
- Станкевич Ю. В. Об отсутствии низов юры на Куртке // Тр. Ташк. ун-та. 1960. Вып. 180. С. 104—106.
- Станкевич Ю. В. К вопросу о методике фациально-палеогеографических исследований юрских отложений Ферганы // Тр. Узгеголуправления. 1961. № 1. С. 65—79.
- Станкевич Ю. В., Сикстель Т. А., Кушлин Б. К. К палеогеографии территории Средней Азии в триасе // Тр. Ташк. ун-та. 1967. Вып. 306. С. 15—25.
- Станкевич Ю. В., Троицкий В. И. Типы разрезов юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта // Учен. зап. САИГИМС. 1962. Вып. 7. С. 3—10.
- Стратиграфический справочник: Афганистан. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 160 с.
- Стратиграфия СССР: Триасовая система. М.: Недра, 1973. 560 с.
- Стратиграфия СССР: Юрская система. М.: Недра, 1972. 538 с.
- Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 2. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 8.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1—3. М.: Изд-во АН СССР, 1960—1962.
- Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии / Под ред. Г. Х. Дикенштейна. М.: Гостоптехиздат, 1963. 310 с.
- Тимофеев П. П. Литолого-фациальный и формационный анализ угленосных отложений // Угленосные формации и угольные месторождения. М.: Наука, 1968. С. 12—25.
- Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. Т. I. 457 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 197).
- Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970а. Т. 2. 207 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 198).
- Тимофеев П. П. Основные проблемы изучения угленосных формаций // Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970б. Т. 3. С. 122—129.
- Тимофеев П. П. Угленосные формации и их роль в познании осадочного процесса // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 6. С. 14—25.
- Тимофеев П. П. Некоторые вопросы литолого-фациального анализа осадочных отложений // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 182—190.
- Тимофеев П. П., Бебешев И. И., Мавлянов С. Р. Палеогеография нижне- и среднеюрского времени накопления угленосных отложений Гиссарского хребта // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 3. С. 30—49.
- Тимофеев П. П., Бебешев И. И., Макаров Ю. В. Юрские терригенно-минеральные ассоциации Дарвазо-Алайской зоны, Центрального и Юго-Восточного Памира / Там же. 1986. № 5. С. 34—49.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Международный толковый словарь по петрологии углей. М.: Наука, 1965а. 163 с.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Закономерности образования гумусовых углей юрской эпохи угленакопления и их распределение на территории СССР // Литология и полез. ископаемые. 1965б, № 5. С. 31—42.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Яблоков В. С. Принципы построения генетической классификации гумусовых углей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 2. С. 49—63.
- Туунов К. В. Среднеюрские отложения Большого Балхана // Путеводитель по юрским отложениям Туркмении. Ашхабад, Изд-во АН ТССР, 1968. С. 5—12.
- Троицкий В. И. К палеогеографии Таджикской депрессии в юрское время // Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук. 1961. № 1 (3). С. 87—92.
- Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л.: Недра, 1967. 311 с.
- Троицкий В. И., Атаев М. А., Лузановский А. Г. и др. Новые данные о генезисе бокситов Средней Азии // Тез. докл. Всесоюз. семинара по генезису бокситов. М.: Недра, 1974. С. 56—57.
- Троицкий В. И., Кочнев Е. А. Рэт-юрские седиментационные бассейны Средней Азии //

- Сборник научных трудов Главгеологии УзССР. Ташкент. 1964. Вып. 4. С. 163—184.
- Троицкий В. И., Курбатов А. В. Рэт-юрские коры выветривания в Средней Азии // Сб. научных трудов Мингео УзССР. Ташкент: Фан, 1971. Вып. 6. С. 34—40.
- Троицкий В. И., Туркина И. С., Иванникова Е. В. Терригенно-минералогическая зональность юрских отложений востока Средней Азии // Там же. С. 51—57.
- Фролов В. Т. Stratigraphicкое положение и возраст угленосных и смежных с ними отложений Дагестана // Сов. геология. 1959. № 9. С. 32—42.
- Фролов В. Т. Угленосные дельтовые отложения юры Восточного Кавказа // Дельтовые и мелководно-морские отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 167—173.
- Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1965. 196 с.
- Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
- Хайн В. Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1950. Т. 25, № 6. С. 3—28.
- Хайн В. Е. Западный Эльбурс и впадины Центрального Ирана // Тектоника Европы. М.: Наука: Недра, 1964.
- Хайн В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Ст. 1—3 // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1968. № 6. С. 3—25; 1969. № 1. С. 3—18; 1969. № 2. С. 3—18.
- Хайн В. Е. О соотношении древних платформ, плит молодых платформ в так называемых областях завершенной складчатости // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45, № 2. С. 18—30.
- Хайн В. Е. Северокавказско-Туркмено-Североафганский позднетриасовый вулканический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса // ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1190—1192.
- Халифа-Заде Ч. М., Магомедов А. М. Средне-юрские отложения восточной части Большого Кавказа. М.: Наука, 1982. 276 с.
- Хворова И. В. Флишевая и нижняя молассовая формация Южного Урала. М.: Наука, 1961. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 37). 352 с.
- Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. М.: Наука, 1963. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 81).
- Цейслер В. М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М.: Наука, 1977. 151 с.
- Цейслер В. М. Угленосные толщи как осадочные формации // Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980. С. 97—105.
- Чечелашивили И. Д. Литология угленосной свиты и смежных с ней отложений района Бзыбского каменноугольного месторождения // Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Сер. минер.-петр. Т. 5. Тбилиси, 1961. С. 149—178.
- Чечелашивили И. Д., Варсамиашвили З. В. Гранулометрический спектр и фациальные особенности верхнеюрского-мелового флиша южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии) // Вулканализм и литогенез. Тбилиси: Мецниереба, 1981. С. 178—188. (Тр. ГИН АН ГССР. Н. С.; Вып. 73).
- Чикризов Г. С. Прогноз угленосности в закрытом районе на основе геоморфолого-структурно-фациального анализа // Тр. ЛАГУ. 1957. Вып. 7. С. 12—24.
- Чихачев П. К. Тектоника Юго-Западного Таджикистана // Тр. ТПЭ АН СССР. 1932—1934. Вып. 4. С. 12—15.
- Чихрадзе Г. А. Некоторые вопросы литологии лейасских и байосских отложений юго-восточной Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1965. (Тр. ГИН АН ГССР. Н. С.; Вып. 3). С. 5—57.
- Чихрадзе Г. А. Литология нижне- и средне-юрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 203 с.
- Чихрадзе Г. А. Литологические особенности нижне- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа // Литология юрских и меловых отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1981. С. 5—41.
- Чуенко П. П. К стратиграфии мезозоя Памира // Тр. ТПЭ АН СССР. 1934. Вып. 2. С. 28—41.
- Чуенко П. П. Юго-западные отроги Гиссарского хребта // Геология УзССР. Ташкент: ОНТИ, 1973. Т. 2.
- Чуенко П. П. Геологическое строение Южного Дарваза // Тр. ТПЭ АН СССР. 1938. Вып. 100. 128 с.
- Шабаров Н. В. Мезозойские угленосные районы Средней Азии // XVII Междунар. геол. конгр. Тез. докл. М.: ОНТИ, 1937. С. 56.
- Шабаров Н. В. Новый, Восточно-Ферганский каменноугольный бассейн в Киргизской ССР и его аналоги в УзССР и ТаджССР // Сов. геология. 1939. Т. 9, № 6. С. 31—47.
- Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с.
- Шатский Н. С. О геологических формациях // Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1965. Т. 3. 348 с.
- Шевченко В. И. Казбекское пересечение Центрального Кавказа // Геотектоника. 1969. № 1. С. 99—111.
- Шехтман П. А. Геология Среднеазиатского нижнемезозойского угленосного бассейна. Ташкент: Фан, 1941. 213 с.
- Шволман В. А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М.: Наука, 1977. 160 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 302).
- Штеклин Дж. Тектоника Ирана // Геотектоника. 1966. № 1. С. 21.
- Шутов В. Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86—103.
- Юферев Р. Ф. К стратиграфии юрских отложений хребта Кугитанг-Тау // Вопросы геологии Туркмении. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1963. С. 63—85.
- Яблоков В. С., Боголюбова Л. И. Типы углей

- и типы строения мощных угольных пластов некоторых месторождений юрского возраста // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 5. С. 44—56.
- Яншин А. Л.** Общие особенности строения молодых платформ // Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965. С. 48—64.
- Alavi-Naini M.** Etude géologique de la région de Djam // Geol. Surv. Iran. Rep. 1972. N 23. P. 1—288.
- Allenbach P.** Geologie und Petrographie des Demavand und seiner Umgebung (Zentral Elburz), Iran. Zürich, 1966. 144 p.
- Assereto R.** The Jurassic Shemshak formation in Central Elburz (Iran) // Riv. ital. paleontol. e stratigr. 1966. Vol. 72, N 4. P. 133.
- Assereto R., Barnard P. D., Fantini-Sestini N.** Jurassic stratigraphy of the Central Elburz (Iran) // Ibid. 1968. Vol. 74, N 1. P. 13—32.
- Bailey E. B., Jones B. C., Afzia S.** Notes on the geology of the Elburz Mountains, North-East of Teheran // Quart. J. Geol. Soc. London. 1948. Vol. 104, N 413. P. 1—42.
- Barnard P. D. W.** Flora of the Shemshak formation. Pt 2. Jurassic plants from Shemshak and Ashtar // Riv. ital. paleontol. e stratigr. 1967. Vol. 73, N 2 P. 288.
- Beckett P.** Coal deposits near Kerman, South Persia // Econ. Geol. 1956. Vol. 51, N 2. P. 44—87.
- Benda L.** Die Jura Flora aus der Saighan-Serie Nord Afghanistans // Beitr. geol. Jb. 1964. Bd. 70. S. 43—53.
- Böhne E.** Die Steinkohlenvorkommen Persiens // Ztschr. prakt. Geol. Jb. 1932. S. 113—119.
- Bronnimann P.** Géologie et stratigraphie de l'Elburz oriental entre Aliabad et Shahrood, Iran: Thèse. Genève, 1977. 113 p.
- Bronnimann P., Zaninetti L., Bozorgnia F. et al.** Lithostratigraphy and foraminifera on the Upper Triassic Naiband formation, Iran // Rev. micropaléontol. 1971. Vol. 14, N 5. P. 38.
- Cartier E. G.** Die Geologie des unteren Chalus Tals Zentral-Alburz, Iran: Diss. Zürich, 1971. 288 S.
- Corsin P., Stampfli G.** La formation de Shemshak dans l'Elburz oriental Iran. Flora-Stratigraphie-Paléogeographie // Geobios. 1977. N 10, fasc. 4. P. 8—24.
- Damm B.** Das Kristallin und seine tertiäre Bedeckung im Sudosteitl des Balgash-Gebirges (Aserbeidschan, Iran) // Neues Jrb. Geol. und Paläontol. Monatsch. 1968. N 5. S. 38—43.
- Davies R. G., Jones C. R., Hamzepour B., Clark G. C.** Geology of the Masuleh sheet, 1:100000. N. W. Iran // Geol. Surv. Iran. Rep. 1972. N 24. P. 28—38.
- Davoudzadeh M.** Geology and petrography of the area north of Nain, Central Iran // Ibid. N 14. P. 124.
- Davoudzadeh M., Emamy K. S., Amidi M.** Stratigraphy and paleontology of the Triassic Nakhla group in the Anarak region, Central Iran // Ibid. N 28. P. 5—28.
- Dedual E.** Zur Geologie mittleren und unteren Karaj-Tales Zentral-Elburz (Iran). Zürich, 1967. 123 S.
- Dimitrijević D. M., Djoković I., Dimitrijević M. N., Cvetić S.** Geology of Kerman region. Beograd, 1973. P. 67—89.
- Douglas J. A.** A marine triassic fauna from eastern Persia // Quart. J. Geol. Soc. London. 1929. Vol. 85, pt 4. P. 624—650.
- Falcon N. L.** The geology of the north-east margin of the Arabian basement shield // Advise. Sci. L., 1967. P. 31—42.
- Fantini-Sestini N.** The geology of the upper Djadjerud and Lar Valleys (North Iran). II. Paleontology // Riv. ital. paleontol. e stratigr. 1966. Vol. 72, N 1. P. 9—50.
- Furon R.** Sur la géologie de l'Hindou-Kouch et du Pamir // Bull. soc. géol. France. 1934. Vol. 5. P. 69—78.
- Furon R.** Géologie du plateau iranien (Perse, Afghanistan, Belouthistan) // Mem. Mus. nat. hist. natur. N. S. 1941. T. 7, fasc. 2. P. 177—414.
- Gansser A.** New aspects of the geology in Central Iran // Proc. IV World Petrol. Congr. Rome, 1955. P. 280—300.
- Gansser A., Huber H.** Geological observations in the Central Elburz, Iran // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1962. Bd. 42, H. 2. S. 128. Generalized stratigraphic columns: The geological map of Central and South-Western Afghanistan, 1:50000 / Comp. by V. I. Dronov, Kabul, 1973.
- Geological map of Iran, 1:1000000. Teheran, 1978.
- Geology and mineral resources of Afghanistan. Kabul, 1973. 533 p.
- Göppert H.** On the occurrence of liassic plants in the Caucasus and in the Alburz Range (Persia) and the distribution of the liassic flora // Quart. J. Geol. Soc. London. 1862. Vol. 18, N 2. P. 20—32.
- Golubev S. A.** Mineral raw material resources of the Aryamehr Steel Plant // Fulade Iran. 1972. N 1. P. 2—18.
- Gregory J. W.** The structure of Asia. L.: Methuen, 1929. 228 p.
- Griesbach C. L.** Field-notes from Afghanistan, Turkestan // Rec. Geol. Surv. Ind. 1886. Vol. 19. P. 68—82.
- Hayden H. H.** The geology of Northern Afghanistan // Mem. Geol. Surv. Ind. 1911. Vol. 29. P. 1—97.
- Huber H., Stöcklin J.** Hodjedk coal survey // Geol. Rep. C. 1954. Vol. 116, N 10. P. 49—52.
- Huckriede R., Kürsten M., Venzlaff H.** Geologie des Gebirges zwischen Kerman und Sagand (Iran) // Beitr. Geol. Jb. 1962. Bd. 51. S. 124.
- Jacob R., Shukla B. N.** Jurassic plants from the Saighan series of Northern Afghanistan and their paleogeographical significance // Paleontol. Indica. 1955. Vol. 33, N 2. P. 1—63.
- James G. A., Wind J. G.** Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1965. Vol. 49, N 12. P. 2182—2245.
- Jenkyns H. C.** Tethys: Past and present // Proc. Geol. Assoc. London. 1980. Vol. 91. P. 107—118.

- Kilpper K. Über eine Rhat/Lias-Flora aus dem nordlichen Abtall des Alburz Gebirges in Nor diran // Palaeontographica B. 1964. Bd. 114. S. 29—41.
- Kilpper K. Paläobotanische Untersuchungen in Nord-Iran. I // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1975. Vol. 19, N 2. P. 139—153.
- Nabavi M. H., Seyed-Emami K. Sinemurian ammonites from the Shemshak formation on North Iran (Semnan Area, Alburz) // Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh. 1977. Bd. 153, N 1. S. 70—85.
- Oberhauser R. Foraminiferen und Mikrofossilien „insetae sedis“ der Ladinischen und Karnischen Stufe der Trias dem Ostalpen und aus Persien // Jb. Geol. Bundesanst. Abh. 1960. Bd. 5. S. 5—46.
- Odin G. S., Kennedy W. S. Mise à jour de l'échelle des temps mésozoïques // C. r. Acad. sci. D. 1982. Vol. 294, N 16. P. 383—386.
- Olsen P. E., Remington C. L., Cornet B., Thomson K. S. Cyclic change in late Triassic lacustrine communities // Science. 1978. Vol. 201, N 4357. P. 729—733.
- Pilgrim G. E. The geology of part of the Persian provinces of Fars, Kerman and Luristan // Mem. Geol. Surv. Ind. 1924. Vol. 14. P. 241—320.
- Poliansky B. V., Safronov D. S., Sixtel T. A. Stratigraphy of Triassic and Jurassic deposits of Kerman region // Steel Iran. 1974. N 5. P. 1—32.
- Popol S. A., Tromp S. W. The stratigraphy and main structural features of Afghanistan. I // Proc. Knkl. nederl. akad. wetensch. B. 1954. Vol. 57, N 3. P. 370—394.
- Potonié R. Über einige Pflanzenreste aus dem Jura Persiens // Abh. Preuss. geol. Landesamt. Inst. Palaeobot. Petrogr. 1933. Bd. 3, N 1. S. 84—111.
- Ricou L.-E. Sur la mise en place au Crétacé supérieure d'importantes nappes à radiolarites et ophiolites dans les monts Zagros (Iran) // C. r. Acad. sci. D. 1968. Vol. 267, N 26. P. 48—81.
- Ruttner A., Nabavi M. H., Alavi M. Geological map of the Ozbak-Kuh Mountains, 1:100000 // Geol. Surv. Iran. Rep. 1970. N 5. P. 331.
- Ruttner A., Nabavi M. H., Hajian J. Geology of the Shirgesht area (Tabas area, East Iran) // Ibid. 1968. N 4. P. 133.
- Schenk H. G. Stratigraphy of Northern Iran: (Abstract) // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1928. Vol. 22, N 12. P. 1716.
- Schroeder J. W. Essai sur la structure de l'Iran // Eclog. geol. helv. 1944. Vol. 37, N 1. P. 37—81.
- Seyed-Emami K. The Jurassic Badamu formation in the Kerman region with some remarks on the Jurassic stratigraphy of Iran // Geol. Surv. Iran. Rep. 1971a. N 19. P. 28—38.
- Seyed-Emami K. A summary of the Triassic in Iran // Ibid. 1971b. N 20, pt 2. P. 41—53.
- Stahl A. F. Persian // Handbuch der regionalen Geologie. Heidelberg, 1911. Bd. 5, H. 8. S. 46.
- Stocklin J. Geological report N. W. Lut area // Geol. Rep. C. 1961a. N 234. P. 128.
- Stocklin J. Lagoonal formations and salt domes in East Iran // Iran Petrol. Inst. Bull. 1961b. N 3. P. 29—46.
- Stocklin J. Structural history and tectonics of Iran: A review // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1968. Vol. 52, N 7. P. 1229—1258.
- Stocklin J., Eftekhar-Nezhad J., Hushmand-Zadeh A. Geology of the Shotory Range (Tabas area, East Iran) // Geol. Surv. Iran. Rep. 1965. N 3. P. 69.
- Stocklin J., Eftekhar-Nezhad J., Hushmand-Zadeh A. Central Lut reconnaissance, East Iran // Ibid. 1972. N 22. P. 125.
- Tipper G. H. The geology and mineral resources of Eastern Persia // Rec. Geol. Surv. Ind. 1921. Vol. 53. P. 84—123.
- Van Hinte J. E. A Jurassic time scale // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1976. Vol. 60, N 4. P. 491—524.
- Wellman H. W. Active wrench faults of Iran, Afganistan and Pakistan // Geol. Rdsch. 1965. Bd. 55, H. 3. S. 38—83.
- West W. D. Final report on the work of the Government of India's coal survey party in Afghanistan. Teheran, 1940—1942. 248 p.
- Wirtz D., Wiesemann G. Bericht über geologische Untersuchungen an Steinkohlenvorkommen in der Provinz Kerman (Iran). Hannover, 1958. 141 S.
- Zahedi M. Etude géologique de la region de Soh (W. de l'Iran central) // Geol. Surv. Iran. Rep. 1973. N 23. P. 324.

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ

Таблица I

### Фации делювия—пролювия (ДП)

*a* — плохо сортированные брекчии и брекчиевидные песчаники пролювиальных выносов, нижняя юра, Гиссарский хребет; *б* — плохо сортированные гравийные конгломераты с валунами, нижняя юра, Гиссарский хребет; *в* — брекчиевидные базальные конгломераты делювиально-пролювиальных шлейфов у выступов древнего фундамента, верхний триас, Гиссарский хребет; *г* — гравелит брекчиевидный, нижняя юра, Гиссарский хребет

Таблица II

### Фации руслового аллювия (AP)

*а* — характер сортировки песчано-гравийных отложений фации предгорного руслового аллювия (АРГ) в основании юрских отложений Северного Кавказа; *б* — односторонняя косая слоистость в гравийно-песчаных отложениях фации руслового аллювия (APP) в юрских отложениях южного склона Гиссарского хребта; *в* — резкий контакт с размывом в основании русловых гравийных песчаников, нижняя юра, Северный Кавказ; *г* — линзовидные прослои русловых конгломератов фации горного аллювия (APP), среди песчаников прирусловой части поймы, юрские отложения Гиссарского хребта

Таблица III

### Фации пойменных отложений (АП)

*а* — горизонтально-волнистая слоистость в песчаниках прирусловой части заболачиваемой поймы с тонкими линзами углей (АПП); *б* — заболачивание пойменных алеврито-песчаных отложений, лежащих на косослоистых русловых песчаниках, средняя юра Гиссарского хребта; *в* — линзовидный прослой волнисто-слоистых песчаников фации прирусловой части заболачиваемой поймы среди русловых песчано-гравийных отложений, нижняя юра Гиссарского хребта; *г* — корневые системы в отложениях прирусловой части поймы, нижняя юра Гиссарского хребта

Таблица IV

### Фации песчано-галечных отложений приустьевого аллювия (АД)

*а* — песчано-гравийные отложения фации приустьевого аллювия (АДГ), нижняя юра, Ткибули; *б* — разнонаправленная косая слоистость в гравийно-песчаных отложениях приустьевого аллювия (АДГ), средняя юра, Гиссарский хребет

### Фации алевро-песчаных отложений приустьевого аллювия (АДП)

*в* — мелкая косоволнистая взаимосрезающаяся слоистость в песчаниках нижней юры (тохраджехская свита, Центральный Иран); *г* — крупная косая разнонаправленная клиновидная слоистость в песчаниках средней юры (Дарваз)

Таблица V

### Фация слабоподвижного прибрежно-морского мелководья (МПА)

*а* — тонкая пологоволнистая слоистость в алеврито-песчаных отложениях слабоподвижного прибрежно-морского мелководья, байос, Ткибули; *б* — тонкая горизонтальная слоистость в хорошо сортированных песчаниках с отдельными косоволнистыми сернями — зона спокойной, временами подвижной обстановки открытого прибрежно-морского мелководья, средняя юра, Северный Иран; *в* — тонкая ритмичная горизонтально-волнистая слоистость в алеврито-песчаных отложениях слабо подвижного прибрежно-морского мелководья, восточный триас, Центральный Иран; *г* — трансгрессивное налегание песчаников фаций подвижного прибрежно-морского мелководья с мелкой пологой косоволнистой и горизонтально-волнистой

слоистостью. В основании слоя — следы размыва и переотложения местного материала на контакте с подстилающими углисто-глинистыми отложениями заливно-лагунного мелководья (аален, Дагестан)

#### Таблица VI

Фации открытого прибрежно-морского подвижного мелководья (ММ)

*a* — мелкая пологоволнистая и линзовидно-волнистая слоистость в тонкослоистых аргиллитах и алевролитах фации малоподвижного морского мелководья (МММ) (нижняя юра, Дагестан); *b* — мелкая пологоволнистая перекрестная слоистость в песчанистых алевролитах фации слабоподвижного морского мелководья, средняя юра, Центральный Иран; *в, г* — переход горизонтальной в мелкую косоволнистую и перекрестноволнистую слоистость в песчаниках фации подвижного мелководья морского бассейна, байос, Дагестан; нижняя юра, Центральный Иран

#### Таблица VII

Фация песчаных осадков сильно подвижного приустьевого мелководья моря (центральная часть подводной дельты) (ММД)

*a* — крупная косая разнонаправленная взаимосрезающаяся слоистость в песчаниках, байос, Центральный Иран; *б* — крупная косая разнонаправленная выполаживающаяся слоистость в основании песчаников средней юры, Аварское Койсу, Дагестан

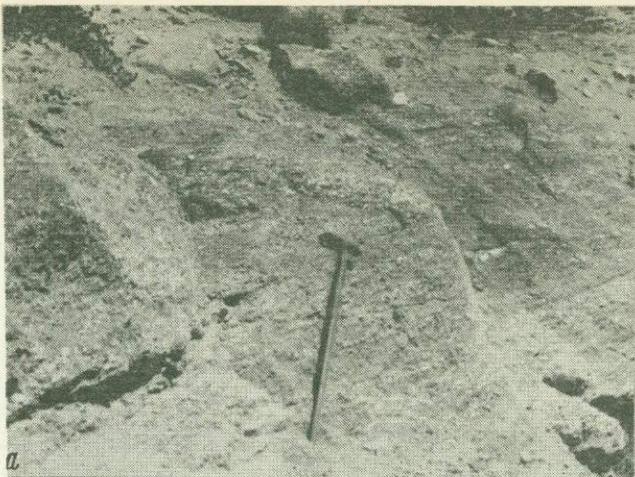
Фация песчаных осадков сильно подвижного морского мелководья (бары, подводные валы и пр.) (ММБ)

*в* — крупная взаимосрезающая косая выполаживающаяся слоистость в баровых песчаниках, байос, Дагестан; *г* — крупная косая выполаживающаяся слоистость в баровых песчаниках, перекрывающих заливно-лагунные отложения, средняя юра, Центральный Иран

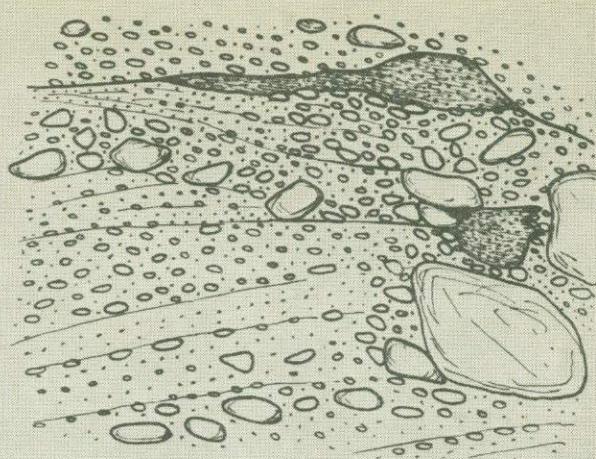
#### Таблица VIII

Фация алеврито-глинистых осадков наиболее удаленных от побережья частей моря (МУТ)

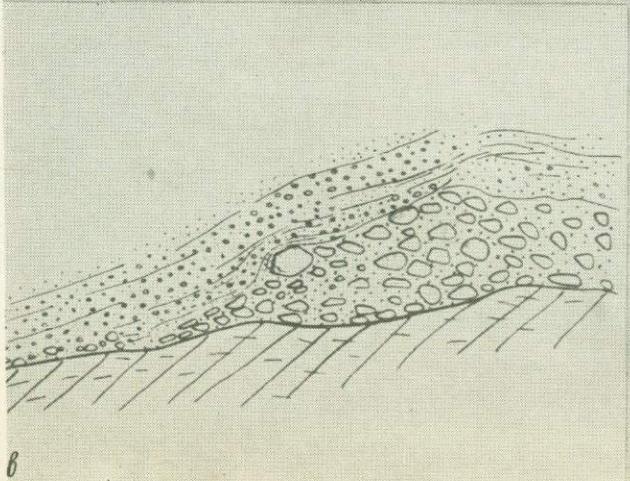
*а* — тонкая горизонтальная слоистость в толще переслаивания алевролитов и аргиллитов байоса (игатлинская свита, Дагестан); *б* — контакт горизонтально-слоистых алеврито-глинистых относительно глубоководных осадков открытого морского бассейна с песчаниками фаций подвижного морского мелководья (байос Дагестан); *в* — плохо выраженная горизонтальная слоистость в алеврито-глинистых отложениях относительно глубоководных участках моря, байос, Баксан; *г* — следы подводного гравитационного оползания карбонатных алевритовых осадков в удаленных от побережья участках моря (байос, Дагестан)



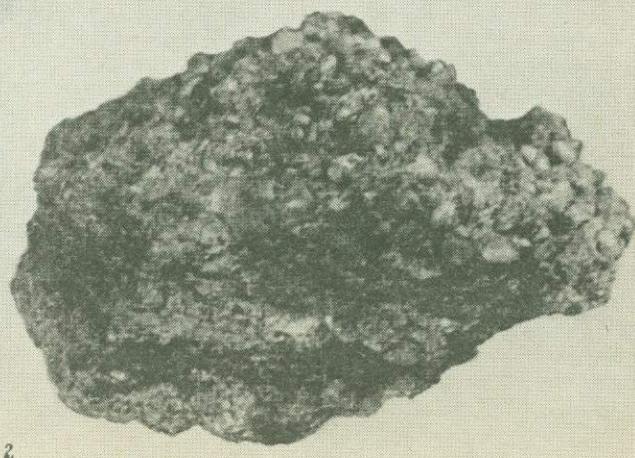
а



б



б



г

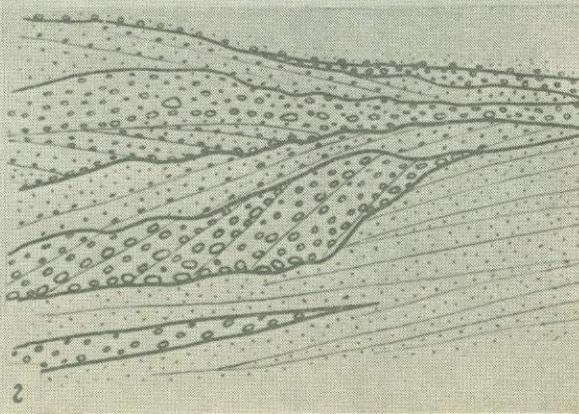
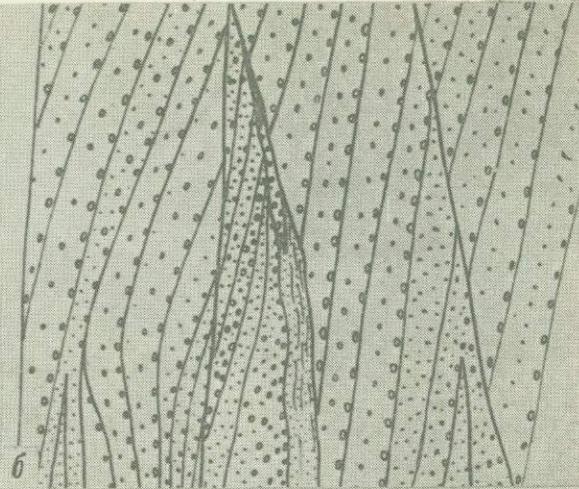
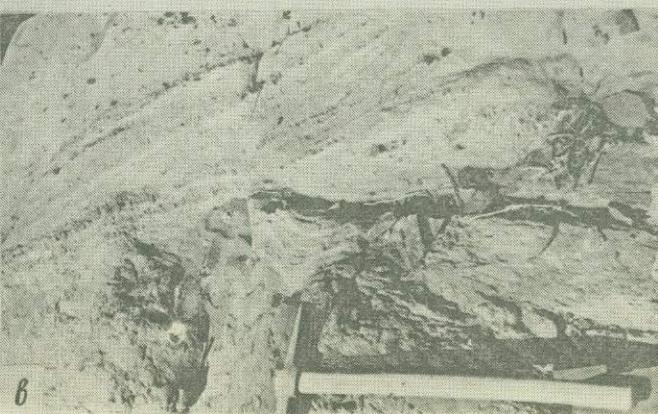
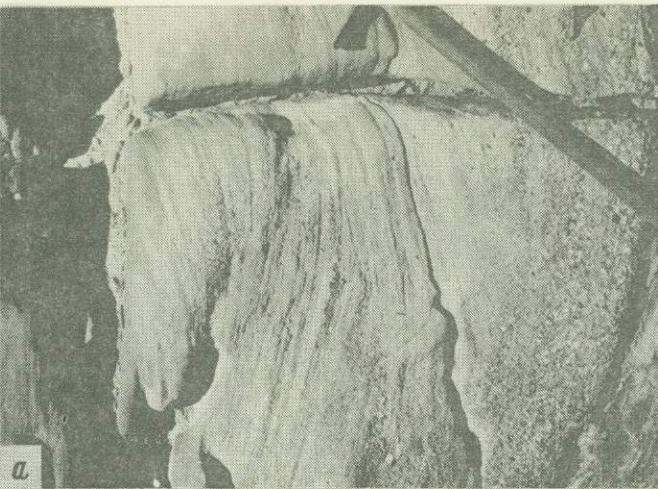
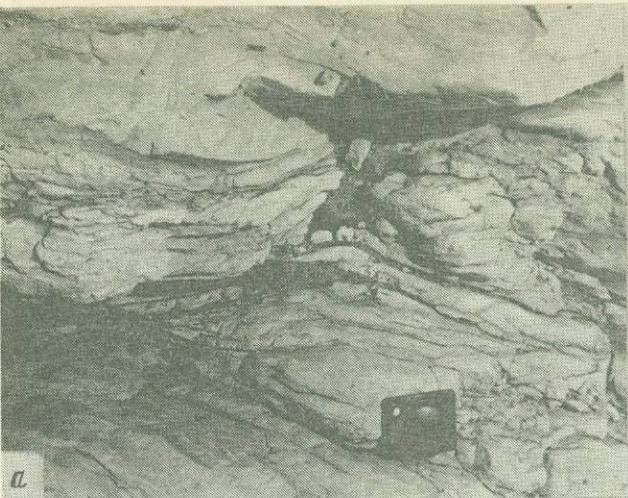
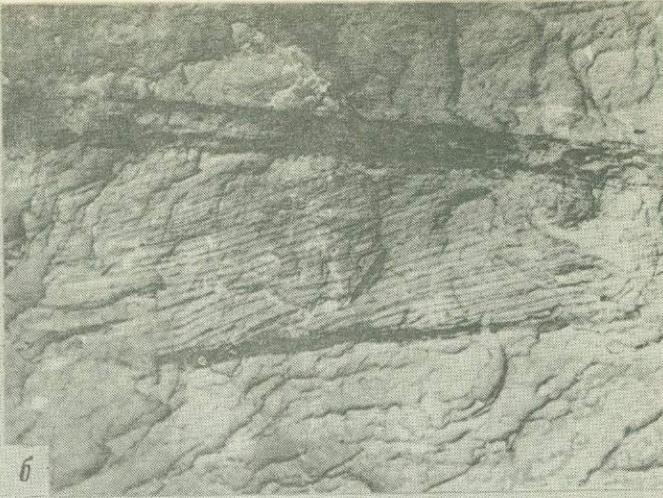


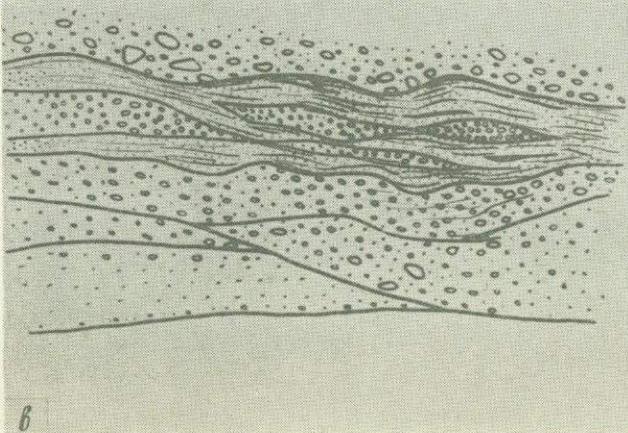
Таблица II



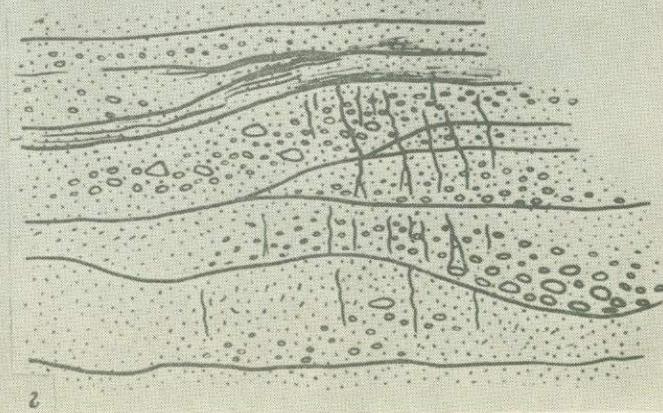
а



б

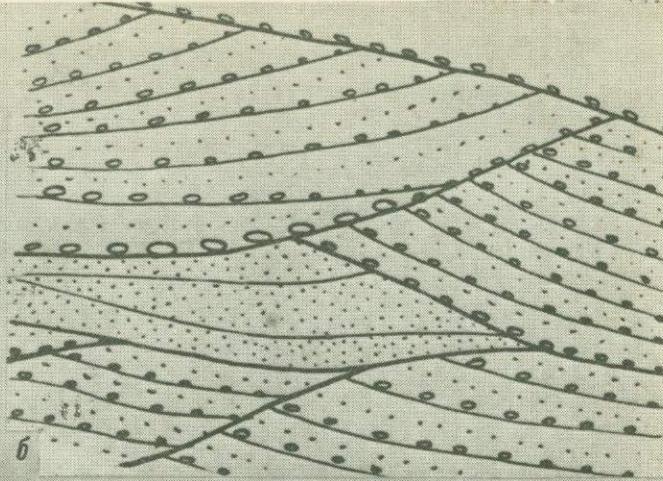


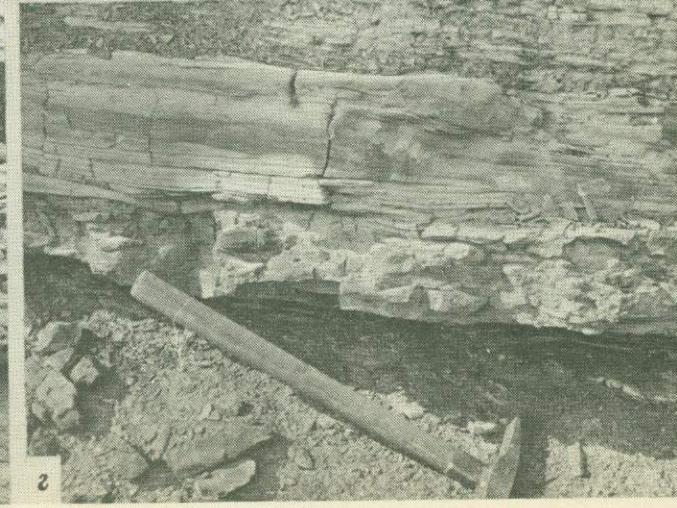
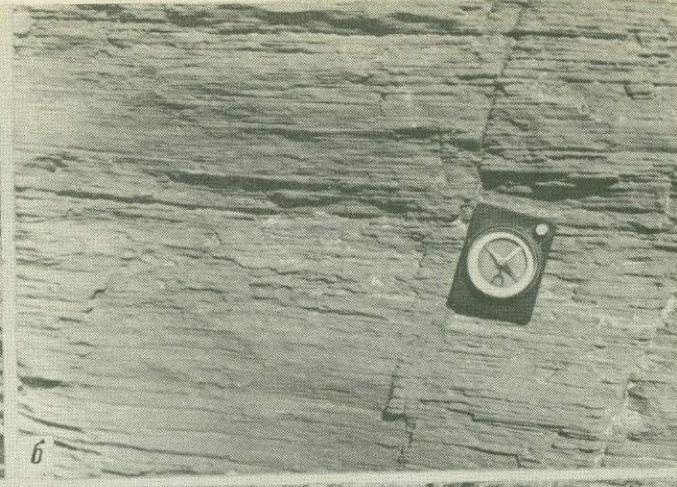
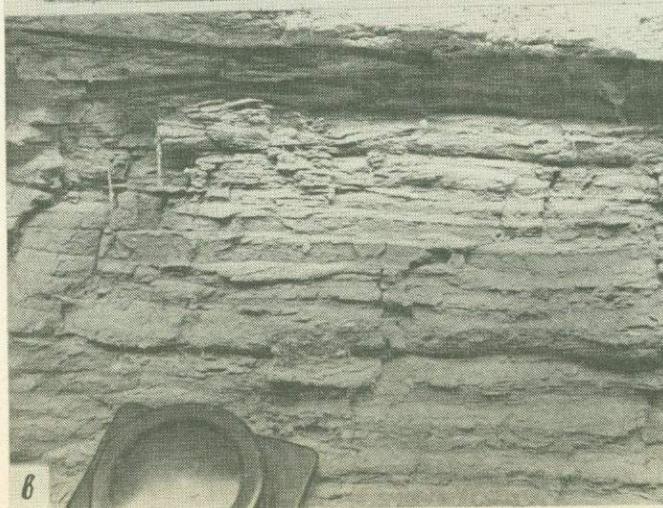
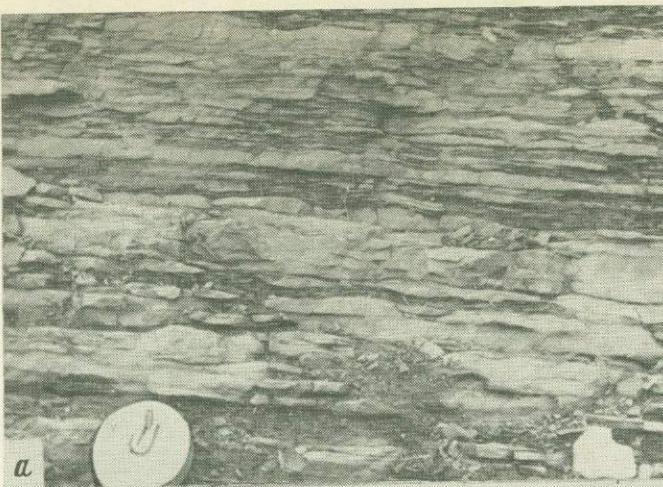
в

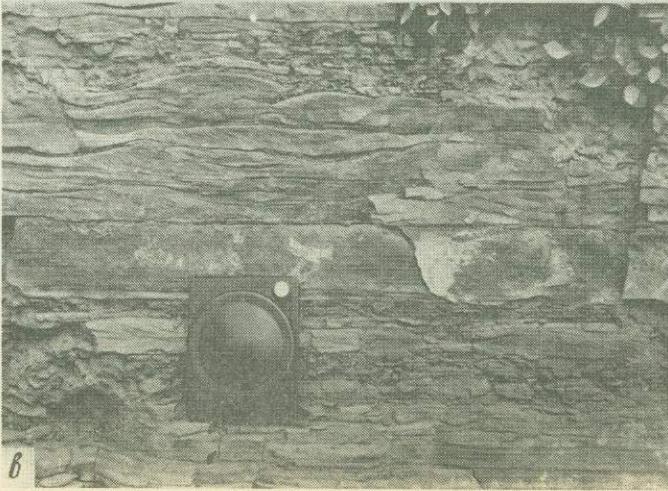
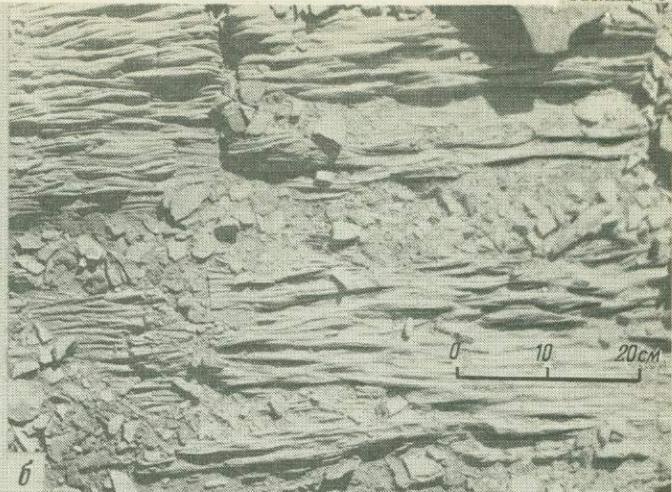
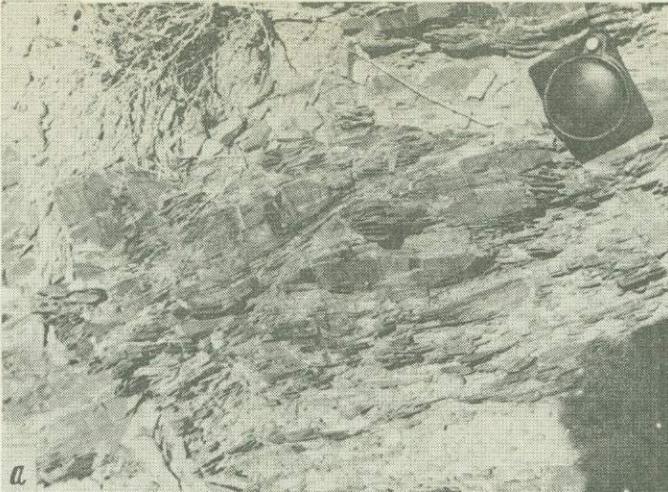


г

Таблица IV.

*a**b**в**г*





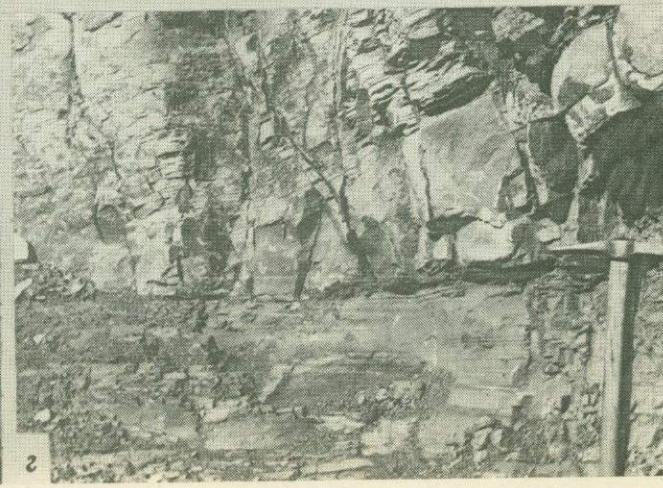
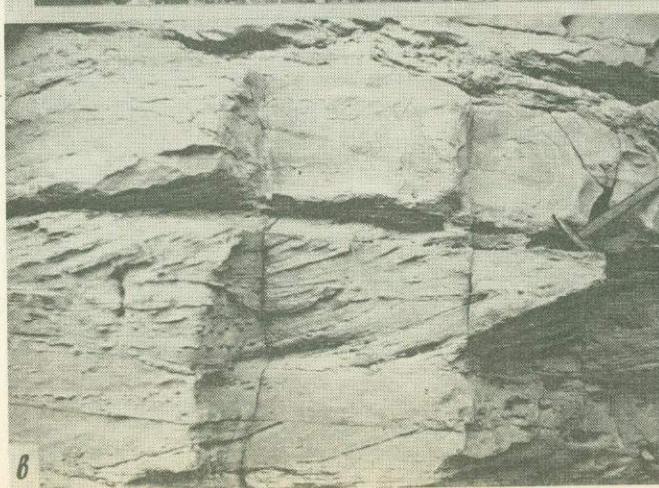
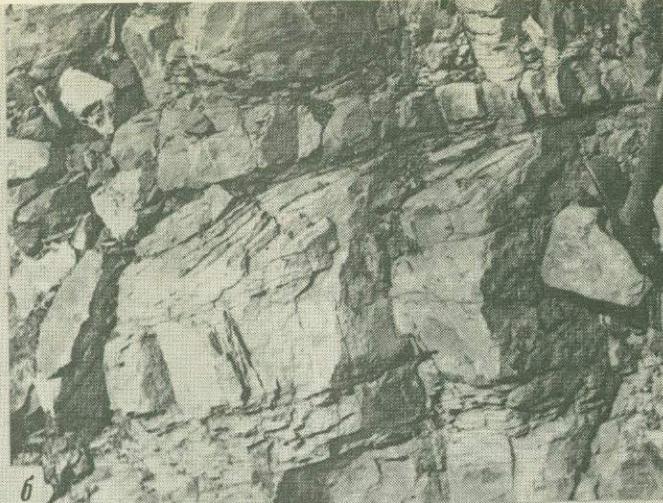
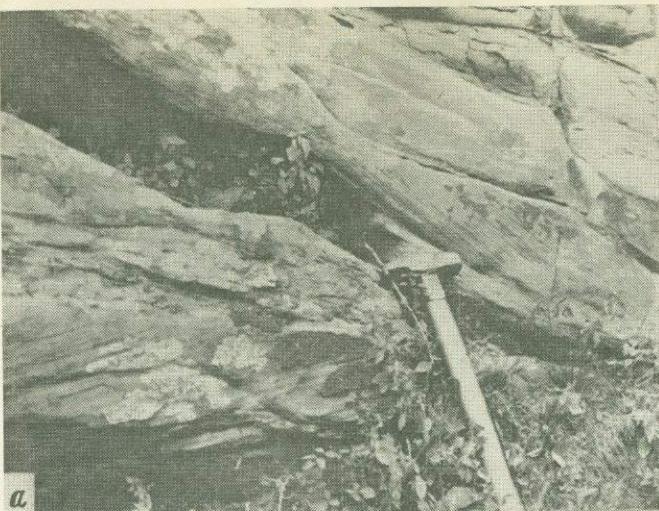
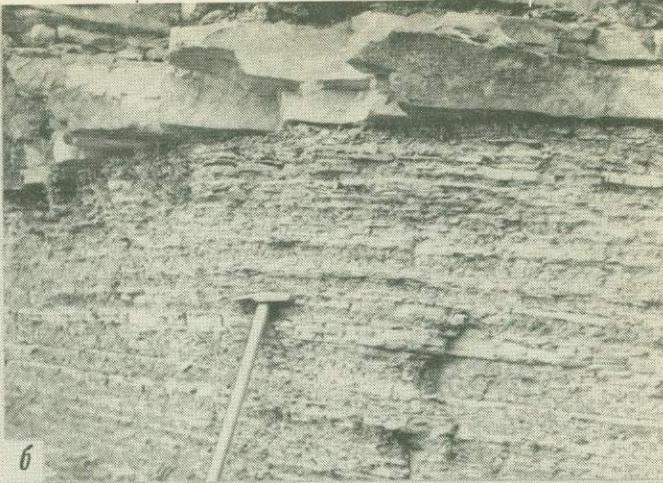


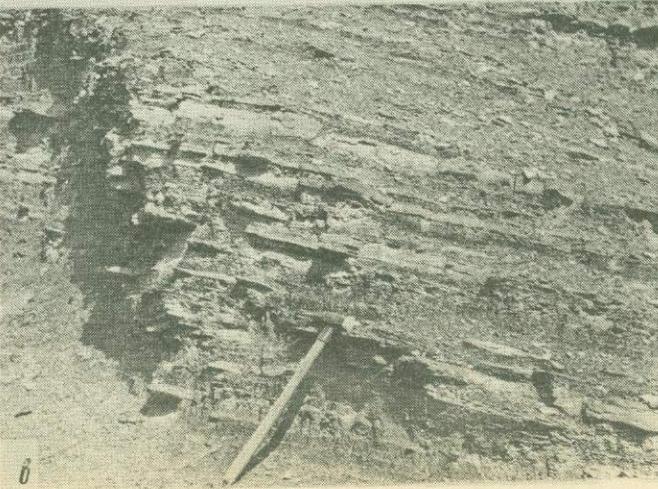
Таблица VIII



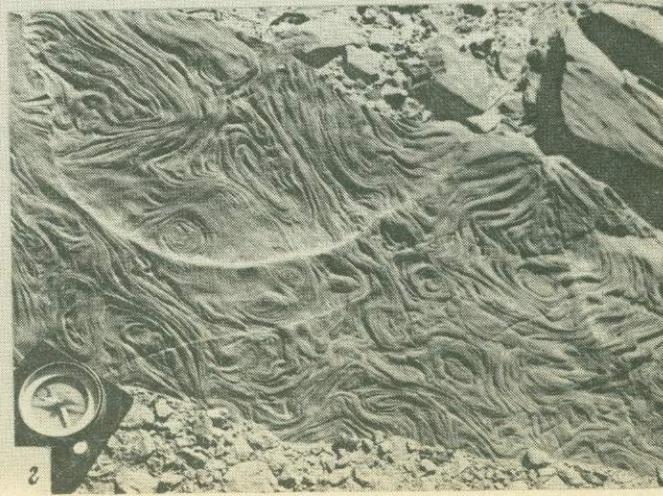
a



b



c



d

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение</b>	3
Глава первая	
<b>Обзор геологической изученности региона</b>	8
Средняя Азия . . . . .	8
Афганистан . . . . .	10
Кавказ . . . . .	10
Иран . . . . .	12
Глава вторая	
<b>Геологическое строение региона и его положение в системе структур Альпийско-Гималайского пояса</b>	14
Глава третья	
<b>Стратиграфия триасово-юрских отложений</b>	23
Средняя Азия . . . . .	24
Афганистан . . . . .	31
Кавказ . . . . .	32
Иран . . . . .	37
Глава четвертая	
<b>Литолого-фацальный анализ</b>	44
Основные типы пород . . . . .	44
Генетические типы и фации	52
Континентальные фации . . . . .	52
Морские фации . . . . .	68
Глава пятая	
<b>Формационный анализ (основные положения, строение и типизация формаций)</b>	83
Циклическое строение и типы элементарных циклов . . . . .	85
Континентальные типы циклов . . . . .	86
Морские типы циклов . . . . .	92
Типизация и классификация формаций . . . . .	94
Глава шестая	
<b>Палеогеография и история геологического развития</b>	124
К проблеме сочленения Гондваны и Евразии . . . . .	158
<b>Заключение</b>	167
<b>Литература</b>	171
<b>Объяснения к фототаблицам</b>	181

## CONTENTS

<b>Introduction</b>	3
Chapter one	
<b>A review of geologic knowledge of the region</b>	8
Middle Asia . . . . .	8
Afghanistan . . . . .	10
The Caucasus . . . . .	10
Iran . . . . .	12
	191

Chapter two	
<b>Geologic structure of the region and its position in structural system of the Alpine-Himalayn belt</b>	14
Chapter three	
<b>Stratigraphy of Triassic-Jurassic sediments</b>	23
Middle Asia . . . . .	24
Afghanistan . . . . .	31
The Caucasus . . . . .	32
Iran . . . . .	37
Chapter four	
<b>Lithological-facies analysis</b>	44
Fundamental types of rocks . . . . .	44
Genetic types and facies . . . . .	52
Continental facies . . . . .	52
Marine facies . . . . .	68
Chapter five	
<b>Formational analysis (basic notions, structure and typization of formations)</b>	83
Cyclic composition and types of elementary cycles . . . . .	85
Continental types of cycles . . . . .	86
Marine types of cycles . . . . .	92
Formational typization and classification . . . . .	94
Chapter six	
<b>Palaeogeography and history of geologic evolution</b>	124
On the question of the contact between Gondwana and Eurasia . . . . .	158
<b>Conclusions</b>	167
<b>References</b>	171
<b>Explanation to the plates</b>	181

Научное издание

Полянский Борис Владимирович

МЕЗОЗОЙСКИЕ УГЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ  
СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ МЕЗОТЕТИСА

Труды, вып. 435

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени  
Геологическим институтом АН СССР

Художественный редактор И.Ю. Нестерова. Технический редактор Н.М. Бурова  
Корректор З.Д. Алексеева

ИБ № 39825

Подписано к печати 20.04.89. Т - 10307

Формат 70 x 100 1/16. Бумага книжно-журнальная

Гарнитура Литературная (фотонабор). Печать офсетная

Усл.печ.л. 15,6. Усл.к.-отт. 15,9. Уч.-изд.л. 18,9. Тираж 650 экз.

Тип. зак. 2378. Цена 3 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

2-я типография издательства "Наука"

121099, Москва Г-99, Шубинский пер., 6

3 р. 80 к.

