Пр 155/173

ТЕКТОНИКА МЕЗОЗОЙСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Вып. 173

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR · SIBERIAN BRANCH
TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS
Vol. 173

TEKTONICS OF MESOZOIC OROGENIC BELT OF CENTRAL ASIA

Editor-in-chief
doct. geol.-min sci. K. V. Bogolepov

PUBLISHING HOUSE «NAUKA» · SIBERIAN BRANCH
NOVOSIBIRSK · 1973

ТЕКТОНИКА МЕЗОЗОЙСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Ответственный редактор
доктор геол.-мин. наук К. В. Боголепов

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК · 1973

УДК 551.240+551.76/235.21

Книга представляет собой сводку материалов по тектонике мезозойских образований важнейших регионов Центрально-Азиатского складчатого пояса, протягивающегося в широтном направлении от Туранской плиты до Сихотэ-Алиньской геосинклинали и ограниченного на севере Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой и на юге Северо-Китайской и Таримской платформами.

Мезозойская структура рассматривается в ее соотношениях со структурой палеозойского складчатого основания. Исходя из анализа структурно-вещественных ассоциаций производится палеотектоническое районирование и намечаются основные этапы развития пояса.

Т $\frac{0292\text{-}1435}{042(02)\text{-}73}$ 683-72

© ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»,
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ, 1973.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последнее десятилетие внимание геологов привлекают области новейшего и древнего горообразования, не имеющего непосредственной временной и пространственной связи с геосинклинальным процессом или отделенного от геосинклинальной стадии развития более или менее длительными эпохами платформенного состояния. Они именуются глыбовыми (Г. Ф. Мирчинк) или сводово-глыбовыми областями, областями автономной (А. Д. Щеглов) и орогенной активизации (Ю. В. Комаров), эпигоналями (Ю. В. Комаров и П. М. Хренов), областями повторного горообразования или дейтероорогенеза (К. В. Боголепов), эпиплатформенного орогенеза («Тектоника Евразии», 1966; В. Е. Хаин) и т. п.

Интерес к областям повторного горообразования, их структуре и особенностям развития обусловлен в первую очередь тем, что к ним приурочены крупнейшие рудные пояса, где находятся разнообразные месторождения от магматических и высокотемпературных гидротермальных до эпитермальных. Разнообразие металлогении, в свою очередь, отражает широкое проявление интрузивного и эффузивного магматизма. С развитием специфических структурных форм — горстовых и сводово-горстовых поднятий, межгорных и предгорных впадин и прогибов, выполненных мощными толщами осадочных и осадочно-вулканогенных формаций, связаны многочисленные залежи угля, нефти, газа, осадочных редкометальных руд и других полезных ископаемых.

Одной из наиболее благоприятных для изучения структур, образованных повторным орогенезом, является Центрально-Азиатский пояс, охватывающий систему активизированных в мезозое палеозойских складчатых сооружений, расположенных между древней Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой на севере и Северо-Китайской и Таримской платформами на юге. На примере северо-восточной части этого пояса, представленной на территории Советского Союза мезозойскими структурами Забайкалья и Станового хребта, разрабатывались упоминавшиеся выше понятия об автономной и орогенной активизации, ревивации и т. п. Более разноречивы представления о характере мезозойской структуры западной половины того же пояса — о Тянь-Шане, Казахской и Алтае-Саянской областях. Если одни исследователи рассматривают ее как часть единой орогенной системы (К. В. Боголепов, А. Д. Щеглов), в пределах которой в мезозое развивались сводово-глыбовые поднятия и разделяющие их межгорные впадины, выполненные отложениями молассового типа, то другие ученые, основываясь на отсутствии или слабом развитии магматизма, считают ее щитом эпигерцинской платформы, а молассоидные образования — нижним подъярусом платформенного чехла («Тектоника Евразии», 1966). Несмотря на различие трактовок, связанное с разным опреде-

лением понятий платформы и орогенной области, представляется несомненным, что и здесь, как и в восточной половине пояса, образование мезозойских структурных форм связано с оживлением контрастных тектонических движений, взламыванием и перестройкой земной коры, созданной в предшествующие эпохи тектогенеза.

В основе современных тектонических исследований лежит метод сравнительного тектонического анализа, разработанный многими поколениями геологов и особенно широко развитый в работах Н. С. Шатского и Г. Штилле. Метод использовался главным образом для типизации структурных элементов земной коры, уточнения параметров двух крупнейших, установленных еще в XIX веке, таксономических категорий — платформы и геосинклинали и поисков аналогий в различных частях континентов выделенным типам и подтипам. Сравнительное изучение древних и молодых платформ, плит, геосинклинальных складчатых сооружений, краевых прогибов и т. д. способствовало разработке основ классификации структурных форм и выявлению промежуточных или аномальных видов, не укладывающихся в схему «платформа — геосинклиналь». Исследование этих «аномальных» образований позволяет углубить, а возможно, и пересмотреть установленные ранее закономерности тектонического развития. «Природная аномалия — это всего лишь преувеличение до ощутимости какого-либо свойства, всюду распространенного в неосязаемом виде. Какой-либо феномен, точно установленный хотя бы в одном месте, в силу фундаментального единства мира, необходимо имеет повсеместные корни и всеобщее значение» (Тейар де Шарден). К числу «природных аномалий», нарушающих идеальную схему эволюции структуры континентов от геосинклинали к платформе, разработанную в первой половине текущего века, относятся и дейтероорогенные области, изучению которых посвящена эта книга.

Вторая, не менее важная задача, которая может быть решена методом сравнительного тектонического анализа, — это установление взаимосвязей между одновременно развивающимися геоструктурными областями, принадлежащими к разным таксономическим группам, в частности между орогенными областями и прилегающими к ним геосинклиналями и плитами. Исследования в этом направлении проводились еще в 1894 г. А. П. Карпинским, наметившим соотношения между тектоническими движениями Русской платформы и ограничивающими ее геосинклиналями каледонского, герцинского и альпийского возраста. Вопросы взаимосвязи в развитии геосинклиналей и платформ рассматривались Н. С. Шатским, что позволило ему сформулировать «правило» образования основных форм их сочленения (краевые прогибы, структурные швы). Исследования Г. Штилле, посвященные общей динамике развития литосферы, главным образом на примере сравнительного изучения геосинклиналей, привели его к гипотезе глобальных фаз складчатости («канон Штилле») — идее плодотворной, устанавливающей единство геотектонического процесса, но доведенной до догматического абсурда ее интерпретаторами и последователями, оказавшимися, как, к сожалению, нередко бывает и в науке, «большими католиками, чем папа римский».

В последние годы вопросам взаимосвязи в развитии крупнейших структурных элементов Земли не уделялось достаточного внимания, если не считать широко используемых в литературе общих соображений о влиянии геосинклиналей как носителей активного тектонического начала («тектоносферов») на инертную платформенную раму (Ю. М. Шейнманн, Л. П. Зоненшайн) и некоторых работ, посвященных «тектоническому резонансу» (Ю. М. Пущаровский, Т. В. Молчанова).

Однако большинство работ этого плана не сопровождалось конкретным структурно-формационным анализом и прямым сопоставлением одновозрастных структурных этажей на плитах, в геосинклиналях и областях

возрожденного горообразования. Сторонники этих концепций исходили из представлений об определяющей роли геосинклинального процесса в развитии структуры земной коры и, на наш взгляд, недостаточно учитывали единство процессов, происходивших в тектоносфере. В одном из разделов книги сделана попытка рассмотреть соотношения в развитии Центрально-Азиатского горного пояса и смежных геосинклиналей на примере востока Азии, однако эта проблема заслуживает специального исследования и привлечения более широкого сравнительного материала как по Евразии, так и по другим континентам.

В книге приведены региональные описания большей части пояса. Они составлены разными авторами и в ряде случаев отражают различие позиции и методического подхода к оценке тех или иных тектонических проблем. Неравноценны и используемые при региональных описаниях материалы, что в значительной мере обусловлено неодинаковой изученностью этой огромной территории. Поэтому, естественно, многое в книге является дискуссионным или требует дальнейшего исследования. Однако обширные сведения, которые удалось сосредоточить в предлагаемой вниманию читателя книге, позволяют говорить о структурном единстве и общности развития одного из крупнейших горных поясов Земли, о его структурно-морфологической выраженности и высокой подвижности не только в кайнозойскую, но и мезозойскую эру.

К. В. Боголепов

К. В. БОГОЛЕПОВ

О НЕКОТОРЫХ ПРОБЛЕМАХ ОРОГЕНЕЗА

Понимание орогенеза и вопросы выделения орогенных структур переплетаются с проблемами тектонической таксономии и принадлежат к числу наиболее запутанных в геологии, несмотря на то, что имеют важнейшее значение для понимания структурной приуроченности и закономерностей распространения полезных ископаемых. Попытка осветить историю представлений об орогенезе и их современное состояние была сделана ранее (Боголепов, 1971). В связи с тем, что в настоящей книге рассматривается мезозойская орогенная структура Центральной Азии, позволю себе повторить отдельные положения указанной статьи, необходимые для понимания представлений, развиваемых при характеристике описываемых ниже регионов.

Следует сразу же оговориться, что в отличие от широко распространенного в западной литературе отождествления орогенеза и геосинклинальной складчатости (фазы орогенеза, «орогенический канон Штилле») нами, вслед за А. Н. Мазаровичем (1940), Н. П. Херасковым (1967) и многими другими геологами русской школы, орогенез понимается как тектонический процесс, приводящий к формированию горного сооружения с присущей ему совокупностью структурных форм (сводово-блоковых поднятий и прогибов, систем разломов, горстов и грабенов), фиксирующихся в разрезе земной коры определенными наборами осадочных, вулканогенных и магматических формаций, образующих структурно-вещественные ассоциации, отличающиеся по своему составу и морфологии от ассоциаций геосинклиналей и платформ (плит).

Орогенез — процесс деструктивный по отношению к ранее созданным геосинклинальным или платформенным структурам. Он сопровождается не только созданием новых систем геологических тел, образующих новые структурные этажи, но и преобразованием ранее существовавших — их взламыванием, перемещением в пространстве, магматическим замещением, метаморфизмом и т. д.

Обязательными элементами орогенной структуры являются два структурных этажа: в той или иной мере дислоцированный складчато-глыбовый фундамент и располагающиеся на нем прерывистые линзообразные тела осадочных (преимущественно грубообломочных) и (или) вулканогенно-осадочных образований, заключенных в системы изолированных прогибов и грабенов. В отличие от платформ верхний структурный этаж может

иметь форму широко распластанных покровов только в случае мощных вулканических излияний (орогенные вулканические пояса). Во всех других случаях он локализуется в отдельных депрессионных зонах, возникающих при общем дифференцированном поднятии региона.

В таксономическом отношении для решения проблемы орогенеза необходимо выяснить, во-первых, целесообразно ли при анализе геологической структуры выделять самостоятельный класс орогенных структурных элементов или соответствующих им структурно-формационных комплексов; во-вторых, является ли орогенез с точки зрения динамической тектоники самостоятельной формой развития, зависящей от особого состояния подкоровых масс или процессов, в них происходящих, или же он должен рассматриваться только как заключительная фаза формирования геосинклинали в одном случае или как форма развития консолидированной коры, индуцируемая тем же геосинклинальным процессом, в другом случае?

Хотя и не имеющим столь принципиального значения, но важным с точки зрения построения тектонической классификации является вопрос о критериях определения границ (по вертикали и латерали) между орогенной структурой и структурами геосинклинальной и платформенной.

Первый вопрос в принципе решен практикой геологических исследований — широкопринятой системой построения тектонических карт, на которых, начиная с Тектонической карты СССР и сопредельных стран под редакцией Н. С. Шатского (1956), неизменно выделяются орогенные структурные этажи. Больше споров вызывает целесообразность выделения орогенных структурных этажей, а в конечном счете областей с орогенным типом развития в самостоятельный таксон, равноценный геосинклиналям и платформам. Трудность заключается в том, что до сих пор тождественные орогенные образования относятся к разным таксономическим категориям. При традиционном тектоническом районировании они рассматриваются в одном случае только как индикаторы возраста «завершающей складчатости», подчиненные геосинклинальной структуре и являющиеся ее частью, в другом случае — как элементы платформенной структуры — подъярусы ее чехла. При разрешении этого вопроса следует помнить о существовании неразрывной связи между типами формаций и их комплексов и типами рельефа, о том, что «состояние земной коры имеет адекватное выражение в рельефе» (Обручев, 1948) или, иными словами, что структура геологических тел, наращивающих осадочную оболочку Земли, их морфология и пространственные взаимоотношения, создающиеся в процессе седиментации и сопутствующего вулканизма (в случае его проявления), определяются тектоническими движениями, выраженными на поверхности Земли в рельефе. Субаэральный же и субаквальный рельефы, адекватные орогенному, платформенному и геосинклинальному режимам,— это закономерное проявление тектонического развития Земли, присущее как настоящему времени, так и любому отрезку ее доступной обозрению истории.

Столь же мало разработан вопрос о границах между орогенными, геосинклинальными и платформенными комплексами. В большинстве случаев он трактовался с точки зрения существования образований «промежуточных» или переходных от геосинклинальных к платформенным. Под «промежуточными» чаще всего понимались именно орогенные комплексы, поскольку классическая геосинклинальная теория предполагала последовательный переход геосинклинали в платформу. По-видимому, как и при разработке проблем стратиграфических границ (Соколов, 1971), здесь необходимо не только уточнить критерии выделения таксонов, но и установить тектонотипы существующих между ними границ.

Основой для рассмотрения проблем тектогенеза в целом и орогенеза в частности должна служить наблюдаемая и картируемая структура земной коры, состоящей из разнопорядковых геологических тел: пластов,

формаций, структурных подэтажей и этажей. Поэтому целесообразно вернуться к определению этих понятий.

Геологическая структура понимается нами как расположение в геологическом пространстве (или его части) заполняющих его простых (для данной цели не элементаризованных) геологических тел. Геологическими телами, представляющими собой вместе с тем структурные элементы тел более высоких порядков, являются: 1) минерал (зерно, кристалл, неиндивидуализированная минеральная масса), 2) пласт (линза, тело) горной породы (ассоциация минеральных зерен), 3) геологическая формация (ассоциация или сообщество горных пород), 4) структурный этаж (ярус), состоящий из комплекса или набора геологических формаций, 5) сегменты земной коры или геоструктурные области, состоящие из той или иной комбинации структурных этажей.

В тектонике при формационном анализе или решении частных структурных задач в качестве элементарных геологических тел рассматриваются пласты и пачки горных пород. При последующем более мелкомасштабном структурном анализе операции проводятся с геологическими формациями и объединяющими их структурными этажами и подэтажами.

Геологические формации, конкретные и типовые, понимаются в соответствии с известными определениями Н. С. Шатского (1965) и Н. П. Хераскова (1967). На их основе предложена следующая более развернутая формулировка (Боголепов, 1970). Конкретная геологическая формация представляет собой сочетание (ассоциацию, сообщество) горных пород (осадочных, метаморфических, магматических), связь между которыми в вертикальном и горизонтальном направлении осуществляется путем переслаивания, включения и взаимопереходов. Структура формации определяется пространственными соотношениями слагающих ее тел (пластами, пачками, линзами и т. д.) горных пород. Среди них выделяются формациеобразующие горные породы — обязательные члены формации, составляющие не менее 5—10% ее объема и неоднократно повторяющиеся или направленно сменяющие друг друга в разрезе, и акцессорные горные породы, спорадическое присутствие или «включение» которых существенно не влияет ни на состав формации, ни на ее структуру. Границы геологических формаций определяются по смене набора формациеобразующих пород (терригенный флиш — карбонатный флиш), а также по изменению структуры (терригенный флиш — нижняя песчано-глинистая моласса). Они могут соответствовать поверхностям стратиграфических перерывов и несогласий или контактам осадочных и плутонических серий, а в непрерывных осадочных и осадочно-вулканогенных толщах могут быть обусловлены как резкой, так и постепенной сменой в вертикальном и горизонтальном направлении одного набора формациеобразующих горных пород другим.

Выделение геологических формаций основывается не на генетических соображениях, а на эмпирических данных, полученных при описании и анализе разрезов. В своих границах геологические формации могут пересекаться с телами, выделяемыми по хроностратиграфическим или генетическим признакам (чаще всего они совпадают с местными литолого-стратиграфическими подразделениями — свитами). Однако границы формаций, устанавливаемые эмпирическим путем по строгому набору признаков, не произвольны, т. е. не зависят от воззрений исследователя или масштаба проводимых им работ. Они отвечают реально существующим природным

сочетаниям пород и, как другие структурные элементы осадочно-метаморфической оболочки (пласт горной породы, структурный этаж), выражают ход геологического процесса, смену условий накопления и преобразования вещества. Их выделение — правильное или ошибочное, более точное или менее точное — зависит от количества фактических данных и мастерства исследователя.

Структурный этаж (синоним — структурный ярус) представляет собой трехмерное геологическое тело более высокого ранга, состоящее из геологических формаций, связанных друг с другом в вертикальном и горизонтальном направлении (перемежаемость, взаимопереходы или направленная смена одних формаций другими). Границами структурных этажей являются резкие изменения наборов геологических формаций. Как правило, эти границы соответствуют поверхностям региональных угловых несогласий или стратиграфических перерывов, фиксирующих кардинальную перестройку структурных планов и условий литогенеза. Такая перестройка обычно предопределена регионально проявляющейся фазой (эпохой) складчатости или же сменой тектонического режима (регенерация геосинклинальных или орогенных условий). Повторение в разрезах близких наборов геологических формаций, разделенных местными перерывами и несогласиями или связанных взаимопереходами, является основанием для выделения структурных подъярусов (подэтажей).

Структурные этажи, как и формации, видимо, целесообразно именовать по их вещественным и структурным признакам. Однако это затруднительно из-за огромного объема тел, разнообразия входящих в их состав формаций и недостатка данных для сравнительной характеристики этажей и их дробной типизации. Кроме того, это противоречит сложившейся традиционной номенклатуре. Вместе с тем широко принятые названия структурных этажей: «геосинклинальный», «орогенный», «платформенный»— являются генетическими лишь формально. В этой индексации вскрывается обобщенная характеристика состава, морфологии и общих структурных соотношений слагающих этажи тел. В названиях заложены и элементы типизации. Подобно конкретным и абстрактным (типовым) геологическим формациям, целесообразно различать типовые и конкретные структурные этажи.

Говоря о структурном этаже, мы упомянули о тектоническом режиме. Это понятие генетической тектоники выводится из представлений о разнопорядковых геологических телах (формациях и структурных этажах) и геологической структуре, принадлежащих «статической тектонике». Понятие «тектонический режим» включает широкий комплекс тектоно-магматических процессов, но в первую очередь может быть сведено к степени контрастности (градиенту) и господствующему знаку (+, —) тектонических движений. Для определения тектонического режима важны не только позитивные признаки (присутствие тех или иных геологических тел), но и негативные (их отсутствие). Так, отсутствие осадочного чехла, основного признака выделения платформы (плиты), еще не может служить препятствием для отнесения данной области или ее части (щита) к платформе. То же замечание относится к областям горообразования и геосинклиналям. Во всех трех случаях существуют парные структурные элементы. Их крайним выражением являются на платформах плиты и щиты, в геосинклиналях — геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия, в орогенных областях — межгорные впадины и блоковые или сводово-блоковые поднятия.

Для определения тектонических режимов и их смены важны понятия о первичной структуре и вторичной или наложенной структуре, как это было предложено для геологических формаций (Боголепов, 1970). Первич-

ная структура создается в процессе седиментации и сопутствующего ей вулканизма. Внутреннее строение первичных геологических тел, их морфология и пространственные соотношения друг с другом определяются конседиментационными тектоническими движениями, выражением которых является рельеф поверхности Земли.

Первичная структура может пройти длительную эволюцию вплоть до полного преобразования. Ее изменения могут быть обусловлены следующими факторами: а) постседиментационной складчатостью; б) вертикальными и горизонтальными перемещениями блоков и пластин земной коры; они создают новые пространственные соотношения между геологическими телами, а в условиях, близких к поверхности Земли, приводят к перестройке рельефа и срезанию (денудации) ранее существовавших геологических тел; в) образованием или внедрением магматических масс и процессами метаморфизма; они преобразуют и замещают первичные геологические тела или их комплексы вторичными. В каждом случае формирование нового структурного этажа сопровождается преобразованием первичной структуры нижележащего этажа во вторичную. Степень преобразования зависит от энергии процесса и особенно велика при создании геосинклинальных и орогенных этажей.

Процессы структурообразования, обусловленные как вертикальными, так и горизонтальными перемещениями блоков земной коры, находят выражение в рельефе поверхности Земли. Вертикальные оказывают непосредственное влияние на рельеф. Горизонтальные движения (складчатость, шарьяжные перекрытия, взаимные перемещения горизонтальных пластин коры), приводящие к скучиванию или растяжению и разрывам сиалического слоя, воздействуют на рельеф посредством более сложного механизма изостатических компенсаций. Вертикальные движения, формирующие первичную структуру, могут не выражаться в рельефе только в идеальном случае полной компенсации осадконакоплением зон погружения и полной денудации поднятий. Подобное равновесие тем менее достижимо, чем больше амплитуда и контрастность этих движений.

Движениями положительного и отрицательного знаков, как изостатическими, так и антиизостатическими, в континентальной земной коре и зонах ее сочленения с корой океанической в неоген-четвертичное время создан следующий латеральный ряд крупнейших морфоструктурных областей (для их обозначения удобно привлечь тектонические термины): 1) геосинклинальные — система окраинных «бассейновых» морей или их значительных участков и сопряженных с ними вулканических дуг и глубоководных желобов; 2) орогенные или горные области, подразделяющиеся на два подтипа — а) протоорогенные — горные сооружения Альпийского и Тихоокеанского поясов, возникшие на месте позднемезозойско-кайнозойских геосинклиналей, б) дейтероорогенные — «возрожденные» горные системы в областях раннемезозойского и более древнего геосинклинального развития и протоорогенеза (Верхоянье, Тянь-Шань, Скалистые горы и т. д.); 3) платформенные — наземные и подводные (шельфовые моря) аккумулятивные и денудационные равнины и мелкогорья (гомолог плит и щитов). Существование в геологическом прошлом подобного же ряда основных типов рельефа и соответствующих им геоструктурных областей, по-видимому, не может вызывать сомнения. Оно подтверждается разрезом сиалической оболочки, в которой на разных возрастных уровнях, в различных и по-разному развивающихся блоках, выделяются эквивалентные типы (подтипы) структурных этажей: 1) геосинклинальный, 2) орогенный (а — протоорогенный, б — дейтероорогенный) и 3) платформенный (плитный).

Их соотношения и последовательность в вертикальном разрезе могут быть различными, хотя в общем виде выражают определенную, подмеченную еще в XIX веке направленность геотектонического процесса, заклю-

чающуюся в смене геосинклинальных условий орогенными и далее платформенными. Вместе с тем эта направленность нарушается значительно чаще, чем предполагалось классической тектоникой и учением о геосинклиналях. Примером служат установленные в последнее десятилетие эпиплатформенные, геосинклинальные области и эпиплатформенные орогенные пояса, а также области многостадийного рекуррентного орогенеза, к числу которых принадлежит и большая часть рассматриваемого в этой книге Центрально-Азиатского пояса. Возможные варианты соотношений типов и подтипов структурных этажей определены раньше (Боголепов, 1971). Сейчас же следует подчеркнуть, что существование трех самостоятельных типов структурных этажей, сменяющих друг друга в разной последовательности, устанавливается достаточно строго.

Некоторые исследователи (Борукаев, 1971 и др.) по-прежнему связывают вопрос о выделении орогенных структур или «структур третьего типа» с существованием «класса пересечения», объекты которого характеризуются признаками обоих элементов «двухэлементной» классификации. Однако, если исходить из предложенного в начале статьи определения, орогенный тип структур не может быть сведен к «классу пересечения», так как в тектонотипическом выражении обладает собственными вещественными и структурными признаками. Присущие только этому типу особенности рельефа и, очевидно, особое состояние земной коры и особая направленность тектонического процесса реализуются в отличительных чертах состава и морфологии формационных тел. Останавливаться на этих особенностях нет нужды, так как формационные и структурно-морфологические различия у пар положительных и отрицательных структурных элементов областей орогенеза (межгорная впадина — сводово-глыбовое поднятие), геосинклинальных областей (геосинклинальный прогиб — геоантиклинальное поднятие) и платформ (плиты — щиты) достаточно известны.

Вместе с тем нельзя отрицать и того, что при существующей многомерной классификации, основанной на большом количестве не всегда коррелирующихся «определяющих свойств», в зонах сочленения трех основных типов структур выделяются структурные элементы более мелких порядков, промежуточные по своим вещественным или структурным характеристикам, *взятым в отдельности*. Так, всем известны затруднения при определении границ миогеосинклиналей и платформ в случае существования «пригеосинклинальных» или перикратонных прогибов, а также споры о том, являются ли краевые прогибы элементом платформенной или геосинклинальной структуры. Нет единства во взглядах и по вопросу о границах орогенных и геосинклинальных комплексов. Ж. Обуэн (1967), а до него А. Н. Мазарович (1940) рассматривали флиш в составе орогенного структурного этажа. Другие исследователи считают более целесообразным проводить эту границу в основании нижней — морской или даже верхней — континентальной молассы. Видимо, в подобных случаях при проведении границ в основу анализа «определяющих свойств» должны быть положены принципы целесообразности и договоренности.

Возникновение того или иного типа структуры — результат непрерывно действующих и видоизменяющихся геологических процессов. Один класс структур вырастает из другого и постепенно сменяет его. При этом в одной и той же области и на одном и том же возрастном уровне наряду с образованием форм, типичных для нового этапа, могут продолжать развиваться реликтовые формы и возникать формы эмбриональные, не достигающие полного развития. Поэтому независимо от того, будет ли в дальнейшем тектоническая классификация строиться «на мере и весе» или же на используемых в настоящее время качественных признаках, исследователю, очевидно, придется сталкиваться с существованием переходных категорий при рассмотрении как процессов, так и созданных этими про-

цессами структур и опираться на усредненные признаки. Т. е. необходимость использования принципов целесообразности и договоренности, при любой системе построения классификации, остается в силе. Вместе с тем, думается, уже сейчас «класс пересечений» может быть существенно ограничен и сведен к узким зонам сочленений трех классов структур, взаимодействие которых в течение учитываемого временного интервала приводит к смене или чередованию тектонических режимов.

Вернемся к критериям выделения трех основных таксонов. В последние годы одностороннее применение формационного метода при тектоническом районировании привело к тому, что, определяя таксономическую принадлежность региона, часто основываются только на вещественном составе формаций и их предполагаемой принадлежности к генетическому классу и недостаточно учитывают морфологию формационных тел и их структурные соотношения. Отсюда возникло определение орогена как геологического тела, сложенного орогенными формациями (ороген = межгорная впадина). Не говоря о тавтологичности этого определения, оно неверно уже потому, что понятие «ороген» может быть выведено только из определенных соотношений между комплексом основания, из которого «лепится» орогенная структура, и вложенным в него комплексом осадочных и магматических образований, точно так же, как понятие «платформа» выводится из структурных соотношений между фундаментом и осадочным чехлом. Поскольку же при одностороннем применяемом формационном методе отбрасывается структурный признак, а под орогенными формациями в первую очередь подразумевается группа моласс, распространенных не только внутри горной области, но и далеко за ее пределами на окраинах платформ (аллохтонные формации плит по Шатскому), понятие об орогене как самостоятельном структурном элементе, как справедливо заметил Ч. Б. Борукаев (1971), может действительно потерять смысл. Если учитывать не только формационные, но и структурные признаки, то, очевидно, отложения предгорных прогибов должны рассматриваться в составе платформенных чехлов, так же, как и сами прогибы в качестве окраинных структурных элементов платформы. То же относится и к краевым прогибам. Этот вопрос подробно рассмотрен Л. П. Зоненшайном и его соавторами (1966). Оба типа структурных форм целесообразно объединить в группу «предорогенных» платформенных прогибов в отличие от платформенных же «предгеосинклинальных» или перикратонных прогибов.

В связи с этим следует пересмотреть вопрос о так называемых «специфических вещественных характеристиках», которые якобы позволяют четко ограничивать основные структурные элементы осадочной оболочки (Косыгин, 1969, стр. 358), и внести существенные изменения в традиционную генетическую рубрикацию формаций (геосинклинальные, платформенные и т. п.), противоречащую эмпирическому подходу к их выделению. В частности, следует различать группу формаций собственно орогенных, т. е. располагающихся внутри горной области, и группу формаций, связанных с орогеном лишь как с областью питания, но расположенных за его пределами и принадлежащих в структурном отношении в одних случаях платформам, в других — геосинклиналям. При сходстве или даже тождестве вещественного состава эти группы формаций отличаются друг от друга морфологией тел. В первом случае это линзы, ограниченные выходами фундамента*, во втором — асимметрично построенные плащеобразные тела, с одной стороны выклинивающиеся вдоль границ с орогеном, а с другой стороны связанные фациальными переходами с автохтонными формациями плит или геосинклиналей.

С учетом и вещественных и первичных структурных признаков границы орогенных структур со структурами двух других классов могут быть

---

* Исключение могут составлять вулканические покровы (см. выше).

установлены в достаточной мере четко. Их следует проводить по внешней (припорогенной) границе краевых и предгорных прогибов и чехлов плит, а также по внешним границам окраинных геосинклинальных прогибов, невзирая на то, что при резких перепадах рельефа эти прогибы сложены на окраинах формациями молассового (по традиционной рубрикации — орогенного) типа.

При такой трактовке, вопреки мнению Ю. А. Косыгина (1969, стр. 359) и Ч. Б. Борукаева (1971), вряд ли следует настаивать на пересечении класса орогенных структур с классом структур платформенных и геосинклинальных, если не считать «пересечением» наложение одного структурного этажа на другой — естественный результат смены форм тектонического развития, присущей любому сегменту земной коры.

Одним из доводов против трехэлементной классификации главных структурных элементов земной коры является то, что она якобы не позволяет провести полного разбиения поверхности материков. В качестве примера такой «внеэлементной» структуры обычно приводится Чукотско-Катазиатский вулканический пояс, который, по мнению некоторых исследователей, не имеет аналогов среди других вулканических поясов. Однако, если признать его исключительность, что в свете работ А. А. Богданова (1965), Н. П. Четвериковой (1970) и А. А. Моссаковского (1970) и др. вызывает сомнение, то она выражается лишь в его громадной протяженности и в масштабах вулканизма. Вместе с тем очень характерно, что основные звенья пояса (Охотско-Чукотское, Сихотэ-Алиньское) разновозрастны и в каждом отдельном случае формируются вслед за замыканием соответствующих звеньев ранне- и позднемезозойских геосинклинальных систем, сопровождая их вступление в орогенную стадию развития. Особенности магматизма (Моссаковский, 1970; Устиев, 1959; Белый, 1968), парагенезы вулканитов с осадочной молассой, внутренняя структура пояса, характеризующаяся системой горстовых поднятий и грабен-синклинальных прогибов, целиком вписываются в понятие об орогенном структурном этаже — эпигеосинклинальном в пределах Восточного Сихотэ-Алиня и эпиплатформенном в пределах юго-восточного побережья Китая и Кореи. Не противоречит такой трактовке и структурное положение пояса, расположенного вдоль крупной шовной зоны, отделяющей орогенные поднятия Восточной Азии от продолжающей погружаться кайнозойской геосинклинали.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Существование трех классов структур земной коры — геосинклинального, орогенного и платформенного в пределах континента и области его перехода к океану вытекает из анализа строения осадочной оболочки (по Ю. А. Косыгину) континентального блока Земли, в которой обособляются соответствующие типы структурных этажей, чередующихся в различной последовательности. Этот вывод подтверждается и основными градациями морфоструктур, выраженных в современном рельефе поверхности континентального блока Земли, т. е. имеет под собой определенную актуалистическую основу.

Типизация структурных этажей осадочной оболочки позволяет утверждать, что геосинклинали, платформы и орогены существовали в течение всей обозримой истории Земли, т. е. по крайней мере с позднего архея — раннего протерозоя. Очевидно, образование каждого из этих основных классов структур следует рассматривать как реакцию осадочной оболочки на состояние глубинного подкорового вещества, его преобразование или перемещение в пространстве. С этой точки зрения класс орогенных структур имеет столь же самостоятельное значение, как и классы геосин-

клинальный и платформенный. Его самостоятельность подчеркивается кардинальными преобразованиями структуры и вещественного состава геосинклинальных и платформенных этажей, на которых он возникает.

Выделение орогенов при палеотектонических реконструкциях и орогенных структурных этажей при анализе суммарной структуры необходимо не только с историко-геологической точки зрения. Оно особенно важно для исследования металлогении и прогнозирования полезных ископаемых, так как именно с образованием орогенных структурно-вещественных комплексов в наибольшей мере связан коровый магматизм, обусловливающий мобилизацию и движение рудных растворов (Кузнецов, 1970; Карпова, 1968; и др.). Так, формирование большинства крупнейших рудных поясов Центральной Азии связано с эпигеосинклинальными и повторными орогенезами независимо от того, концентрировались ли руды в орогенных структурных этажах или в преобразованных при орогенезах платформенных и геосинклинальных комплексах.

Целесообразно ли при всем этом проводить тектоническое районирование суммарной структуры, осадочной оболочки, подразделяя ее на три класса — платформы, геосинклинали и орогены? По-видимому, нет, так как картографическое изображение этих классов выразит формы развития структуры, характерные для данного момента геологической истории, но не будет содержать достаточной информации о структурных соотношениях всего комплекса геологических тел внутри районируемого сегмента осадочной оболочки. Выделение указанных трех типов важно при построении серий палеотектонических карт, справедливо отождествляемых с динамическими моделями (Косыгин 1969). Что же касается суммарной структуры, то наиболее совершенным способом тектонического районирования, очевидно, является разделение ее на участки, отличающиеся, во-первых, наборами структурных этажей и их последовательностью в разрезах и, во-вторых, временем формирования (возрастом), поскольку специфика вещественного состава геологических образований во многом определяется эволюцией геологических процессов, на что неоднократно обращал внимание А. Л. Яншин.

Думается, будущее принадлежит этому методу и только он может по праву называться «методом объемного тектонического районирования». Его разработке и внедрению будет способствовать намечающийся у нас в стране переход от геологического картирования поверхности Земли к построению глубинных погоризонтных геологических карт, основанному на результатах комплексных геолого-геофизических исследований. Трехчленная классификация основных структурных элементов, признание самостоятельности орогенных комплексов и внимание к их изучению в наибольшей мере отвечают совместным задачам тектоники и металлогении.

ЛИТЕРАТУРА

Белый В. Ф. Краевые вулканические пояса и геосинклинальный процесс (на примере Охотско-Чукотского вулканического пояса).— В кн. «Вулканизм и тектогенез». Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геол. «Наука», 1968.

Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, № 6, 1965.

Боголепов К. В. Некоторые вопросы учения о геологических формациях.— Геол. и геофиз., № 1, 1970.

Боголепов К. В. О понятиях «орогенная структура» и «орогенез».— В кн. «Проблемы общей и региональной геологии». «Наука», 1971.

Борукаев Ч. Б. К вопросу об орогенных формациях и «структурах третьего типа».— В кн. «Проблемы общей и региональной геологии». «Наука», 1971.

Вотах О. А., Соловьев В. А. Системы понятий статической тектоники осадочной оболочки континентов.— Геол. и геофиз., № 4, 1970.
Зоненшайн Л. П., Поникаров В. П., Уфлянд А. К. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями.— Геотектоника, № 5, 1966.
Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения.— В кн. «Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования». «Наука», 1968.
Косыгин Ю. А. Тектоника. «Недра», 1969.
Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— Геол. и геофиз., № 9, 1970.
Мазарович А. Н. О ритме в истории Земли.— Бюлл. МОИП, отд. геол. т. XVIII (5—6), 1940.
Моссаковский А. А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии.— Геотектоника, № 4, 1970.
Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.
Обуэн Ж. Геосинклинали. «Мир», 1967.
Соколов Б. С. Биохронология и стратиграфические границы.— В кн. «Проблемы общей и региональной геологии». «Наука», 1971.
Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геол., № 3, 1959.
Херасков Н. П. Тектоника и формации. «Наука», 1967.
Четверикова Н. П. Тектоника зоны сочленения каледонид и варисцид в Цептральном Казахстане.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 45(6), 1970.
Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 3. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. «Наука», 1965.

В. И. ТРОИЦКИЙ

МЕЗОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Средняя Азия, включающая равнины Туранской низменности, хребты Тянь-Шаня, Памира и Копетдага, имеет неоднородное внутреннее строение и необычно сложную историю геологического развития.

В ее пределах намечаются три основные категории структур — Туранская плита, области новейшего (дейтероорогенного) горообразования Тянь-Шаня, Куэньлуня и Паропамиза и пояс альпийской геосинклинальной (протоорогенной) складчатости Памира, Аладага, Копетдага и Эльбруса.

Туранская плита охватывает области обширных погружений запада Средней Азии, простирающихся от Каспийского моря до отрогов Тянь-Шаня. На юге она примыкает к предгорьям Копетдага, на севере ограничена выходами палеозойских и допалеозойских формаций Южного Урала, Северного Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. Через Тургайскую низменность и Средний Каспий она смыкается с Западно-Сибирской и Скифской плитами. Геологические границы плиты в достаточной степени четкие и подчеркиваются контурами распространения слабодислоцированного осадочного чехла, сложенного мезозойскими и кайнозойскими осадочными формациями. Исключение составляют лишь пограничные с Тянь-Шанем участки, где Туранская плита охвачена более поздними процессами горообразования. К числу таких мест относятся кайнозойские депрессии Северного Тянь-Шаня, Приташкентского района, Восточных Кызылкумов, западных погружений отрогов Гиссарского хребта, Северного Афганистана и Предкопетдагского прогиба.

Восточная часть Средней Азии с хребтами и разделяющими их межгорными впадинами Тянь-Шаня, Куэньлуня, Северного Памира и Паропамиза является непосредственным продолжением грандиозных Центрально-Азиатского и Памиро-Куэньлуньского горных поясов. Дейтероорогенные области востока Средней Азии возникли в мезозое и оформились в процессе новейшего горообразования, поглотившего пограничные участки Туранской плиты. Именно поэтому внутреннее строение территории оказывается особенно сложным.

Расположенный на юге Средней Азии пояс альпийских складчатых сооружений Центрального и Южного Памира, Гиндукуша и Копетдага по характеру дислокаций, составу осадочных, вулканогенных и интрузивных формаций четко отличается от примыкающих к нему внегеосинклинальных областей.

Новейшие тектонические движения не только осложнили предкайнозойскую структуру Средней Азии, но и в ряде районов, особенно на востоке страны, существенно ее переработали, создав на месте предельно выровненных палеогеновых равнин высокогорные области. В связи

с этим представляется особенно актуальной расшифровка мезозойского тектонического плана территории, когда между западом и востоком было больше сходства, чем различий, а структуры постплатформенного Тянь-Шаня продолжались в пределы Туранской плиты.

Мезозойский этап характеризовался неоднократной сменой равнинообразовательного и горообразовательного режимов, по ряду показателей не укладывающихся в классическое определение режима платформы. Проблема изучения мезозойских структур тесно переплетается с вопросом о закономерностях эволюции каледонских и герцинских геосинклинальных складчатых сооружений и их переходе в постгеосинклинальные орогенные области и платформы.

Несмотря на хорошую изученность мезозоя Средней Азии, его тектоника охарактеризована слабо. Большая часть исследований посвящена Туранской плите и отдельным районам постплатформенного орогенеза. Отсутствие обобщений, охватывающих регион в целом, существенно затрудняет выработку однозначных решений по вопросам тектонического анализа и структурно-формационного районирования. Между тем необходимо изучение не только общей структуры Средней Азии, но и ее истории даже из чисто практических соображений. Достаточно сказать, что этапность развития подчеркивается концентрацией в разных горизонтах осадочного покрова различных комплексов полезных ископаемых — нефти, газа, угля и горючих сланцев, каолинов и бокситов, агрономических руд, серы, полиметаллов и многих других видов минерального сырья, в накоплении которых большую, если не ведущую, роль играли тектонические процессы.

ДОМЕЗОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Основные черты структуры палеозойского складчатого основания

Важнейшими элементами домезозойской структуры Средней Азии являются пояса каледонской и варисской складчатости, имеющие гетерогенное строение и состоящие из ряда сопряженных структурно-формационных зон и подзон (Наливкин, 1926, 1936; Попов, 1938; Огнев, 1959; Резвой, 1959; Муратов, Архипов, 1961; Пейве и др., 1964; Вольвовский и др., 1966; «Тектоника Евразии», 1966; «Тектоническая карта УзбССР», 1967, и др.).

На севере складчатое основание обнажается в Северном Тянь-Шане. Глубокометаморфизованные дорифейские формации, существенно переработанные процессами гранитизации, слагают ядра антиклинориев; залегающие между ними отложения рифея, кембрия и, частично, ордовика собраны в сложные линейно вытянутые напряженные складки, инъецированные интрузиями различного состава. Складчатость завершилась в позднем ордовике. В это время были оформлены каледонские структуры Каратау-Таласского, Сусамыр-Терскейского и Кунгей-Заилийского антиклинориев и разделяющего их Киргиз-Иссыккульского синклинория. Одноименные структурно-формационные зоны разделились разломами глубокого заложения — Чилико-Кеминским, Северо-Иссыккульским, Центрально-Терскейским, Арамсинским, Сонкуль-Аламединским и др. (Яншин и др., 1966). На юге пояс складчатости ограничен крупнейшим тектоническим швом, включающим «линию В. А. Николаева» и главный Каратауский разлом, прослеживающийся к северу вдоль западного края Улутау.

Последующая история каледонид характеризуется формированием постгеосинклинальных структур — глыбовых поднятий (Кунгейского, Терскейского и др.), осложненных средне-верхнепалеозойскими наложен-

ными мульдами и крупными субширотными впадинами — Киргиз-Иссыккульской, Илийской, Чу-Сарысуйской и Тенизской. Они выполнены красноцветными средне-верхнепалеозойскими молассами, расслоенными эффузивами и прорванными варисскими гранитоидными интрузиями. В центральных частях впадин развиты лагунные и морские, в том числе карбонатные и соленосные, отложения. Общая мощность постгеосинклинальных формаций достигает нескольких тысяч метров.

К югу от Северного Тянь-Шаня располагаются складчатые пояса варисцид. Их структура характеризуется чередованием жестких массивов и мобильных поясов. Первые отличаются сокращенным разрезом и представляют собой ядра полициклической консолидации. К ним приурочены мощные эффузивы и крупные интрузии. Вторые вытягиваются в системы линейных интенсивно дислоцированных антиклинориев и синклинориев, сложенных осадочными и, в меньшей степени, вулканогенными формациями.

С севера на юг выделяются каледонско-варисский Срединный Тянь-Шань, состоящий из Каратау-Нарынской и Кураминско-Ферганской зон, выклинивающихся на востоке, и варисский Южный Тянь-Шань с системой более мелких структурно-формационных подзон — Туркестано-Алайской, Зеравшано-Туркестанской, Южно-Гиссарской и других, протягивающихся в Кокшаал. Согласно региональным простираниям структур трассируется система глубинных разломов, важнейшими из которых являются Южно-Ферганский и Южно-Тяньшаньский, ограничивающие соответственно Срединный и Южный Тянь-Шань.

К югу от рассмотренных структур располагается Каракумо-Таджикский пояс варисцид, весьма слабо изученный. Судя по строению юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Каратегина, географическим данным и материалам бурения, складчатое основание представлено древнейшими докембрийскими ядерными формациями, консолидированными в процессе главным образом варисского магматизма. Мобильные зоны, разделяющие массив на блоки — Карабогазгольский, Каракумский, Гиссаро-Каратегинский, Северо-Афганский и др., изучены плохо, и их существование можно лишь предполагать. К числу таких зон относятся области линейных геофизических аномалий Южно-Мангышлакского, Ассакеауданского и Хива-Мургабского прогибов, Туаркыра и некоторые другие, ложе которых опущено на огромную глубину. Важнейшими ограничивающими структурными швами являются Южно-Тяньшаньский, Южно-Мангышлакский и Копетдагский разломы с оперяющими их мелкими субширотными нарушениями. Вместе с тем здесь появляются сколы иных простираний, в том числе сопровождающие Урало-Оманский линеамент, Туаркырское, Карашорское и другие нарушения.

Складчатое основание северо-западной части территории, включающей плато Устюрт, изучено только геофизически. Оно отличается слабой дифференцированностью магнитного и гравитационного полей с изометричными локальными аномалиями, свидетельствующими в пользу развития гранито-гнейсовых метаморфических толщ, прорванных гранитоидными интрузиями.

Многие исследователи полагают, что в пределах Устюрта следует различать по крайней мере две категории структур — Северо-Устюртский массив и облекающие его ветви мобильных поясов Центрального Устюрта и Южной Эмбы.

Наконец, последняя ветвь варисцид — Памиро-Куэньлуньский складчатый пояс с входящими в его состав сооружениями Куэньлуня, Северного Памира, Бандитуркестана и Паропамиза. На востоке он примыкает к Таримскому массиву, на севере ограничен Гиссаро-Дарвазским ядром, южное окончание которого установлено бурением в Северном Афганистане. С юга и юго-запада пояс сопрягается с различными структурами

альпийских геосинклиналей — Каракорумом, Юго-Восточным и Центральным Памиром, Южно-Афганским выступом, отделяясь от них глубинными сдвигами и разломами, системой надвигов и шарьяжей. Отличительная особенность развития пояса — высокая позднепалеозойская подвижность, на что указывал еще Д. В. Наливкин (1926, 1936). По сравнению с другими поясами варисцид здесь заметно запаздывает завершающая складчатость (поздняя пермь — ранний триас в Северном Памире; Наливкин, 1926; Попов, 1938). В ряде мест варисская складчатость проявилась в ослабленной форме, но зато на постгеосинклинальном этапе движения стали особенно контрастными и сопровождались магматизмом (Бандитуркестан, Паропамиз).

Основные черты позднепалеозойско-раннетриасовой структуры

В позднем палеозое — раннем триасе намечаются следующие категории сопряженных структур, отвечающих разным стадиям развития земной коры (см. рисунок 1). К северу от геосинклинального пояса Сулейман-Китрара, Юго-Восточного и Центрального Памира, Гималаев Тетиса и Каракорума располагалась протоорогенная складчатая область Северного Памира, Куэньлуня, Южного и Срединного Тянь-Шаня, дейтероорогенная поздневарисская область Турана, дейтероорогенная эпикаледонская область Северного Тянь-Шаня и Центрального Казахстана.

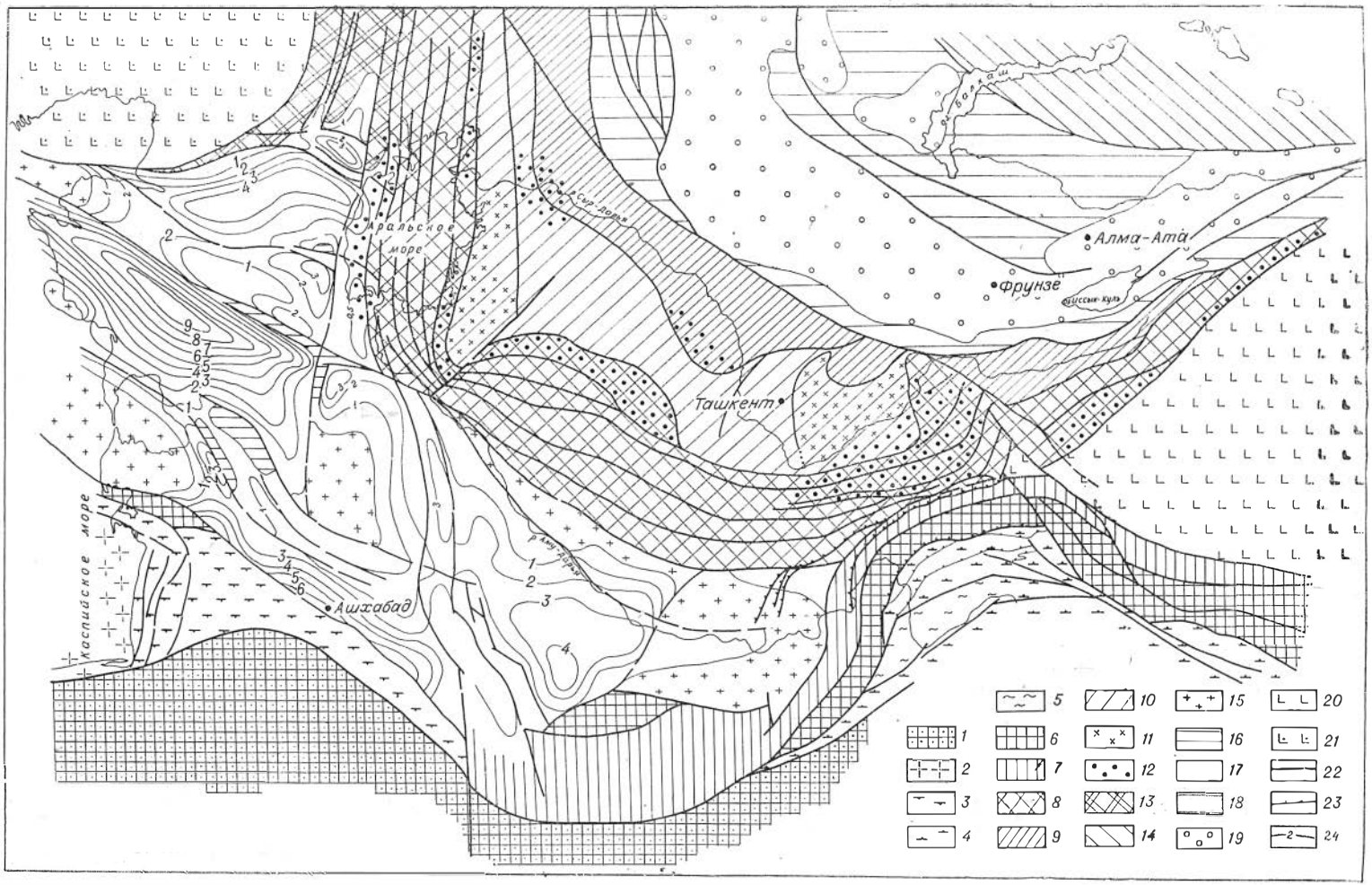
Дейтероорогенная эпикаледонская область Северного Тянь-Шаня и Центрального Казахстана

Пермский этап завершает развитие эпикаледонских наложенных впадин, вытягивающихся широкой полосой вдоль варисских сооружений Урала и Срединного Тянь-Шаня. Заложившись на каледонском складчатом основании, они испытали огромные по масштабам погружения (более 5000 м — Дитмар, 1966). Первоначально, в среднем палеозое была сформирована единая система Тенизско-Чуйских депрессий, позднее, в позднем карбоне и перми распавшихся на две области — Тенизскую и Чу-Сарысуйскую. Их позднепермское развитие было предопределено характером вертикальных тектонических движений, созвучных движениям поздних варисцид Тянь-Шаня. К началу перми на территории Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня обособились Тенизская, Сарысуйская и Чуйская впадины, которые по мере роста протоорогенных структур Срединного Тянь-Шаня и Урала сокращались по площади и смещались к северу. Их внутренняя структура дополнительно усложнялась (Дитмар, 1966). Общее воздымание сводов не только выводило из седиментации бортовые и внутренние участки депрессий, а также ранее существовавшие мульды (Карагандинская и др.), но и сопровождалось новым дроблением, с которым связаны поздние порфировые формации, следы гидротермальной проработки и другие изменения.

Дейтероорогенная поздневарисская область Турана

Большая часть позднепалеозойских дейтероорогенных структур скрыта в недрах Туранской плиты, и только некоторые из них обнажаются в горном Мангышлаке, Туаркыре и юго-западных отрогах Гиссарского хребта.

Региональные геофизические работы позволили оконтурить позднепермские — раннетриасовые отложения и в первом приближении определить их мощность. Они заполняют погружения Северного, Центрального и Южного Устюрта, Заунгузский прогиб, Хива-Мургабскую впадину.


Каспийское море
Аральское море
р. Сыр-Дарья
р. Аму-Дарья
Ташкент
Ашхабад
Фрунзе
Алма-Ата
оз. Иссык-Куль
оз. Балхаш
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24

Установлены они к югу от Центрально-Каракумского свода. В центральных частях впадин мощность пермо-триаса достигает 5 км и более.

Нижняя граница отложений четко прослеживается при сейсморазведочных работах как преломляющая поверхность с граничными скоростями 5600—6000 м/с, верхняя — фиксируется преломляющей поверхностью с граничными скоростями 4900—5200 м/с и соответствует, по данным бурения, эрозионной поверхности верхнепалеозойско-триасовых образований. Поверхность четко фиксируется в районах, где из разреза выпадают рэт-лейасовые отложения. В районе развития рэт-лейаса она выражена слабо или не улавливается. Можно предполагать здесь стратиграфически непрерывный разрез от верхнего палеозоя до юры. Распространение отложений верхнего палеозоя — триаса контролируется эрозионно-тектоническим рельефом складчатого основания. Состав отложений изучен недостаточно — мало материала. Они вскрыты единичными скважинами, но полностью не пройдены. Можно лишь сказать, что в их составе преобладают молассовые и вклинивающиеся в них флишевые морские красноцветные и пестроцветные формации; встречаются следы наземного и подводного вулканизма.

Заполняя грабенообразные прогибы, отложения часто выплескиваются за их пределы, перекрывая сравнительно мощным чехлом пограничные участки поднятий. В наиболее приподнятых зонах пермо-триас отсутствует. Эти и другие признаки сближают его накопление с более поздними осадочными образованиями чехла Туранской плиты.

Структурно-морфологическое оформление области Турана контролировалось рядом факторов — соседством с линейными сооружениями орогенного пояса Урало-Тянь-Шаня, степенью консолидации основания и характером граничных разломов. Влияние каждого из них сказалось в конфигурации отдельных блоков и их внутренней неоднородности.

Устюртский блок охватывает территорию Северного Устюрта и включает пограничные участки Аральского моря и южные погружения Западного Урала. В плане он имеет трапециевидную форму и ограничен системой разломов. Исключение составляет северная часть территории, где пермо-триасовая моласса внутригорными прогибами далеко проникает внутрь уральских структур. Строение этого участка особенно сложное.

А. Л. Яншин (1951) в своих ранних работах предполагал отсутствие прямой связи структур Устюрта с Уралом, на сопряжении которых формировался глубокий периклинальный прогиб. Исследования последних лет (Гарецкий, Шрайбман, 1960; Бакиров и др., 1968) не только подтвердили это положение, но и позволили существенно его детализировать. Оказалось, что сопряжение происходит вдоль субширотных разломов, протягивающихся дугой от Южной Эмбы к полуострову Куланды. С южной системой разломов связаны Акуловское, Кызылойское и другие поднятия, где отложения пермо-триаса или отсутствуют, или резко сокращены в мощности. Севернее обособляется субширотный периклинальный прогиб,

---

Схема тектонического районирования Средней Азии в позднем палеозое — раннем триасе.

1 — квазиплатформа Северного Ирана — Южного Афганистана; 2 — участки с предполагаемым отсутствием гранитно-метаморфического слоя; 3 — Копетдагская палеоальпийская геосинклиналь; 4 — Памиро-Каракорумская палеоальпийская геосинклиналь; 5 — ядро Юго-Западного Памира; 6—7 — Памиро-Куэньлуньский поздневарисский протоорогенный геосинклинально-складчатый пояс (6 — поднятия, 7 — поздние прогибы); 8—12 — Урало-Тяньшаньский поздневарисский протоорогенный геосинклинально-складчатый пояс (8 — Южный Тянь-Шань и его аналоги на Урале, 9 — Каратау-Нарынская зона, 10 — Курамино-Ферганская зона, 11 — ядра гранитизации, 12 — поздние молассовые прогибы); 13 — Западно-Уральский поздневарисский протоорогенный геосинклинально-складчатый пояс; 14 — Джунгаро-Балхашская варисская протоорогенная геосинклинально-складчатая зона; 15—17 — Туранская поздневарисская дейтероорогенная область (15 — сводовые поднятия, 16 — линейные поднятия, 17 — дейтероорогенные прогибы); 18—19 — Центрально-Казахстанская эпикаледонская дейтероорогенная область (18 — сводовые поднятия, 19 — дейтероорогенные прогибы); 20 — Таримский платформенный массив; 21 — Русская платформа; 22 — основные разломы, влиявшие на осадконакопление; 23 — основные надвиги; 24 — линии равных мощностей, м (по геофизическим данным).

выполненный трехкилометровой молассой. К нему кулисообразно примыкают меридиональные структуры Урала — Челкарский и Чушкакульский прогибы.

Остальная территория Устюрта была областью дифференцированного погружения. Фокусы главного прогибания тяготели к различным разломам Северного Устюрта (Самский прогиб — 4 км) и сходящимся широтным и меридиональным разломам на юго-западе (Барсакельмесский прогиб — 3 км). Основные поднятия — Бузачинское, Байтерек-Теренькудукское и другие также связаны с крупными нарушениями.

С юга Устюртский блок ограничен крупным разломом, протягивающимся от Манычских дислокаций через Мангышлак и далее на восток вдоль Южно-Тяньшаньских структур (Успенская, 1961). Вдоль него ориентирован крупный грабен Средней Азии — Южно-Устюртский, мощность пермо-триасовых накоплений которого составляет более 9 км.

Структурный план территории Кара-Богаз-Гола и Центральных Каракумов определялся конфигурацией одноименных приподнятых блоков, в сводах которых пермо-триас отсутствует.

Вдоль разломов, косо рассекающих систему Карабогаз-Каракумских блоков, ориентированы линейно вытянутые сопряженные поднятия и прогибы (Туаркыр и др.). На севере они примыкали к Южно-Устюртским погружениям, а на юге переходили в систему тектонических ступеней Южно-Каракумской моноклинали и Предкопетдагского прогиба.

Обширное погружение обособилось на юге Средней Азии. Его формирование предопределено жизнью разломов, сопровождающих Урало-Оманский линеамент (Хива-Мургабский прогиб). С востока к нему примыкал огромный овал проседания (более 4 км мощности), ограниченный Амударьинским и Предгиссарским разломами.

На большей части Чарджоуской ступени пермо-триасовые отложения неизвестны. Однако можно полагать, что ее также следует относить к дейтероорогенным структурам, геосинклинальное развитие которых закончилось ранее, в карбоне, что подтверждается их сходством с юго-западными отрогами Гиссарского хребта. Отдельные пятна эффузивных позднепермских покровов надежно коррелируют с аналогичными покровами Центрально-Каракумского свода и отдельными прослоями эффузивов внутри пермо-триасовой молассы.

Аналогичное структурное положение занимает Афгано-Таджикский блок, включающий одноименную новейшую впадину, а также сооружения Юго-Западного Гиссара и Андхой-Шибарганского поднятия в Северном Афганистане. Он характеризовался ранней консолидацией основания и оказался перекрытым молассой только на отдельных участках (ханакинская свита). К сожалению, материалов далеко не достаточно для того, чтобы в деталях обрисовать контуры обрушения. Однако несомненно положение системы грабенов вдоль границы с Южным Тянь-Шанем (южные склоны гор Мечетли). Не исключено, что аналогичные структуры располагаются вдоль Амударьи.

В литературе неоднократно высказывалось мнение о том, что пермотриасовый этап является не только самостоятельным в тектоническом смысле, но и знаменует особую стадию развития земной коры, равнозначную геосинклинальной и платформенной стадиям (Мирчинк и др., 1962; Варенцов, Дитмар, 1970). Скорее она соответствует постгеосинклинальной (по В. И. Попову, 1966) или дейтероорогенной (по К. В. Боголепову, 1968) стадии сопровождающих ее структур.

К числу главных признаков таких структур следует отнести раннее завершение геосинклинальной складчатости и синорогенного магматизма, значительную эрозию складчатых сооружений, отсутствие линейной складчатости, преобладание глыбовых и глыбово-складчатых дислокаций, несоответствие структурного плана основания плану перекрывающих

моласс, постседиментационные изменения пород, не выходящие за пределы катагенеза и раннего метагенеза.

Важно заметить, что обрушение складчатого основания дейтероорогенных областей Турана совпало по времени с эпигеосинклинальным орогенезом в Урало-Тяньшаньской геосинклинали, сопровождавшимся накоплением линейных моласс, синорогенным магматизмом и т. д. Туранские, как и Казахстанские, дейтероорогены — пример вторичных структур, непосредственно сменивших первичные протоорогенные. Этим они отличаются от Восточнотяньшаньских складчатых сооружений, претерпевших повторное горообразование только в мезозое. Представляется справедливым тезис А. Л. Яншина (1965) о том, что преемственность в развитии структур определяется временем между завершающей геосинклинальной складчатостью и началом платформенного, а по нашему мнению, постгеосинклинального развития. Именно поэтому столь противоречивы мнения исследователей о природе эпикаледонских и эпигерцинских структур Средней Азии и Казахстана. Они вполне обособлены, и их следует рассматривать в качестве самостоятельных тектонических категорий.

Урало-Тяньшаньская протоорогенная поздневарисская геосинклинально-складчатая область

Главной особенностью Урало-Тяньшаньской области наряду с сопряженной геосинклинальной складчатостью в междуядерных зонах, сопровождаемой глубинным магматизмом, согласными разломами и надвигами, усиленным дроблением и гранитизацией ядерных зон, является ее яркое геоморфологическое выражение в виде высокоподнятых горных сооружений. Не случайно поэтому пермо-триасовые молассы занимают скромное место в ее структуре, сосредоточиваясь вдоль линейных узких прогибов по флангам пояса. Обломочный материал лишь частично задерживался в пределах Урало-Тяньшаньских сооружений. Большая его часть выносилась в соседние дейтероорогенные погружения Северного Тянь-Шаня, Казахстана и Турана. Этим объясняются огромная мощность постгеосинклинальных молассовых накоплений, развитых по периферии пояса, и их заметная специализация. Большинство обломочных пермо-триасовых пород несет следы далекой транспортировки.

Памиро-Куэньлуньская протоорогенная поздневарисская геосинклинально-складчатая область

Область эта наиболее поздняя среди варисских сооружений и распадается на две зоны — Южную, более древнюю интенсивно складчатую, и Северную, закончившую свое развитие в триасе. Как заметил Ю. Г. Леонов (1970), завершающая складчатость во внешних прогибах Северного Памира и, особенно, Паропамиза и Бандитуркестана проявилась в ослабленной форме и выразилась в общем сокращении седиментационной ванны. Однако эти структуры испытали интенсивную складчатость в предрэтское время, когда происходило заложение дейтероорогенных прогибов.

Остается неясным продолжение структур Северного Памира-Паропамиза к западу. Возможно, их следует искать внутри альпийского Копетдага, где мощности отложений особенно велики. Однако не исключено, что они, упираясь в Урало-Оманский линеамент, к западу не прослеживались. Во всяком случае, на непосредственном продолжении Бандитуркестанских структур к западу от Герата и в Мешхедском выступе складчатое основание перекрывается или геосинклинальными альпийскими, или палеозойскими квазиплатформенными формациями центральноиранского типа (Штеклин, 1966).

С юга, как полагают некоторые исследователи (Штеклин, 1966; Бархатов, 1964; Резвой, 1964; Петрушевский, 1970), располагалась догеосинклинальная квазиплатформа. С северо-востока к ней примыкал пояс Памиро-Каракумской варисской геосинклинали. По мнению В. И. Попова, к ней следует относить и Гималаи Тетиса, прекратившие свое геосинклинальное развитие в связи с варисской складчатостью. Возможно, палеозойская геосинклиналь была заложена вдоль альпийских сооружений Белуджистана.

Таким образом, Средняя Азия в перми и раннем триасе состояла из тектонически разрозненных областей, соответствующих разным стадиям развития земной коры. Независимо от этого, за редким исключением (Гималаи, Каракорум и, возможно, Белуджистан), к середине триаса вся территория оказалась приподнятой и относительно снивелированной. Среднетриасовый перерыв в осадконакоплении знаменовал собой зарождение качественно иных категорий структур, отвечающих более высоким ступеням эволюции земной коры. Предрэтская складчатость и последующее обрушение привели к образованию как новых дейтероорогенов, так и новых альпийских геосинклиналей. Сомнительно, чтобы все эти процессы создали эпигерцинскую платформу Средней Азии.

МЕЗОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Мезозойская структура Средней Азии в значительной степени унаследовала черты зональности складчатого основания и перекрывающих его домезозойских орогенных образований.

Преемственность прослеживается не только в крупных регионах (Тянь-Шань, Памир, Кара-Богаз-Гол и Каракумский своды, Североустюртская и Южноустюртская впадины), но и в локальных структурах (Попов, 1938; Шульц, 1948; Яншин, 1953, Гарецкий и др., 1963). Ориентировка структурно-формационных зон складчатого основания и разделяющих их длительно развивавшихся глубинных и глубоких разломов определила и контролировала конфигурацию мезозойских тектонических форм, особенно на раннем этапе их развития (Петрушевский, 1955).

Тектоническая принадлежность, а следовательно, структурно-формационное расчленение и периодизация тектонического развития трактуются по-разному. Одни исследователи рассматривают верхнюю пермь, триас, юру и мел в составе чехла платформы (Дикенштейн, Кравченко, 1970), другие полагают, что нижние горизонты мезозоя, а на востоке страны и меловые формации, отвечают вполне самостоятельной переходной и постгеосинклинальной стадии, равнозначной платформенной и постплатформенной стадиям (Крылов, Летавин, 1966). Существуют и другие точки зрения.

Н. С. Шатский (1963), А. Л. Яншин (1965, 1966), Р. Г. Гарецкий (1963) и многие другие выделяют пермо-триасовый, триасово-нижнеюрский и среднеюрско-нижнемиоценовый структурные ярусы. Г. Х. Дикенштейн и К. Н. Кравченко (1970) различают нижний и верхний структурный комплекс платформенного чехла, подразделяющийся на пермо-триасовый, юрский, мел-среднепалеогеновый и олигоцен-антропогеновый этажи. А. Г. Бабаев (1966) считает, что формирование осадочного чехла платформы происходило в течение тихоокеанского (киммерийского) юрского и альпийского мел-палеогенового циклов развития, распадающихся на самостоятельные этапы и подэтапы.

В. И. Попов (1938, 1964, 1966) отмечает, что неоднократная смена горообразовательных и равнинообразовательных режимов выражается в обособлении сменяющих друг друга ритмокомплексов, отвечающих

различным стадиям развития земной коры. Например, в осадочном покрове Средней Азии в различных ее областях обособляются постгеосинклинальные рэт-валанжинский и готерив-маастрихтский и платформенный дат-палеогеновый ритмокомплексы.

Можно привести и другие примеры периодизации. Они хотя и противоречивы, но свидетельствуют в пользу определенной направленности и синхронности тектонических движений на обширных территориях Средней Азии, несмотря на то, что смена тектонических режимов в различных областях происходила неодновременно и зачастую носила ступенчатый характер.

Определенная направленность и общий темп тектонических движений в пределах различных структур, находящихся на разных стадиях развития, подчеркиваются обособлением в разрезах формационных ритмокомплексов, отделенных друг от друга поверхностями перерывов и несогласий. «Такие пограничные несогласия протягиваются через ряд смежных орогенных поясов, сопряженных друг с другом в своем развитии» (Попов, 1966). Так, в пределах каледонского Тянь-Шаня и Казахстана перерыв между нижним и верхним триасом прослеживается повсеместно. Он устанавливается на Урале, в Тянь-Шане и Северном Памире, где знаменует завершение протоорогенного режима варисцид. В поясе альпийско-гималайских геосинклиналей он фиксируется внутри комплекса геосинклинальных формаций (Памир, Каракорум) или знаменует заложение на месте квазиплатформенных структур новых альпийских геосинклинальных отрогов (Северный Иран, Юго-Западный Афганистан). Аналогичные закономерности характеризуют и другие переломные этапы развития более молодых ритмокомплексов мела—кайнозоя. Синхронность тектонических движений устанавливается и внутри ритмокомплексов. Столь удивительная коррелятность заставляет искать причины тектонических движений в процессах, происходивших в глубоких недрах земной коры и в мантии и охватывающих как геосинклинальные пояса, так и соседние с ними внегеосинклинальные области. Сейчас вряд ли может быть правильным отнесение новейшего горообразования только за счет орогенных процессов в геосинклинальных поясах, активизировавших соседние с ними участки платформы. Нельзя не согласиться со справедливым замечанием К. В. Боголепова о том, что «понять причины и закономерности тектогенеза, учитывая его глобальную природу, невозможно без рассмотрения соотношений тектонических движений в одновременно развивающихся геоструктурных областях» (Боголепов, 1968). В этом отношении Средняя Азия представляется великолепным объектом.

Взаимосвязь тектонических движений в одновременно развивающихся структурах неоднократно обсуждалась в работах А. П. Карпинского, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, В. Е. Хаина, В. И. Попова, А. Л. Яншина, Ю. А. Косыгина, К. В. Боголепова и многих других. В частности, К. В. Боголепов (1968) для латерального ряда геосинклиналь — область горообразования — плита устанавливает следующие закономерности тектонических движений: 1) погружение геосинклиналей и плит сопровождается общим поднятием дейтероорогенных областей и 2) относительное поднятие геосинклиналей и плит соответствует стабилизации в областях горообразования. Материалы по Средней Азии позволяют существенно дополнить эти положения.

Образование ритмокомплексов происходило в несколько этапов, отражающих контрастность тектонических движений (Попов, 1966), полных комплексов — в пять этапов: ранний, средне-ранний, средний (или осевой), средне-поздний и поздний. Ранний и поздний этапы соответствуют наиболее дифференцированным контрастным тектоническим движениям и сопровождаются накоплением подгорных и межгорных молассовых формаций, тогда как осевые этапы характеризуют равнинообразователь-

ный режим и выражаются обособлением карбонатных и глинистых накоплений. Встречаются неполные ритмокомплексы, в которых отложения крайних этапов недостаточно выражены или отсутствуют.

Позднетриас-юрский (Каракорумский) формационный ритмокомплекс

Нельзя согласиться с тем, что различия в структуре и орографии отдельных областей Средней Азии являются «следствием тектонических процессов предшествующего герцинского этапа развития, оформив ших их структуры, которые к концу юры находили свое явное отражение в геоморфологии» (Бабаев, 1966, стр. 163). Этому противоречит почти повсеместное отсутствие во внегеосинклинальных областях Средней Азии среднетриасовых слоев. Практически везде перерывы сопровождаются резко выраженным несогласием, прослеживаемым в основании Каракорумского ритмокомплекса независимо от того, залегает ли он непосредственно на складчатом геосинклинальном основании или на постгеосинклинальных накоплениях пермо-триаса. Вдоль поверхности несогласия широко развиты коры гумидного латеритного и каолинового выветривания. К приконтактовым участкам триаса — нижней юры тяготеют залежи бокситовых пород и бокситов. В ряде мест Средней Азии вверх по разрезу отмечается погрубение материала, появляются пачки песчано-гравийных и конгломератовых пород, в том же направлении увеличивается степень полимиктовости терригенных компонентов, а в глинах все большую роль играют гидрослюды. Все это — наглядное доказательство самостоятельности рэт-юрского этапа, подтверждающее высокую активность тектонических движений.

Каракорумский ритмокомплекс во внегеосинклинальных областях представлен тремя типами разрезов: афгано-таджикским, туранским и тяньшаньским, каждый из которых объединяет области с общими особенностями геологического развития (Троицкий, 1967).

Разрезы афгано-таджикского типа имеют ярко выраженное четырехчленное строение — терригенные сероцветные, карбонатные, галогенные и терригенные красноцветные толщи. Их накопление шло в условиях неуклонно возраставшей во времени аккумуляции. В этом типе разрезов мощности верхней юры значительно превосходят суммарную мощность отложений рэта—средней юры.

Разрезы туранского типа характеризуются мелкозернистым терригенно-глинистым составом формации. Отсутствие резкой дифференциации осадков внутри ритмотолщ, постепенные фациальные переходы и другие признаки отчетливо выделяют их среди других разрезов Средней Азии. Если на юге Средней Азии интенсивность аккумуляции во времени нарастала, то в разрезах туранского типа наблюдается обратная картина. Широкое развитие перерывов и несогласий как внутри юры, так и по границе ее с мелом сближает запад Средней Азии с Тянь-Шанем.

Разрезы тяньшаньского типа распространены на площади, соответствующей современному Тянь-Шаню, и включают депрессии от Кызылкумов и Гиссарских гор на юге до Казахского мелкосопочника на севере; на крайнем востоке они прослеживаются вплоть до Джунгарии. Неустойчивость режима аккумуляции обусловила разобщенность седиментационных участков, что выразилось в чрезвычайно сложном строении разрезов. Разделение разрезов тяньшаньского типа в достаточной мере условно. Что же касается Тянь-Шаня в целом, то особенности его геологического развития, выраженные строением рэт-юрских формаций, позволяют рассматривать его наряду с геосинклиналью и погружениями юга и запада Средней Азии как один из главнейших тектонических элементов ее территории.

Разрезы различных типов, отражающие особенности развития отдельных мезозойских блоков, несут признаки, указывающие на существование нескольких переломных этапов, прослеживающихся по всей территории (см. приложение* 1). Это позволяет не только коррелировать разнофациальные толщи, но и обосновать вертикальные и латеральные ряды формаций. Этапы рельефо-, а следовательно, и структурообразования выражены ритмосвитами; каждая из них отделяется от подстилающих и кроющих отложений поверхностями перерывов (несогласий) или резкой сменой условий осадконакопления.

I. Отложения верхнего триаса — нижней юры (санджарская ритмосвита) базальные и соответствуют первому этапу рельефообразования. Он выразился формированием двух депрессионных форм рельефа — глубоких грабенообразных прогибов (Каратауский, Чатыркульский, Яркенд-Ферганский, Дарваз-Заалайский, Паропамизский, Кимирекский, Чушкакульский и др.) и мелких относительно плоских эрозионно-тектонических впадин (Приташкентский район, Северная Фергана, юго-западные отроги Гиссарского хребта, Туаркыр, Мангышлак и др.). Их заполнение завершалось в условиях малой энергии рельефа при четко выраженном влиянии процессов гумидного литогенеза.

Соответственно выделяются два типовых разреза санджарской ритмосвиты. Первый характеризует линейно вытянутые грабенообразные прогибы, возникшие в результате обрушения складчатого основания, вдоль рассекающих его разломов. В большинстве случаев они имеют несимметричную форму односторонних грабенов и, реже, ограничены разрывами вдоль обоих крыльев.

В Северном Тянь-Шане трассируются Зайсанская, Урумчинская, Турфанская, Алакольская и Иссыккульская впадины. Вдоль Каратауского разлома и линии В. А. Николаева вытягиваются Леонтьевская, Аркитская и Кавакская. Система впадин приурочена к пограничным участкам подзон Южного Тянь-Шаня. Это Кучарский и Чагыркульский прогибы, Зарафшанская и некоторые другие впадины. Вдоль внешних поднятий Куэньлуня, Северного Памира и Бандитуркестана обособляются соответствующие погружения. Аналогичное положение занимают грабены Урала и Тургая (Челябинский, Орский, Чушкакульский и др.). В недрах Туранской плиты скрыты Большебалхашский, Султансанджарский, Кимирекский прогибы. Допускается существование таких же прогибов вдоль фокусов максимального погружения — Хива-Мургабской, Самской и некоторых других зон в пределах Туранской плиты. Однако это предположение может не подтвердиться, так как в этих областях мощные накопления постгеосинклинального пермо-триаса гасили сколовые деформации складчатого основания. В результате здесь вряд ли могли возникать грабенообразные структуры, скорее это были впадины типа синеклиз **.

Предположение о широком распространении в Южно-Мангышлакском прогибе и Барсакельмесской впадине верхнетриасовых и нижнеюрских отложений чушкакульской свиты бурением не подтвердилось. Оказалось, что отложения развиты спорадически и имеют умеренную мощность.

В строении разрезов грабенообразных прогибов намечаются следующие закономерности. Нижняя их часть обычно заполнена несортированными, часто грубообломочными отложениями подгорных конусов выноса. Выше по разрезу и иногда по оси погружения они сменяются аллювиально-равнинными обломочно-глинистыми или озерными алевропелито-

* Иллюстрации большого размера даны отдельным приложением к сборнику.

** Подобный тип разреза может быть характерным для центральных частей наиболее глубоких впадин Туранской плиты, и его следует выделять как вполне самостоятельный.

выми образованиями с углями и сидеритами. Коры выветривания и бокситовые залежи встречаются спорадически в основании толщи и оказываются значительно эродированными в ходе последующей рэт-юрской седиментации. Заполнение впадин завершилось под влиянием интенсивного погружения их ложа (до 1000 м). В отдельных участках (Заалай, Паропамиз) вдоль ограничивающих разломов формировались эффузивные покровы.

Второй тип разреза имеет более широкое распространение и характеризует сравнительно плоские эрозионно-тектонические мульды. Мощность отложений не превышает первой сотни метров. Морфология седиментационных ванн контролировалась главным образом формами остаточного эрозионного рельефа, отдельные уступы которого были осложнены небольшими разломами. Отложения этого типа встречаются в Южной и Северной Фергане (Ташкумыр, Алдыяр, Кизылкия, Шураб), Туркестано-Алайской области (Ходжекелян, Дарауткурган, Зидды), юго-западных отрогах Гиссарского хребта (Шураб, Кайрак, Кугитанг, Вуары), Туаркыре, Мангышлаке. Они вскрываются сетью скважин на Каракумском своде, в Бухаро-Хивинской области, в Южно-Мангышлакском прогибе и Барсакельмесской впадине.

Разрез представлен остаточным элювиальным покровом, бокситовыми, терригенными и глинистыми породами с одним или двумя пластами угля. На ранней стадии заполнения эрозионных впадин преобладали процессы корообразования и бокситонакопления в водораздельно-элювиальном, карстовом, склоновом и подножковеерном фациальных поясах. Широкое развитие получали приконусные озера. Ленты русловых образований вложены в овражную сеть. В связи с нивелировкой рельефа бокситонакопление в ряде мест сменилось угленакоплением. Горизонты заболачивания являются маркирующими и подчеркивают эрозионный характер рельефа.

Нетрудно понять, что санджарская ритмосвита представляет собой самостоятельный этап развития. Внутри него в зависимости от местных условий наблюдается более дробная ритмичность — следы перерывов и размывов, выпадение отдельных горизонтов и т. д., но они никоим образом не нарушают общего хода седиментации от корообразования через бокситонакопление к общему заболачиванию. Поэтому выделяемые ранее местные свиты — санджарская в ее прежнем понимании, шаргуньская, коккалинская, календинская, кокктинская, туюкская и др. («Решения совещания . . .», 1959), в представлении автора, связаны друг с другом скорее фациально, чем хроностратиграфически. Их возрастное скольжение должно быть ограничено временем первого этапа рельефообразования — от позднего триаса до ранней юры включительно. Этому не противоречит и состав флоры, обнаруженной в ряде мест Средней Азии (Вахрамеев, 1969).

Особенности тектонического развития наиболее полно раскрываются при анализе латерального ряда формаций: наземная перерывная — молассовая — центральноозерная терригенно-глинистая.

Наземная перерывная гумидная формация представлена остатками сохранившихся от эрозии водораздельно-элювиальных и карстовых отложений, сопровождающихся продуктами их разрушения и недалекого переноса. Намечаются два типа элювиальных покровов: красноцветный (латеритный) и обеленный (каолиновый). О широком развитии перерывных формаций свидетельствуют продукты их переотложения в вышележащих толщах триаса — средней юры (бокситы, каолины, кварцево-кремнистые терригенные породы и т. д.).

Молассовая формация является базальной в составе ритмокомплекса и слагается сопряженными накоплениями подгорновеерного и равнинно-долинного фациальных поясов — терригенных гравийно-галечных, ва-

лунных щебневых, песчано-алевролитовых и глинистых пород с бокситами, углями и сидеритами. Формация имеет форму макролинз, к основанию которых обычно приурочены прерывистые тела бокситоносных отложений (до 50—80 м), состоящие из продуктов недалекого переноса палеозойских пород и коры выветривания — брекчий (аргиллитов) и бокситов. Все они тяготеют к бортовым частям впадин и выполняют местные понижения на структурных водоразделах. Выше со следами размыва залегают терригенно-глинистые угленосные образования, которые иногда полностью выполняют прогибы и впадины.

Заполнение впадин в зависимости от местных условий происходило по-разному. В случае преобладания одностороннего сноса моласса приобретала несимметричное строение (Яркенд-Ферганский, Предкуэньлуньский, Заалайский, Преддарвазский, Кимирекский, Каратауский и др. прогибы), а наиболее грубые отложения тяготели к ограничивающему их уступу. Внутригорные прогибы имели двустороннее питание, и поэтому для них характерна симметрия (Сулюкта, Шураб, Назарайлок, Фан-Ягноб, Кичикалай и др.). Наконец, намечается третья разновидность формаций. Они приурочены к крупным прогибам, расположенным внутри Туранской плиты (Самский, Хива-Мургабский и др.). Их морфология довольно проста, а в составе отложений преобладает более тонкий алеврито-глинистый материал.

Обособление грубых моласс в пределах Урало-Тяньшаньского и Памиро-Куэньлуньского сводовых поднятий и более сортированных на Туранской плите дает основание разделить их на два типа формаций — тяньшаньский и туранский. Вполне самостоятельны бокситоносные субформации.

Центральноозерные терригенно-глинистые формации представлены алеврито-глинистыми отложениями озерных фаций и тяготеют к центральным частям прогибов. В санджарской ритмосвите они еще не получают широкого распространения и поэтому образуют сравнительно маломощные пачки (10—20 м), по периферии замещающиеся молассой (Фан-Ягноб, Иссыккуль, Кавак, Аркит, Чушкакуль и др.).

Таким образом, главная особенность развития внегеосинклинальных областей Средней Азии в позднем триасе и ранней юре заключается в принципиальном сходстве структуры значительных территорий будущей Туранской плиты и постплатформенного орогена Тянь-Шаня. Тектонический план территории предопределялся рисунком разломов, вдоль которых происходило обрушение складчатого основания. Закладывающиеся прогибы и впадины конседиментационно заполнялись обломочным материалом. В одних случаях прогибание заметно отставало от интенсивности вертикальных движений, и в прилегающих поднятиях формировалась грубообломочная моласса (Алакуль, Кучарский, Яркенд-Ферганский, Предкуэньлуньский и другие прогибы). В других осадконакопление совершилось при почти полной компенсации, и в условиях равнинного рельефа (Чушкакуль и др.) формировались мелкозернистые, существенно глинистые накопления. Изучение разрезов показывает, что контрастность движений была выше в областях современного постплатформенного горообразования Тянь-Шаня, Куэньлуня и Паропамиза и значительно снижалась на западе края, где ведущими оказывались погружения ложа прогибов и впадин.

II. Отложения аалена — нижнего байоса (гурудская ритмосвита) отвечают второму этапу рельефообразования и повсеместно представлены гумидными молассовыми угленосными формациями, сложенными ритмично переслаивающимися пачками подгорновеерных и равнинно-долинных брекчий, конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, алевропелитов, глин, аргиллитов, сидеритов, углей. Из них известны находки *Coniopteris* и других среднеюрских форм. В отложениях преобладают квар-

цево-кремнистые терригенные компоненты, устойчивые акцессорные минералы, глинистое вещество имеет каолинитовый и каолинит-гидрослюдистый состав, отложения характеризуются повышенной угленосностью и сидерито-анкеритоносностью. Эти данные, подкрепленные палеоботаническими наблюдениями, указывают на теплый и влажный гумидный климат. Накопление толщ связано с резкой активизацией тектонических движений, создавших расчлененный низкогорный рельеф. В процессе его нивелировки в разрезах гурудской ритмосвиты во внутригорных и предгорных депрессиях Ферганы, Зеравшана, Заалая-Дарваза, Паропамиза, юго-западных отрогов Гиссарского хребта, Туаркыра, Мангышлака, Южного Предуралья и других мест обособились горизонты грубообломочных терригенных отложений, залегающих с размывом, а иногда и угловым несогласием. В сводах и на склонах поднятий базальные горизонты ритмосвиты могут отсутствовать, и нижележащие отложения перекрываются угленосными накоплениями более высоких частей свиты.

Морфология и внутреннее строение ритмосвиты позволяют различить два типа разрезов.

Первый тип характеризует три области. Одна включает структуры Урало-Тяньшаньского варисского и Северо-Тяньшаньского каледонского складчатых поясов, вторая охватывает полосу прогибов, сопровождающих варисциды Куэньлуня, Северного Памира и Северного Афганистана, третья область представлена разрезами Большого Балхана.

Тектонические движения второго этапа существенно усложнили более древний структурный план Тянь-Шаня. Наряду с существовавшими ранее погружениями произошло заложение новых прогибов. Часть из них — Сулюктинская, Шурабская, Кокянгакская, Назарайлокская, Каравшинская, Ходжакелянская, Южно-Гиссарская, Халкабадская и другие впадины ориентированы согласно простиранию складчатого основания, т. е. принципиально не отличаются от существовавших ранее субширотно ориентированных прогибов. Другой тип впадин, также связанных с разломами, стал развиваться по окраинам и внутри Курамино-Ферганского и, вероятно, Гиссаро-Таджикского, Каракумского и других консолидированных массивов варисцид. К их числу относятся Кельтемашатская, Ленгерская, Ангренская и другие впадины Приташкентского района. Малые грабены известны в центральной части Каракумского свода. Их ориентировка подчиняется мозаичному рисунку складчатого основания.

Разрезы представлены пестрыми по своему фациально-петрографическому составу толщами, трудно коррелируемыми даже в пределах отдельных впадин. Нижняя половина разреза обычно слагается грубообломочными молассами с прослоями валунных и крупногалечных конгломератов. Выше них залегают толщи переслаивающихся песчаников, алевролитов, глин и углей. В отдельных депрессиях преобладают алевролито-глинистые породы, встречаются мощные пласты угля. Общая мощность отложений колеблется от первых десятков до нескольких сотен метров.

Второй тип разреза характеризует области обширных погружений на юге и западе Средней Азии, входящие в состав Туранской плиты. Здесь толща имеет двучленное строение. В основании залегает пачка базальных конгломератов, гравелитов и песчаников мощностью до 50—70 м, выше отмечается ритмичное чередование русловых песчаников с пойменными и озерно-болотными алевролитами, глинами (аргиллитами) и углями, расслоенных на выдержанные равнинно-долинные фациальные пачки. По периферии впадин (юго-западные отроги Гиссарского хребта, Бухарская тектоническая ступень, Каракумский свод, Туаркыр, Мангышлак, Южно-Эмбенское поднятие, Южное Предуралье и др.) отмечается погрубение материала, появляются следы перерывов и размывов не только в основании плиты, но и внутри нее, нередко из разреза выпадают нижние горизонты.

В процессе перекрытия нижележащих толщ области накопления перерывных и бокситоносных отложений оттесняются к периферии впадин Северной и Южной Ферганы, Зеравшана—Алая, внутренних поднятий Туранской плиты. С ростом горных сооружений большая часть их оказывается эродированной.

Туранская угленосная молассовая формация занимает обширные территории погружения юга и запада Средней Азии и по мере приближения к сводам фациально сменяется тяньшаньской грубой молассой.

Центральноозерные формации встречаются спорадически и тяготеют к центру впадин.

Особенности развития Средней Азии в аалене и раннем байосе выразились четким обособлением огромного по своей протяженности сложно построенного Урало-Тяньшаньского сводового поднятия, дугообразного сводового поднятия Северного Памира — Куэньлуня и примыкающих к ним областей и обширных погружений на юге и западе Средней Азии, вошедших в состав Туранской плиты. На фоне общего разрастания сводов отдельные внутренние прогибы выводились из седиментации. В результате в таких впадинах, как Алакольская, Кендерлинская, Иссыккульская, Кавакская, частично Орская, Челябинская и др., захоронились только верхнетриасовые, нижнеюрские и реже аален-байосские (?) отложения. В связи с особенностями развития можно предположить некоторую разновозрастность подошвы ритмосвиты, но она вряд ли будет выходить за пределы тоара — аалена.

III. Отложения верхнего байоса (дегибадамская ритмосвита) соответствуют третьему этапу рельефообразования. Осадконакопление ознаменовалось первой крупной морской трансгрессией, охватившей огромные пространства к югу от Центрально-Устюртского поднятия, Кызылкумов и Тянь-Шаня. Свита сложена чередующимися пачками известковистых и некарбонатных песчаников, алевролитов, глин, аргиллитов с прослоями и линзами известняков и углей. В разрезах депрессионных зон они связаны непрерывным осадконакоплением с подстилающими отложениями; в зонах поднятий отмечаются размывы и перерывы, иногда выраженные угловым несогласием.

Основанием к выделению дегибадамского этапа послужило резкое изменение фациального состава толщ. На юге и западе Средней Азии оно выражено накоплением морских подводнодельтовых, волноприбойных и лагунных отложений с позднебайосскими *Parkinsonia parkinsoni* и *Garantia garantiana*. Трансгрессии, подпружнвавшие дельты рек, предопределили возникновение внутри Тянь-Шаня своеобразного озерного ландшафта (зинданская свита и ее аналоги) и обусловили расцвет пресноводных *Pseudocardinia*, *Arkitella* и др. Одновременно они оттеснили вглубь континента зоны угленакопления (туманьякская и др. свиты). Неустойчивый морской режим способствовал развитию процессов заболачивания в полосе прибрежных фаций (юго-западные отроги Гиссарского хребта, Большой Балхан, Туаркыр, Мангышлак).

Если в морских акваториях климат оставался гумидным, то на континенте стала периодически сказываться засушливость (изменение состава терригенных компонентов и минералов глин, трещины высыхания в Восточной Фергане).

Согласованные фациальные изменения обусловили четкую зональность дегибадамской свиты. С юга на северо-восток прибрежно-морские отложения сменяются равнинноделтовыми аллювиальными и озерными. Достоверность корреляции, помимо данных биостратиграфии, подтверждается литологическим составом отложений. Широко развит карбонатный цемент в песчаниках, появляются прослои и линзы известняков и ракушняков, в глинистом веществе возрастает роль гидрослюды, развивается глауконит. Характерны изменения в составе терригенных мине-

ралов, среди которых видное место занимают неустойчивые при выветривании компоненты, и прежде всего полевые шпаты. В Каратауском грабене и других районах среди терригенных компонентов появляются обломки палеозойских известняков.

Намечаются два ряда формаций: 1) перерывная — молассовая — центральноозерная; 2) перерывная — молассовая — шлировая — морская удаленная пелитовая.

Первый ряд характеризует разрезы сводовых поднятий Урало-Тянь-Шаня и Памиро-Куэньлуня и в общем наследует черты более ранней зональности. Перерывная формация отвечает перерывам, размывам и несогласию в основании свиты и редко сохраняется в виде маломощных (до нескольких метров) гидрослюдисто-каолинитовых кор выветривания. Молассовая формация или полностью заполняет внутригорные депрессии (Сулюкта, Шураб, Назарайлок, южный склон Мечетли и др.), или облекает борта прогибов, в центре которых замещается центральноозерной формацией. Насыщенность молассы грубообломочным материалом неравномерная. Он сосредоточен в нижней части в виде пачек базальных галечно-песчаных слоев. Выше ритмично чередуются русловые, пойменные и старично-болотные накопления.

Второй ряд формаций распространен на территории Туранской плиты. В местах, где она примыкает к расчлененным поднятиям сводов, вырисовываются полосы и овалы грубой молассы (юго-западные отроги Гиссарского хребта, западная часть Бухаро-Хивинской области, Заунгузские Каракумы и т. д.), которая к центру сменяется ритмично переслаивающимися пачками аллювиально-равнинных накоплений (юг Бухаро-Хивинской области, Северный Устюрт, частично Мангышлак и Туаркыр). Обширные опускания и сопровождающая их трансгрессия обусловили формирование на юге и западе Средней Азии шлировой формации. Она представляет собой сложное сочетание подводнодельтовых, волноприбойных и лагунных образований, обособляющихся к центральной части впадин в компактное геологическое тело. В зоне сочленения с молассовыми отложениями наблюдаются сложные взаимопереходы, обусловленные неоднократной сменой трансгрессий и регрессий моря. Удаленная морская пелитовая формация слагает разрезы Большого Балхана.

Характером формаций подчеркивается внутренняя структурная неоднородность территории. Обращает на себя внимание сокращение контуров грубой тяньшаньской молассы, перекрытие ее молассовыми отложениями туранского типа и замещение последних морскими накоплениями.

В центральных частях впадин Туранской плиты дегибадамская свита связана постепенным переходом с подстилающими отложениями. По бортам погружений и в сводах структур наблюдаются перерывы и несогласия (Туаркыр, Мангышлак, Бухаро-Хивинская область, юго-западные отроги Гиссарского хребта). Однако эти местные изменения не нарушают общей картины трансгрессивного залегания отложений на более древних горизонтах. Например, в Яккобагских горах и Бухаро-Хивинской области известны участки, где верхний морской байос срезает нижний байос и аален и ложится непосредственно на отложения юры и палеозоя. Сопоставление структурных планов показывает, что в дегибадамское время рост структур замедлился. Отложения дегибадамской свиты как бы нивелировали перекрытые ими более сложно дифференцированные поднятия и впадины. Регрессия моря в конце байоса, вызвавшая появление лагунных и прибрежных отложений с углями, указывает на поднятия, охватившие большую часть Туранской плиты.

Урало-Тяньшаньский свод унаследовал черты ранней зональности. Размеры впадин несколько расширились, снизилась степень их дифференцированности. Продолжавшееся поднятие отдельных блоков выводило из седиментации некоторые из приразломных прогибов. Замкнулись Ис-

сыккульская, Кавакская, Джамандаванская и другие впадины. В поднятие был вовлечен восточный борт Яркенд-Ферганского прогиба. В результате его ось сместилась к западу, а прогиб перекрыл складчатое основание. Аналогичное отмечается и в Нуратино-Алайской зоне, где в процессе разрастания поднятий расположенные внутри них прогибы также вовлекались в общее воздымание (Сулюкта, Каравшин, возможно Назарайлок, Дарауткурган и др.).

Интенсивно погружалось ложе впадин, примыкавших к поясу геосинклиналей.

IV. Отложения бата — нижнего келловея (байсунская и кафаклинская ритмосвиты) наиболее полно представлены в разрезах Туранской плиты. Их аналоги в Урало-Тяньшаньском своде выделяются условно.

Байсунская ритмосвита развита на юге Средней Азии (в пределах распространения афгано-таджикского типа разрезов) и наиболее полно представлена в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и Бухаро-Хивинской области, где она имеет трехчленное строение. В основании со следами размывов залегает пачка песчаников, расслоенных алевролитами и известняками подводной дельты и волноприбойного фациального пояса (тангидувальские слои). Выше обособляется пачка алеврито-карбонатных волноприбойных и более удаленных морских образований (саукбулакские слои). Венчается разрез аргиллито-карбонатными отложениями прибрежных и удаленных зон моря (захарлинские слои) с пластами волноприбойных оолитовых известняков и карбонатных песчаников. Изучение многих сотен разрезов показывает, что свита в сводах унаследованных внутренних поднятий и по периферии седиментационной области разными своими горизонтами перекрывает подстилающие отложения вплоть до санджарской свиты. При этом максимальное распространение получают захарлинские слои нижнего келловея. Исчезновение нижележащих слоев обусловлено как седиментационным выклиниванием, так и эпигенетическим их размывом. Общая мощность свиты не превышает 100—150 м.

Кафаклинская ритмосвита распространена в пределах туранского типа разрезов. Ее строение наиболее полно раскрывается в Туаркыре, Заунгузских Каракумах и Мангышлаке. В большинстве мест свита залегает с размывом, реже несогласно, на подстилающих отложениях с пачкой русловых, дельтовых или волноприбойных песчаников в основании. Последние распространены повсеместно, сингенетично выклиниваясь в сводах поднятий. Верхняя половина свиты сложена существенно глинистыми морскими удаленными, лагунными и озерными отложениями. Стратиграфический объем кафаклинской ритмосвиты в поднятиях не выходит за пределы бата. Она перекрывается или средним-верхним келловеем, или нерасчлененным келловеем. Мощность свиты 30—50 м. В депрессионных зонах глинистые отложения кафаклинской свиты связаны постепенным переходом с нижним келловеем.

Сопоставление разрезов байсунской и кафаклинской ритмосвит показывает, что их формирование отвечает единому этапу рельефообразования, начавшемуся в байосе и завершившемуся в раннем келловее.

Внутри континентального Тянь-Шаня в это время формировались пестроцветные толщи. Они известны в Шурабской и Наукатской впадинах и погружениях к северу от Южно-Ферганского разлома, а также в центральных частях впадин в Ташкумыре, Караунгуре, Кокянгаке и др.

В бат-нижнекелловейское время завершается этап постепенно затухающих резко дифференцированных движений, предшествующих эпохе позднеюрской стабилизации. Не случайно поэтому состав пород формаций существенно глинисто-мергелистый и прослеживаются они на больших территориях.

На юге Средней Азии в пределах Афгано-Таджикского блока ряд формаций представлен морской удаленной пелитовой и сменяющей ее по

периферии шлировой. Моласса развита лишь на крайнем востоке, где сближаются Урало-Тяньшаньский и Памиро-Куэньлуньский сводовые поднятия. На западе в границах Устюртского блока ряд представляет собой сложное сочетание шлировой и центральноозерной формаций, замещающихся по окраинам маломощной молассой. На остальной территории Урало-Тяньшаньского и Памиро-Куэньлуньского поясов в остаточных мульдах формировались молассовая и центральноозерная формации. Как уже отмечалось, распространение формаций контролировалось общим опусканием Афгано-Таджикского блока и поднятием окружавших его дифференцированных сводов. Устюрт занимал промежуточное положение. Площадь распространения отложений уступала площади, занятой подстилающими и кроющими толщами. В связи с перерывами и несогласиями, а также вследствие сингенетичного опускания отложений в ряде мест Туаркыра и Мангышлака наблюдаются следы образования кор выветривания, развивавшихся по формациям дегибадамского и даже гурудского этапов.

Промежуточное положение бат-нижнекелловейского этапа подчеркивается также переходным характером климата — от ярко выраженного гумидного в ранней-средней юре к аридному в поздней юре. Появляется пестроцветная окраска пород, но еще не прекращается угленакопление (Туаркыр, Мангышлак).

V. Отложения келловея — оксфорда представлены кугитангской, чагабулакской и карабастауской ритмосвитами.

Кугитангская ритмосвита (средний келловей — оксфорд) распространена только в пределах афгано-таджикского типа разрезов. Она сложена мощными (до 500—700 м) слоями пород карбонатных прибрежных, рифогенных и удаленных формаций, расслоенных по периферии депрессии пачками лагунных сульфатно-карбонатных, волноприбойных и дельтовых терригенных накоплений. В зонах устойчивого погружения с подстилающими отложениями она связана согласной границей. По периферии впадин и на сводах структур отмечаются перерывы и размывы, выраженные выпадением средне-верхнекелловейских накоплений. Объем перерыва в основании свиты существенно меняется вплоть до ее налегания на верхнетриасовые и нижнеюрские слои. Более дробная стратиграфия толщи затруднена. Однако появление в средней части разреза пачки обломочных дельтовых и волноприбойных пород по окраинам бассейна, оолитовых и других структурных волноприбойных известняков с рифовыми массивами в более удаленных зонах позволяет расчленить свиту на две подсвиты: нижне- и верхнекугитангскую.

Несмотря на все увеличивающиеся темпы погружения впадин, осадконакопление полностью компенсировалось внутренними ресурсами бассейна. Большая часть разреза сложена карбонатными породами, минеральные примеси в которых составляют не более 5—7%.

Только по периферии появляются прослои и линзы обломочных и других пород.

Неповторимое в истории Средней Азии накопление карбонатных толщ нашло свое отражение в составе комплекса карбонатных формаций. Из них наибольшее распространение получила морская удаленная карбонатная формация, выполняющая центральные части Афгано-Таджикской, Среднеамударьинской и Мургабской впадин, где увеличивается объем пелитовой составляющей в известняках и появляются прослои мергельных пород. По периферии она сменяется мелководной прибрежной карбонатной формацией, расслаивающейся на самостоятельные субформации—известняковую, доломитовую, рифогенную и др. Непосредственно у ограничивающих водоразделов выделяется шлировая формация, состоящая из сложно построенных тел волноприбойных, дельтовых и лагунных отложений.

Чагабулакская ритмосвита характеризует келловей-оксфордскую часть туранского типа разреза и наиболее полно изучена в Туаркыре, Южно-Мангышлакском прогибе и на Устюрте. Она слагается переслаивающимися пачками зелено-сероцветных, пестроцветных и красноцветных глин, алевропелитов и песчаников с редкими прослоями карбонатов общей мощностью до нескольких сотен метров. Отложения формировались в морских, лагунных и континентальных (озерных и равниннодолинных) условиях. Стратиграфический объем свиты непостоянен; в зонах положительных структур выпадают отдельные горизонты как снизу, так и сверху. По условиям образования их следует объединять в аридные шлировую, озерную и молассовую формации.

Карабастауская ритмосвита распространена в сравнительно плоских остаточных мульдах Сырдарьинской, Каратауской, Ферганской и других впадин континентального Тянь-Шаня и Памиро-Куэньлуня. На подстилающих отложениях от юры вплоть до палеозоя она залегает с перерывом и размывом, иногда сопровождаемым угловым несогласием (Казахский Каратау, Ангрен). В разрезах мощностью до 300 м преобладают пестроцветные и красноцветные подножноваерные терригенно-глинистые и сероцветные глинисто-мергельно-доломитовые озерные накопления. Возраст их датируется поздней юрой, вероятнее всего келловеем.

Они образуют несколько сопряженных формаций, вложенных в плоские мульды. Озерная карбонатно-доломитовая формация устанавливается в Казахском Каратау, озерная пелитовая получает более широкое распространение в областях сводовых поднятий, к наиболее приподнятым частям которых тяготеют красноцветные молассы.

Детальное изучение кугитангской, чагабулакской и карабастауской ритмосвит показывает, что их накопление связано с единым этапом рельефообразования. Резкие различия в составе отложений определяются местными особенностями климатических и палеогеоморфологических условий. Области седиментации находились в ярко выраженной аридной климатической зоне (полимиктовость обломочных компонентов, гидрослюдистый, монтмориллонитовый и даже палыгорскитовый состав минералов глин, пестроцветная и красноцветная окраска пород, широкое распространение мощных карбонатов, расслоенных доломитами и сульфатами, состав флоры и т. д.). Однако если на юге Средней Азии накопление мощных, сравнительно «чистых» карбонатов осуществлялось за счет внутренних ресурсов аридного морского бассейна, то на западе осадконакопление шло за счет огромного континентального стока, поставлявшего обломочный материал в аридный Туранский бассейн из соседней гумидной климатической области, располагавшейся в пределах юга Урала, Тургая и Центрального Казахстана. Это стало одной из причин существенного различия в строении афгано-таджикского, туранского и тяньшаньского типов разрезов. Но главные закономерности определялись характером колебательных движений.

Аккумулятивные пространства расширились на юге Средней Азии (Афгано-Таджикская, Среднесырдарьинская и Мургабская впадины), где перекрытым оказалось складчатое основание южной окраины Урало-Тяньшаньского свода (Бухарская тектоническая ступень, южный склон гор Мечетли) и Северо-Афганского выступа.

Одновременно в западной части Средней Азии площадь седиментации сократилась. Верхнеюрские отложения сингенетично отсутствуют в Южном Приаралье и примыкающих к нему районах (Ургенч, Шахт, Султансанджар, Тюямуюн, Мешекли). Их нет и на крайнем юге (Кушка, Герат и др.). Интересно, что области отсутствия отложений совпадают с участками, где сводовые поднятия пересекаются Урало-Оманским линеаментом.

VI. Отложения кимериджа — титона (гаурдакская ритмосвита) формировались в условиях резкой, прогрессирующей аридизации климата,

обусловившей образование чрезвычайно мощных (до 1000 м) карбонатно сульфатных и галогенных толщ. Степень метаморфизма морских вод изменялась не мгновенно, а постепенно в системе полуизолированных солеродных бассейнов. Постепенная потеря связи с океаном выразилась в накоплении в пределах афгано-таджикского типа разреза ритмически построенных пачек с сульфатами в основании и галогенами в верхней части. На западе Средней Азии им соответствуют сульфаты и карбонаты (центральные зоны Ассакеауданского и Южно-Мангышлакского прогибов). Площадь распространения ритмосвиты уступает площади распространения подстилающих толщ и оказывается вложенной в наиболее погружавшиеся части впадин.

Отложения ритмосвиты объединяются в комплекс солеродных (эвапоритовых) формаций, расслаивающихся на самостоятельные формации — оксфорд-кимериджскую карбонатно-сульфатную и кимеридж-титонские сульфатные и полигалогенные, в том числе калиеносные, бессульфатные формации. В связи с сокращением размеров впадин сульфатно-карбонатные образования развиты еще широко и прослеживаются даже на Устюрте (Южно-Мангышлакская и Ассакеауданская впадины), тогда как полигалогенные формации ограничены пределами центральных частей погружающегося Афгано-Таджикского блока.

При накоплении гаурдакской ритмосвиты наиболее ярко проявились особенности позднеюрской тектоники. На юге формировался некомпенсированный окраинный прогиб, заполнявшийся сульфатно-галогенными накоплениями, на западе седиментация осуществлялась в остаточных впадинах. Остальная территория представляла собой слабо дифференцированную сушу.

VII. Отложения титона (карабильская ритмосвита) красноцветные песчано-глинистые, распространены в пределах афгано-таджикского типа разрезов. Они формировались в равнинно-долинных, озерных и морских условиях. В центральных зонах депрессий с подстилающими накоплениями она связана постепенным переходом; в сводах и на склонах структур отмечаются перерывы и размывы. Поверхность несогласия сопровождается пачкой ангидритов и ангидрито-карбонатов, которые большинство исследователей ошибочно относит к гаурдакской свите. На Устюрте им соответствуют карбонаты волжского яруса. Залегающие между последними и поверхностью предваланжинского перерыва пестрые глины сопоставляются нами с нижней глинистой частью карабильской свиты.

Карабильская свита и ее аналоги на раннем этапе формировались в условиях кратковременной морской трансгрессии, совпавшей с волжской трансгрессией на Русскую платформу и охватившей территорию Устюрта (карбонатно-мергельная пачка). На развитие титонской средиземноморской трансгрессии, проникавшей, вероятно, по Предкопетдагскому прогибу, указывает появление морских горизонтов внутри красноцветных отложений карабильской свиты в Мургабской впадине (структуры Байрамали, Майская и др.).

Одновременно с трансгрессией и позднее усилилось поднятие Урало-Тяньшаньского и Памиро-Куэньлуньского сводов. Первым в этот процесс был вовлечен Устюртский блок, а затем уже и периферические области Афгано-Таджикских и Амударьинских погружений. Если на Устюрте это выразилось накоплением в осадочных мульдах маломощных (10—30 м) красноцветных глинисто-алевритовых пород и широким распространением предмеловых перерывов, размывов и несогласий, то в Афгано-Таджикском блоке фиксировалось обособлением по северной окраине молассовой красноцветной грубообломочной формации, расслоенной внутренними перерывами и размывами. Общее воздымание предопределило региональное несогласие между карабильской юрской и альмурадской валанжинской свитами. Развитие формационных рядов было прервано;

на Устюрте ряд представлен волжской карбонатно-мергельной морской и пелитово-алевритовой красноцветной озерной формациями. В Афгано-Таджикском блоке он полнее: перерывная — молассовая красноцветная—озерная пелито-алевритовая красноцветная—шлировая — морская терригенная — морская карбонатная. На остальной территории им соответствует перерыв, выраженный аридными красноцветными корами выветривания (зоны поверхностного окисления).

Накоплением карабильской свиты завершается первая (триас-юрская) эпоха мезозойского тектонического развития внегеосинклинальных областей Средней Азии.

Фактический материал позволяет наметить следующие этапы развития триас-юрских структур Средней Азии.

1. Ранний этап, соответствующий позднему триасу — раннему байосу, разделяется на подэтапы:

а) позднетриас-раннеюрский—заложение качественно новых категорий структур: пояса Альпийско-Каракорумских геосинклиналей, Урало-Тяньшаньского, Памиро-Куэньлуньского, Скифско-Уральского и Каракумо-Таджикского дейтероорогенных глыбово-складчатых поясов;

б) аален-раннебайосский — заложение Туранской плиты и оформление дейтероорогенных Урало-Тяньшаньского и Памиро-Куэньлуньского сложно дифференцированных глыбово-складчатых поясов.

2. Средне-ранний этап (поздний байос — ранний келловей) — структурно-морфологическое оформление Туранской плиты, ослабление дифференцированных движений в Урало-Тяньшаньском и Памиро-Куэньлуньском сводовых поднятиях, интенсивное погружение геосинклинальных прогибов.

3. Средний (осевой) этап (келловей — оксфорд) — стабилизация и выравнивание Урало-Тяньшаньского и, в меньшей степени, Памиро-Куэньлуньского сводовых поднятий, общее погружение Туранской плиты и геосинклинальных прогибов.

4. Средне-поздний этап (кимеридж — ранний титон) — стабилизация Урало-Тяньшаньского и Памиро-Куэньлуньского сводовых поднятий, распад Туранской плиты на Устюртский стабилизированный блок и перикратонное (окраинное) опускание юга Средней Азии, частичное или полное замыкание геосинклинальных прогибов.

5. Поздний этап (титон) — общее недифференцированное поднятие Урало-Тяньшаньского и Памиро-Куэньлуньского сводов, опускание и последующее поднятие Устюртского блока, погружение перикратонных впадин Афгано-Таджикского блока, общее поднятие геосинклинали, сопровождающееся магматизмом, метаморфизмом и складчатостью.

Особенности строения Средней Азии хорошо выражены изменениями фациального и формационного состава разрезов. Особенно хорошо это видно на примере морских отложений. Крайними границами распространения морских горизонтов были в нижней юре Кавказ, Эльбрус, Памир; в байосе — Кугитанг, в бате — восточная часть Бухаро-Хивинской области, южные погружения гор Байсунтау и Сурхантау в Афгано-Таджикской депрессии, в келловее — южные склоны Гиссарских гор, в оксфорде — территория к востоку от г. Душанбе, Заалайский прогиб у государственной границы. Тем самым по изменению очертаний береговых линий устанавливается региональный наклон этой громадной территории к юго-западу, что подтверждается также сосредоточением по периферии главной массы грубообломочных накоплений.

Аналогично развитие трансгрессий на западе Средней Азии. Отсутствие морских слоев нижнего мела в разрезах Сырдарьинской и Приташкентской впадин, Кызылкумских возвышенностей и широкое их развитие во впадинах Устюрта также свидетельствуют в пользу регионального наклона депрессий к западу и юго-западу.

Соотношение площадей аккумуляции и объемов осадков, выполняющих депрессии, указывает еще на одну особенность тектонического развития. В позднем триасе и ранней юре, когда зарождался тектонический рельеф, заполнение впадин происходило весьма интенсивно, особенно в грабенообразных прогибах, но седиментация не выходила за пределы впадин. В средней юре площадь аккумуляции резко расширилась, одновременно увеличилась интенсивность прогибания. В одних участках оно ограничивалось линейными депрессиями (Тянь-Шань), в других захватывало огромные территории. Наконец, в поздней юре юг Средней Азии сохранил тенденцию к погружению и аккумуляция совершалась на фоне все расширяющихся впадин.

В остальных регионах площадь аккумуляции сократилась, а некоторые депрессии полностью замкнулись.

Темпы погружения, если судить по изменению мощностей, были существенно различными. В межгорных впадинах к северу от Кызылкумских возвышенностей, Гиссарских и Алайских гор максимальное погружение приходится на ранне- и среднеюрское время. В поздней юре, как свидетельствуют мощности отложений, скорость прогибания резко замедлилась, а некоторые депрессии замкнулись. В ряде мест верхняя, а иногда и средняя юра сингенетично отсутствуют (Иссыккульская, Кавакская и другие впадины). Темпы погружения в южных областях (Афгано-Таджикская, Амударьинская и Мургабская впадины) в целом нарастали в стратиграфической последовательности. Мощности верхнеюрских образований иногда в 1,5—2,5 раза больше нижне- и среднеюрских отложений, вместе взятых. Территория, заключенная между Аралом и Каспием (Устюрт) и включающая районы Каракумского свода и поднятия Большого Балхана, характеризовалась максимальным прогибанием в средней юре. Накопление триасовых и юрских формаций совершалось в условиях почти полной компенсации, и только в отдельных районах отмечались некоторые отклонения.

Унаследованность в развитии структур региона была блестяще доказана В. И. Поповым (1938), С. С. Шульцем (1948), А. Л. Яншиным (1953, 1965), Б. А. Петрушевским (1955). Позднее она изучалась Ю. В. Станкевичем и В. И. Троицким (1957), В. И. Троицким (1961, 1967), В. А. Копаевым (1962), А. Г. Бабаевым (1966) и многими другими геологами. Конседиментационный характер развития позитивных и негативных форм прослеживается не только в локальных структурах, но и устанавливается в целых депрессиях и даже седиментационных бассейнах (структуры юго-западных отрогов Гиссарского хребта, Бухаро-Хивинской области, Южной и Северной Ферганы, Каракумский свод, Туаркыр, Центрально-Устюртская система поднятий и т. д.).

Примером прямой унаследованности является история развития крупных макротектонических блоков Средней Азии — Тяньшаньского, Афгано-Таджикского и Устюртского. Первый выступает как область общего поднятия, два последних — как области общего регионального опускания; в результате в Тяньшаньском блоке морские горизонты в разрезах юры неизвестны, и, наоборот, они широко представлены в зонах погружений на юге и западе Средней Азии.

Структуры полной инверсии на территории Средней Азии встречаются сравнительно редко. Обычно они охватывают территории, расположенные на границах отдельных блоков и по сопровождающим их глубинным разломам. Наиболее яркий пример таких структур — Султансанджар (Бабаев, 1966), Кимирек (Троицкий, 1967), восточный борт Яркенд-Ферганского прогиба (Зубцов, 1956), Гаурдак (Троицкий, 1967) и др. Появление подобного рода структур связано или с перекатыванием осей складок, или с полным обращением знака движения. Примером инверсии служит замыкание многих позднеюрских депрессий и вовлечение их в

сферу общего поднятия (большинство депрессий Тянь-Шаня, западная часть Заунгузского прогиба — Шахт, Султансанджар, Курганчак, Нурумгур и др.).

Меловой (Гималайский) формационный ритмокомплекс

Большинство исследователей, начиная с Д. В. Наливкина и А. Д. Архангельского, неоднократно указывали, что меловой период представляет собой вполне самостоятельную в историко-геологическом и тектоническом смысле эпоху, ограниченную от предшествовавшей и последующей истории существенными климатическими, фациально-палеогеографическими и тектоническими изменениями, выраженными составом формаций и конструируемых ими структур. Эта самостоятельность подчеркивается резкой активизацией тектонических движений, реализованных в виде несогласий и перерывов между мелом и подстилающими формациями, активным ростом структур. Наконец, она устанавливается по несоответствию структурных планов юры и мела. Развивавшееся вслед за этим на фоне пульсирующих морских трансгрессий опускание было прервано региональным воздыманием Средней Азии, следы которого устанавливаются повсеместно по границе мела и палеогена.

Во внегеосинклинальных областях Средней Азии объем стратиграфического перерыва между юрой и мелом увеличивается с запада и юго-запада на восток и северо-восток, от Туранской плиты вглубь Урало-Тяньшаньского и Памиро-Куэньлуньского сводовых поднятий (см. приложение 2). На Туранской плите разрез меловых отложений наиболее полный. Он начинается слоями неокома, лежащими на разных горизонтах юрской системы и палеозоя. Граничная поверхность представляет собой пример несогласия, устанавливаемого лишь путем детального сопоставления разрезов. По мере продвижения от наиболее полных разрезов центральных частей впадин (Южно-Мангышлакской, Ассакеауданской, Самской, Барсакельмесской, Предкопетдагской, Амударьинской, Афгано-Таджикской и др.) к бортовым зонам отмечается постепенное срезание верхних горизонтов юрской системы. Например, в зоне Бухарской ступени и Каракульского прогиба выпадает сначала верхняя песчано-алевритовая, а затем нижняя — глинистая пачка карабильской свиты. Далее эродируются маломощные аналоги гаурдакской свиты и даже верхние горизонты келловей-оксфордских карбонатных формаций. На Устюрте и в Каракумах слои валанжина залегают на волжских отложениях (Барсакельмес, Ассакеаудан), келловее—оксфорде (Айбугир, Байтерек-Теренькудук, Большой Балхан) и средней юре (Зеагли-Дарваза, Горный Мангышлак, Питняк, Тахт и др.). В отдельных надразломных участках перерыв сопровождается резким угловым несогласием (Горный Мангышлак, Кугусем, Большой Балхан). Аналогичный характер имеет контакт в областях сводовых поднятий. Однако здесь ярче выражены угловые несогласия (Северный Афганистан, Сулюкта, Шураб, Кызылкия, Сарыбатыр, Ангрен) и увеличен стратиграфический объем перерыва.

Меловые формации изучены несравненно полнее, чем подстилающие их юрские образования, благодаря прекрасным обобщениям Акрамходжаева, Бабаева, Ильина, Луппова, Попова, Рухина, Симакова и др. Согласно их представлениям, постепенное расширение областей погружения и поглощения водораздельных пространств выразилось в сопряжении двух главных комплексов формаций — континентальных красноцветных и морских и лагунных терригенно-глинистых, карбонатных и сульфатных.

Процесс вовлечения Туранской плиты в общее погружение выражается все расширяющимися трансгрессиями валанжина, баррема, апта, альба, сеномана, турона, достигшими максимума в маастрихтский век.

Морские отложения постепенно оттесняли на северо-восток области накопления красноцветных моласс. Сочетания различных формаций образуют ряды, отвечающие определенным этапам развития Средней Азии.

Большинство исследователей относят к образованиям первого этапа мелового осадконакопления неоком-аптские отложения. А. Г. Бабаев (1959, 1966) рассматривает их как комплекс молассовых формаций альпийского типа. Действительно, на востоке страны они образуют единое тело грубообломочных континентальных накоплений. Вместе с тем по мере продвижения на запад в них включаются горизонты морских пород валанжина, позднего баррема—апта, и разрез приобретает четкое трехчленное строение. Он прослеживается от Южной Эмбы до Копетдага и устанавливается в обнажениях юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Афгано-Таджикской впадины.

В зоне наибольших погружений, вытягивающейся вдоль Копетдагской геосинклинали, выделяется комплекс морских карбонатных и мергельных формаций валанжина. Нижняя часть разреза слагается двумя пачками мергелей с прослоями и линзами оолитовых известняков. От вышележащих отложений готерива они отделены волноприбойными морскими песчаниками инджеревской свиты. Готерив, представленный породами бахарденской и ханкеризской свит, сменяется оолитовыми, обломочными и детритусовыми известняками нижнего баррема. Последние со следами размыва перекрываются карбонатно-глинистой толщей верхнего баррема и морскими глинами и мергелями апта, переслаивающимися с алевролитами и песчаниками.

К северу полоса карбонатонакопления резко сменяется чередованием континентальных, лагунных и морских отложений, характеризующих разрезы Туранской плиты. Вклинивающиеся в них отдельные карбонатные горизонты обычно не выходят за пределы Кубадага, Большого Балхана и южного склона Каракумского свода. В пограничной зоне (Кубадаг, Большой Балхан) они представлены доломитами, органогенно-обломочными известняками, мергелями, пестрыми глинами, песчаниками и линзами гипсов.

На огромной площади Устюрта и Каракумов разрез неокома начинается пачкой глинистых сероцветных пород, содержащих фауну валанжина. Они протягиваются в Южную Эмбу, Мангышлак и на юге смыкаются с карбонатными формациями Копетдага. В Амударьинской и Афгано-Таджикской впадинах в строении валанжина принимают участие терригенные породы с доломитами, гипсами и даже хлоридами натрия.

Средняя часть разреза сложена красноцветными континентальными породами, выше сменяющимися в центрах впадин лагунными и озерными зелено-красноцветными отложениями готерива — раннего баррема. По периферии бассейнов юга и запада Средней Азии они смыкаются с континентальными накоплениями. Следы регрессии устанавливаются в Южно-Эмбенском районе (пестроцветная свита — Айзештадт, Пинчук, 1961), на Устюрте (чимбайская свита — Поялков и др., 1969), в Туаркыре (кызылтакырская свита — Прозоровский и др., 1961), в Центральных и Северных Каракумах («Типовые разрезы . . .», 1966), юго-западных отрогах Гиссарского хребта (кызылташская свита — Вахрамеев и др., 1936; Симаков, 1952; Попов и др., 1964). Верхняя часть разреза отвечает трансгрессивной серии морских и лагунных, преимущественно терригенных сероцветных накоплений верхнего баррема — апта, доходящих до Южного Приуралья и широким проливом проникающих вдоль юга Средней Азии до Заалайского прогиба и Восточной Ферганы.

На остальной территории происходило накопление внутриконтинентальных толщ — относительно мелкозернистых песчано-глинистых по периферии плиты и грубообломочных внутри сводовых поднятий. Распространение красноцветных моласс ограничено пределами депрессий,

примыкающих к поднятиям Памиро-Куэньлуня, Кокшаала, Гиссаро-Зеравшанских гор и Чаткальского хребта. Такие молассы имеют несимметричное строение, и их с полным основанием следует относить к типу предгорных. В сторону поднятий наряду с общим резким сокращением мощностей и погрублением материала появляются перерывы и размывы (Аркит, Восточно-Ферганский прогиб, Туюнская впадина и др.). В противоположном направлении на сравнительно недалеком удалении от поднятий они сменяются более тонкими ритмично переслоенными пачками аллювиально-равнинных отложений или непосредственно переходят в шлировые накопления. Подобная зональность очень напоминает соотношение позднебайосских формаций.

Изменение мощности и состава формаций неокомских и аптских отложений Туранской плиты происходило в соответствии с тектоническим планом позднеюрской эпохи, тогда как области Урало-Тяньшаньского и Памиро-Куэньлуньского сводовых поднятий испытали заметную трансформацию. С одной стороны, последняя выразилась в поглощении части сводов опусканиями плиты, с другой — сопровождалась заметным смещением ранее существовавших сводов.

Максимальные мощности меловых отложений (до 1500—1700 м) тяготеют к зоне сопряжения Копетдагской геосинклинали и плиты. Они прослеживаются до Бадхызского выступа. К северу от этой полосы разрез сокращается до 0—500 м, обрисовывая контуры Каракумского и Карабогазгольского сводов. Между Карабогаз-Каракумским и Центрально-Устюртским поднятиями выделяется область повышенных мощностей. Однако по сравнению с юрским этапом контрастность структуры выражена слабее. Максимальные мощности не превышают 500—700 м. Унаследованное развитие структур Северного Устюрта выражается в сохранении морфологии Барсакельмесской и Самской впадин. Цепочка структур, протягивающихся от Аламбекского вала через Шорджи-Айбугирский выступ к складкам Акчакая, Койкырлан и др., в неокоме и апте, сохраняя свое положение, дополнительно вовлекается в поднятие, разделяющее Южно-Устюртскую и Амударьинскую системы впадин. Мощность отложений не превышает 300—500 м.

Южная полоса депрессий, включающая Амударьинскую, Афгано-Таджикскую и Мургабскую впадины, на севере ограничена поднятиями Султануздага, Кызылкумов и Гиссарских гор. На крайнем востоке она продолжалась в Заалайский прогиб. Однако в связи с замыканием Предбандитуркестанской системы юрских грабенов и вовлечением их в общее с Северо-Афганским выступом поднятие южный борт седиментации совпал с цепью Андахойских структур, к югу от которых отложения неокома и апта выпадают из разреза. Далее к юго-западу, огибая Бадхызский выступ, прогиб непосредственно сопрягался с поясом Копетдагской геосинклинали. Мощность отложений в центральных частях впадин достигает 800, а возможно, и более метров.

Расширение Туранской плиты выразилось также в заложении крупной Среднесырдарьинской впадины, протягивавшейся от подгорных депрессий Приташкентского района и Чулей вдоль долины Сырдарьи к Аральскому морю. На большей части территории неоком-аптские отложения представлены комплексом существенно красноцветных алевролитов и алевритистых глин с прослоями русловых песчаников. В основании разрезов залегает пачка (до 20 м) базальных песчаников, к бортам переходящих в гравелиты и конгломераты. Общая мощность разрезов не превышает 300—350 м.

Чрезвычайно важным для понимания раннемеловой тектоники представляется изучение впадин, выполненных грубообломочными накоплениями. Они сосредоточены на крайнем востоке территории (Восточная Фергана, Туюнская впадина, Предкуэньлуньский и Заалайский прогибы).

Меловые грубообломочные отложения, известные под названием чангетской серии, в последние годы детально изучены в Фергане Л. Б. Рухиным (1961), А. М. Акрамходжаевым (1960), З. Н. Поярковой (1969), Н. Н. Верзилиным (1963) и др. Неоком-аптская часть серии представляет собой толщу сложно переслаивающихся брекчий, конгломератов и песчаников в нижней части (ходжиабадская свита) и песчаников, алевролитов и глин — в верхней (ходжаосманская свита). Максимальные мощности отложений (до 500 м) тяготеют к полосе погружений, вытягивающихся вдоль Восточно-Ферганского сдвига, и отделены от него зоной замкнувшегося Яркенд-Ферганского прогиба. Их продолжает к юго-востоку цепь Предкуэньлуньских прогибов. На сопряжении Кокшаала и Коктунских гор обособляется Тоюнская депрессия, где мощность красноцветных моласс достигает 250—400 м (Синицын, 1957).

В Заалайском прогибе они образуют единую с альбом толщу и представлены песчано-сланцевыми породами мощностью более 1000 м. Аналогичные, но более грубообломочные песчано-конгломератовые породы мощностью до нескольких сотен метров облекают южный склон Гиссарских гор. К югу и западу они замещаются аллювиальными накоплениями, расслоенными пачками морских отложений валанжина, баррема и апта. Далее роль грубообломочных пород резко падает, и они встречаются лишь в виде маломощного спорадически развитого базального горизонта (до 20—30 м), облекающего выступы складчатого основания и на коротком расстоянии сменяющегося более сортированными равнинными накоплениями. Распространение молассовых толщ подчеркивает конфигурацию наиболее крупных сложно дифференцированных поднятий — Кокшаала, Памиро-Куэньлуня и Гиссара.

Водоразделы, ограничивающие Сырдарьинскую и Амударьинско-Афгано-Таджикскую системы погружений, имели иное геоморфологическое выражение. Вероятно, они представляли собой приподнятое плато, ограниченное системой разломов. Степень дифференциации рельефа плато была несравненно ниже, чем высокоподнятых областей восточной части Тянь-Шаня. Вместе с тем широкое развитие каолиновых кор выветривания, мощных зон окисления сульфидных месторождений и бокситопроявление указывают на глубокий дренаж и свидетельствуют о превышениях в пределах 100—200, а возможно, и более метров. Неоком-аптские и перекрывающие их альбские отложения имеют небольшую мощность (до 20—50 м) и вложены в эрозионные формы рельефа.

Начиная с альба и в позднем мелу территория Средней Азии испытала общее погружение. Постепенная нивелировка рельефа и снижение контрастности движений обусловили чрезвычайную выдержанность разреза и предопределили относительно простой структурный план района.

Средняя Азия была охвачена тремя волнами трансгрессий — альб-сеноманской, туронской и сенонской (маастрихтской), разобщенными этапами относительных поднятий и регрессий. В результате в поперечном сечении формации образовывали сложное зубчатое сопряжение. В центральных частях прогибов разрезы представлены морскими формациями. По периферии они сменяются шлировыми, лагунными и даже континентальными накоплениями, часто разделенными перерывами. Молассовые формации известны только на крайнем востоке. В изменении петрографического состава формаций немаловажную роль играл климат.

Рубеж апта и альба знаменовался импульсом кратковременных поднятий, охвативших огромные территории. За исключением центральных частей депрессий, он выразился региональным наземным или подводным размывом, прослеживающимся от Копетдага, Большого Балхана и Туаркыра через Каракумский свод в Приаралье и Кызылкумы. К поверхности перерыва приурочен горизонт песчаных, гравийных и даже галечных пород, редко встречаются желваки фосфоритов.

В процессе последующего опускания площадь седиментации расширилась главным образом за счет поглощения периферийных поднятий Тянь-Шаня и Курамино-Ферганского свода.

Для областей накопления морских формаций намечается три типовых разреза. Первый характеризует центральные части впадин — Афгано-Таджикской, Амударьинской, Мургабской и западной части Южно-Мангышлакской, где нижняя половина разреза сложена глубоководными морскими глинистыми образованиями, а верхняя — более мелководными, в том числе волноприбойными и лагунными, алеврито-глинистыми отложениями с прослоями песчаников и известняков. Второй, охватывающий территорию Устюрта, Каракумов и протягивающийся в Туаркыр, Большой Балхан и Красноводский полуостров, отличается меньшей специализацией накоплений. Среди них наряду с глинами, заметную роль играли обломочные разности пород. Области накопления находились еще на значительном удалении от питавшей их суши, но вместе с тем характеризовались мелководным режимом седиментации. Наконец, третий тип разреза, полосой охватывающий периферию плиты, объединяет отложения пестрого состава. Встречающиеся здесь различные терригенные породы формировались в полосе сопряжений аллювиальных подгорных выносов с поясом прибрежных фаций. В зависимости от интенсивности континентального стока ширина полосы существенно менялась. Вблизи Кызылкумских и Гиссарских поднятий она не превышала первых десятков километров. На востоке в Афгано-Таджикской впадине вследствие влияния Преддарвазских и Заалайских речных систем континентальные выносы проникали далеко на запад, образуя пачки красноцветных песчано-алевритовых пород.

В процессе пульсирующего погружения менялся характер компенсации. В разрезах первого типа появились известняковые и песчано-алевритовые прослои, второго — обособились ритмично чередующиеся пачки песчано-алевритовых и глинистых пород, разделенные подводными размывами. И, наконец, в разрезах третьего типа морское осадконакопление сменилось прибрежным, в том числе лагунным с сульфатами; по периферии в них вклинивались красноцветные континентальные породы.

Дальнейшую дифференциацию испытали области, расположенные к востоку от Туранской плиты. Среди структурных новообразований следует отметить расширение северного крыла Заалайского прогиба, заложение поперечной Суфикурганской впадины и, наконец, вовлечение в погружение западной части Ферганской котловины. Поднятия, окружавшие эти области, представляли собой в значительной степени расчлененные сооружения. В частности, это подтверждается сосредоточением красноцветных и пестроцветных молассовых конгломератов и песчаников с прослоями алевролитов в Заалайском хребте (до 350 м), на южном склоне Алайского хребта (150—330 м), в поперечном Суфикурганском прогибе (80—270 м), Восточно-Ферганском прогибе (225—420 м) и Северной Фергане (200—250 м). В Центрально-Ферганской впадине грубообломочные красноцветные породы сосредоточены вдоль южного борта (10—50 м). Вглубь депрессии и по вертикали они сменяются озерными глинами с алевролитами, доломитами и известняками мощностью до 100—130 м.

В сеноманском веке региональные закономерности развития полностью сохраняются. Однако сеноманская трансгрессия захватила значительно большую часть территории, перекрыв хребет Петра I, область Заалайского и Алайского хребтов; на севере она продвинулась в район Зеравшанских гор и Кызылкумы. Важной особенностью разрезов является их насыщенность терригенным песчано-алевролитовым материалом и повышенное содержание глауконита.

Разрезы большей части запада Средней Азии (от Копетдага, Красноводского полуострова и Каракумского свода и расположенных к северу

от них территорий Устюрта и Приаралья) песчано-алевролито-глинистые. Восточнее набор пород более разнообразен. Разрезы юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Афгано-Таджикской впадины позволяют предполагать, что темпы опускания со временем нарастали. Начало сеномана характеризуется сложным чередованием морских и лагунных обстановок. Позднее все большее развитие получали морские фации. Это нашло свое отражение в Заалайском прогибе, где выделяются две различные по генезису толщи — нижняя красноцветная континентальная и верхняя пестроцветная, преимущественно лагунная. В конце сеномана отмечаются следы регрессии.

Отложения сеномана полностью выполняют Сырдарьинскую впадину, где представлены переслаивающимися глинами, алевролитами и песчаниками мощностью до 250 м. По бортам впадины они резко выклиниваются. Здесь же происходит погрубение материала. Восточное замыкание структуры обозначается появлением песчано-гравийных и конгломератовых накоплений.

В Ферганской впадине ритмичность выражена обособлением красноцветных пород в основании и лагунных и даже морских в верхней части. Пульсирующий характер движений обусловил сложное сопряжение моласс с внутренними лагунными и морскими накоплениями. Общая мощность не превышает 200—400 м.

Туронский этап, с одной стороны, является самостоятельным, а с другой — завершает альб-сеноманские погружения. В пределах подводных и наземных поднятий Кара-Богаз-Гола и Центральных Каракумов, Кызылкумов, Приташкентского района основание турона сопровождается перерывом и базальным обломочным горизонтом. В зонах погружений разрезы непрерывны.

Унаследованность в строении разрезов подчеркивается обособлением ряда их разновидностей. На западе от Копетдага и Большого Балхана до Мангышлака и Западного Устюрта они представлены карбонатными формациями, которые к востоку сменяются полосой сложно построенных терригенно-глинистых морских толщ. Обращает на себя внимание широкое распространение в нижней половине разреза горизонта глинистых накоплений. Они прослеживаются в Сырдарьинской впадине, на юге Кызылкумов и южнее, вдаются в глубь Афгано-Таджикской впадины. С начальным этапом связаны накопления морских, часто удаленных фаций, с поздним — более мелководных, в том числе лагунных с гипсами.

Двучленное строение отложений устанавливается в Заалайском прогибе и на южном склоне Алайских гор. В Ферганской впадине глинистые илы с многочисленными устричными банками накапливаются в нижней части, преимущественно лагунные с гипсами красноцветные континентальные — в верхней. В Приташкентском районе им соответствуют сероцветные и пестроцветные мергели, глины, пески прибрежных и континентальных фаций.

Сенонский этап характеризуется неустойчивыми колебательными движениями, развивавшимися на фоне общего прогибания. Следы трансгрессий прослеживаются в коньяке, кампане и маастрихте и разделены соответствующими регрессивными фазами накопления прибрежных и континентальных отложений с перерывами и размывами. Отмечается последовательное расширение площади накопления карбонатных формаций, перекрывших структуры Каракумского свода и весь Устюрт. К востоку накопления карбонатных формаций сменяются накоплениями морских, шлировых и удаленных формаций в Мургабской и Афгано-Таджикской впадинах и существенно терригенных шлировых, лагунных и континентальных к северу от них.

Окончание мелового периода развития совпало с общим поднятием территории. Области седиментации сосредоточились на крайнем западе

и юго-западе страны, где известны накопления датских слоев. В остальных районах им соответствует перерыв. Палеоценовые отложения ложатся на разные горизонты мела.

Структуры позднетриасового — юрского возраста

Средняя Азия в позднем триасе и юре унаследовала некоторые особенности тектонического развития предшествовавшего позднепалеозойского этапа. Она сохранила общий структурный план (см. приложение 1) и характеризовалась высокой тектонической подвижностью отдельных блоков. Вместе с тем территория претерпела ряд существенных преобразований. К их числу следует отнести зарождение огромных овалов проседания Туранской плиты, оформление дейтероорогенных поясов и заложение новых геосинклинальных трогов. Этот латеральный ряд структур является ведущим в позднетриас-юрской истории Средней Азии.

Центрально-Азиатский дейтероорогенный пояс

Он объединяет разрезы позднего триаса и юры, характеризующиеся исключительно континентальным типом седиментации, и включает в себя систему поднятий Центрального Казахстана, Кызылкумов, Советского Тянь-Шаня и его продолжения на востоке в виде цепей Восточного Тянь-Шаня и Центральной Монголии. В палеотектоническом плане он вырисовывается в виде огромного сложно построенного пояса поднятий, разделявших обширные опускания Западно-Сибирской, Туранской и Таримской равнин.

Северо-Тяньшаньская структурно-формационная зона охватывала территорию Северного Тянь-Шаня. Развиваясь на довольно жестком основании, она подвергалась глыбовым деформациям. В депрессиях, а к ним относятся Иссыккульская и Алакольская впадины, разрезы слагаются угленосной молассой. Широкое развитие конгломератов, гравелитов, песчаников, в составе которых заметную роль играет материал разрушения каледонских интрузивных и метаморфических формаций, развитых на юге, позволяет наметить вдоль линии В. А. Николаева цепь древних поднятий. Она прослеживалась к западу вплоть до Казахского Каратау и, судя по широкому распространению галечного материала в примыкающих Леонтьевском, Чокпакском и других прогибах, была в достаточной степени расчленена. Максимальные превышения рельефа приходились на поздний триас и раннюю юру. Позднее эрозия уже заметно опережала поднятие этих структур.

Размещение депрессий в плане Северо-Тяньшаньской зоны отличалось рядом особенностей. В Иссыккульской впадине ориентировка структур, выраженная в изолиниях мощностей, строго подчиняется простиранию глубоких сколов складчатого основания. Вероятно, разломы играли особую роль в формировании облика впадин.

Южная граница Северо-Тяньшаньской зоны четко обрезается линией В. А. Николаева, которая трассируется системой приразломных прогибов Казахского Каратау и Кавака. Если в Казахском Каратау вынос материала происходил с севера, то в Каваке отмечается двустороннее заполнение долины. Приразломные прогибы представляли собой очень узкие вытянутые желоба, ширина которых в лучшем случае достигала первых десятков километров.

Изучение разрезов Северного Тянь-Шаня и примыкающих к нему приразломных прогибов показывает, что движения разного знака были особенно контрастны в позднем триасе и ранней юре. В конце средней юры они заметно замедлялись, а Алакольская, Иссыккульская и Кавакская впадины полностью замкнулись. Замыкание впадин произошло не за счет

вовлечения в сферу общего поднятия, а скорее явилось результатом эрозионного выравнивания рельефа при общем ослаблении движений разного знака, имевших место в прошлом.

Замедление темпов погружения прослеживается вдоль Каратауской зоны разломов, где на месте узких и глубоких прогибов Таскумыра — Чокпака начиная с поздней юры формировались относительно маломощные озерные битуминозные глины и известняки с отпечатками рыб и насекомых. Контур их распространения выходит за пределы ранне-среднеюрской седиментации. Распространение озерных осадков не сплошное вдоль прогиба, а ограничивается локальными участками Чокпак — Галкино, Карабастау, Аксай и др. Новые данные бурения нескольких десятков скважин в урочище Карабастау позволяют уточнить природу выклинивания отложений. С севера на юг устанавливается региональное несогласие между верхнеюрскими озерными и подстилающими их угленосными осадками. Первые по мере движения к югу ложатся на палеозой и выклиниваются вдоль эрозионных береговых уступов. Довольно выдержанная мощность отложений, преобладание среди них глинистых тонкослоистых пород и известняков указывают скорее на эрозионное, чем на тектоническое, происхождение мелких озерных бассейнов. Вероятно, их рельеф был создан в основном ранне-среднеюрскими движениями, а позднее был снивелирован.

Срединно-Тяньшаньская структурно-формационная зона располагалась к юго-западу от Северного Тянь-Шаня.

Консолидация фундамента обусловила формирование наложенных впадин — Лепгерской, Арысской, Кизилтальской, Ангренской, Приташкентской и др. Их ориентировка не совпадает с общим простиранием структур фундамента, но согласуется с направлением крупных разломов. Преобладают алевритто-глинистые породы; их общая мощность достигает нескольких сотен метров, обычно до 100—200 м. Верхнеюрские отложения или отсутствуют, или имеют незначительную мощность (до 50—80 м).

Отсутствие грубых накоплений, нерезкие переходы от подстилающих кор древнего выветривания не исключают эрозионного заполнения впадин без существенного влияния резких движений. Следы последних прослеживаются в слабо выраженных конседиментационных движениях блоков в Ангрене и Ленгере. Однако масштабы движений не идут ни в какое сравнение с движениями приразломной зоны Северного Тянь-Шаня. Появление конгломератов в базальных слоях и в основании средней юры связано не с тектонической активностью Срединно-Тяньшаньской зоны, а с их выносом реками с внешних поднятий Северного Тянь-Шаня.

Остается недостаточно ясной тектоническая природа Ферганской впадины, складчатое основание которой представлено опущенным блоком Кураминского ядра (Таль-Вирский, 1964). Если это так, то, вероятно, впадину следует рассматривать в составе Срединного Тянь-Шаня, и в ней можно ожидать песчано-глинистые отложения.

На территории Срединно-Тяньшаньской зоны верхнеюрские отложения достоверно не установлены. К ним отнесены джигиристанская (верхняя каолиновая) свита в Ангрене, мансуратинская свита в Чимкент-Ленгерском районе, зеленоцветные алевритовые отложения в Арысской впадине. Из них только ангренские отложения изучены достаточно полно (Петров и др., 1960; Захаревич, 1966). По их данным, джигиристанская свита несогласно перекрывает и срезает среднеюрский угленосный комплекс и в свою очередь по периферии впадины срезается меловыми формациями. Распределение фаций в плане и состав отложений указывают на незначительные превышения в рельефе, созданном чисто местными факторами. В частности, снос материала устанавливается со стороны Кураминской ядерной зоны. Масштабы позднеюрской седиментации в депрессиях

Срединного Тянь-Шаня в несколько раз уступают интенсивности прогибания в ранней и средней юре, что лишний раз подтверждает предположение о затухании тектонических движений.

Южно-Тяньшаньская структурно-формационная зона. По южному борту Ферганской впадины и в Гиссаро-Алайской горной области Д. П. Резвым (1959) были выделены системы узких линейно вытянутых прогибов, располагавшихся над глубокими разломами и названных поэтому надразломными. К ним относятся Южно-Ферганский, Каравшинский, Каламмахмудский, Ходжакелянский, Зеравшанский, Назарайлокский и другие прогибы.

Сравнение разрезов осевых зон прогибов и бортовых частей показывает резкую изменчивость мощности и фациального состава юрских отложений. Такие изменения особенно наглядны в Южно-Ферганском и Зеравшанском прогибах. В осевой зоне Южно-Ферганского прогиба (Шураб) мощности юрских отложений составляют 600—900 м, а по бортам (Курганташ) едва достигают 15—50 м. При этом изменения совершаются на расстоянии 10—15 км. Аналогично в Зеравшанском прогибе мощность юрских отложений в долине р. Ягноб равна 1000 м, а севернее, у пос. Айни и Рарз, и южнее, в районе угольного месторождения Зидды, — 50—100 м.

Развитие кор выветривания и бокситов в основании разрезов и заметное погрубение материала в верхних горизонтах Тавансанга, Кштута, Фан-Ягноб, Каравшина, Алдыяра и др. указывает на геоморфологическое выражение тектонических движений. Контрастность рельефа прослеживается не только в пределах зоны, но устанавливается по грубообломочным накоплениям и в примыкающих депрессиях Кучара, юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Все это с полным основанием позволяет выделить активизированную зону.

Ее ориентировка в плане полностью совпадает с ориентировкой структурно-формационных зон складчатого основания. Развитие структуры всецело контролировалось жизнью разломов. Система южноферганских разломов контролирует впадины Сулюкты, Гарма, Мадыгена, Шураба, Шурана, структуры Алдыярской зоны. Цепочка депрессий Каравшина, Урмизана, Кичикалая расположена над разломом. Вдоль одной разломной линии вытягивается система впадин Зеравшана и Назарайлока. В этом отношении интересна система Зеравшанских впадин. По правому борту долины Зеравшана меловые отложения залегают на палеозое и погружаются к югу, где оборваны крупным сбросом. В его тектонических окнах постоянно прослеживаются юрские отложения. Тем самым выявляется конседиментационное влияние разлома.

По мере продвижения к западу геоморфологическое выражение зоны заметно меняется. Из крупного горного сложно построенного сооружения она превращается в пологий водораздел. Поэтому он выделен на этом участке условно на основании общности геологического строения складчатого основания. Однако, несмотря на общее нивелирование рельефа, здесь все-таки улавливаются следы заметных движений. В Сарыбатыре они проявляются в виде углового несогласия между юрой и мелом, а в Амударьинской и Тахтинской (Заунгузской) впадинах прослеживаются по появлению конгломератов и гравелитов в среднеюрских слоях разрезов Тахта и Кимирека.

Таким образом, Южный Тянь-Шань четко делится на две части: восточную, весьма активизированную, и западную, активизированную меньше. Их граница совпадает с поперечным глубинным разломом, намеченным Д. П. Резвым (1962), О. М. Борисовым (1962) и Б. Б. Тальвирским (1964).

На востоке зона рассекалась Яркенд-Ферганским приразломным прогибом. Его отличают линейная вытянутость (многие сотни километров), незначительная ширина (до 30—50 км) и поперечная асимметрия.

Наблюдается резкая изменчивость фаций и мощностей в поперечном сечении и удивительная их выдержанность вдоль оси прогиба. Например, на расстоянии около 500 км вдоль Талассо-Ферганского разлома мощности разрезов в приразломной зоне колеблются от 1500 до 3000 м. Отдельные свиты легко увязываются между собой — туюкская с сарыкамышской, чаарташская с кичкильской, тумяньякская с зинданской и т. д. Наоборот, в поперечном сечении происходит резкое сокращение толщ (от 3000 до 20—100 м) как за счет общего сокращения мощностей при сохранении стратиграфического объема отложений, так и за счет их трансгрессивного выклинивания.

Приразломная зона по сравнению с другими структурами отличалась неустойчивостью фокусов максимального погружения вплоть до полной инверсии прогиба. На ранних этапах развития осадконакопление сосредоточивалось в непосредственной близости к приразломной зоне. Примером может служить распространение свит верхнего триаса и нижней юры. Позднее центры седиментации смещались во внешнюю зону. Максимум позднеюрского накопления в Яркенд-Ферганской впадине сместился к юго-западу, значительно перекрыв древние раннеюрские поднятия. В горах Кок-Тун, в верховьях р. Алайку отложения среднего и верхнего отделов юры литологически отсутствуют и широко представлены по саям Каракульджа, Талдысу, Яссы, Донгузтау.

Обычно приразломные прогибы ориентированы согласно простиранию структур складчатого основания. Исключение составляет Яркенд-Ферганский прогиб: он косо рассекает Срединный и Южный Тянь-Шань.

Можно допустить, как предполагают А. В. Пейве и др. (1964), что формирование прогиба определилось горизонтальными перемещениями вдоль глубокого разлома. При этом в местах сопряжения каледонских (Северный Тянь-Шань) и докаледонских (Таримская плита) структур с герцинскими (Чаткальская подзона, Куэньлунь) возникли узкие впадины типа Леонтьевской. В зоне, где разлом в полосе растяжения рассекал область мобильных герцинских структур Чаткало-Нарынской и Алайкоташаальской зон, сформировался широкий Яркенд-Ферганский приразломный прогиб.

Рассмотренные примеры показывают, что огромная территория Тянь-Шаня, Кызылкумов и долины р. Сырдарьи представляла собой сложно построенный регион. Области существенной консолидации складчатого основания обусловили меньшую дислоцированность рэт-среднеюрских формаций, а их распространение ограничено пределами небольших депрессий. На юге по границе между плитой и орогеном над герцинской междуядерной геосинклинальной областью развивалась зона линейно вытянутых структур, простирание которых полностью контролировалось простиранием мобильных поясов герцинской складчатости; огромную роль при этом играли граничные глубинные и глубокие разломы.

В позднеюрское время наметились тенденции к замыканию впадин. В Арките, Ташкумыре, Майлису, Караункуре и на западном склоне Яркенд-Ферганского прогиба разрезы верхнего отдела начинаются относительно грубообломочными конгломератами с гравелитами или песчаниками, выше которых в некоторых местах (Караункур, Яссы, Алайку) залегают или алеврито-глинистые красноцветные породы, или же они непосредственно и часто с несогласием перекрываются базальными горизонтами мела.

Замыкание и инверсия Яркенд-Ферганского прогиба, смещение фокуса максимального прогибания в зону Яссинского водораздела в сочетании с погрублением материала в нижних горизонтах верхнего отдела системы, несомненно, указывают на некоторую перестройку структурного плана территории, сопровождающуюся активизацией рельефа складчатого основания. Можно предполагать, что движениями были захвачены

и территории к югу от Ферганской впадины. На это указывает появление обломочных пород в Шурабе и Фан-Ягнобе. Однако все они были кратковременными и ограничены местными условиями.

Для позднеюрского Тянь-Шаня в целом скорее характерно превращение линейных структур в изометричные, сформированные не за счет прогибания и приразломных зон, а заполнения остаточных, большей частью эрозионно-тектонических мульд.

Затухание контрастных движений подтверждается региональным распространением предмеловых кор аридного выветривания. Прямым указанием на стабилизацию является развитие преимущественно в зонах, примыкающих к областям прогибания, карбонатных, галогенных и глинистых толщ в Устюрте, Амударьинской и Афгано-Таджикской впадинах. И только по границе с мелом отмечаются региональные несогласия. В одних районах они выражаются стратиграфическим перерывом (Иссыккуль частично, Кавак, Ленгер, Кельтемашат, Ферганская котловина), в других сопровождаются четко выраженным угловым и азимутальным несогласием. Угловые несогласия устанавливаются в зонах активных ранне-среднеюрских движений и над предполагаемыми глубокими и глубинными разломами (Каратау, Кизилкия, Шураб, Сулюкта, Зардале, Назарайлок, Сарыбатыр и др.).

Таким образом, к концу поздней юры палеоструктура дейтероорогенной области в целом не испытала заметных перестроек. Она, как и в средней юре, возвышалась над прилегающими к ней с юга и запада погружениями. Но гипсометрически эти превышения не были выражены столь контрастно. Что же касается внутренней структуры, то в этот период произошли заметные изменения, выразившиеся в отмирании некоторых впадин, полной или частичной инверсии приразломных прогибов, сопровождавшейся перерождением линейных структур в мульдообразные эрозионно-тектонические. Площадь седиментации заметно сократилась, резко уменьшилась интенсивность аккумуляции. Все это свидетельствует в пользу стабилизации рельефа и превращения края в тектонически единую область.

Позднеюрский этап обнаруживает много общего с меловым. Верхнеюрские формации выполняют только центральные части мульд, которые впоследствии, вовлекаясь в общее погружение, превращаются в крупные типично платформенные депрессии.

Памиро-Куэньлуньский дейтероорогенный пояс

Орогенный пояс Памиро-Куэньлуня имеет сложную конфигурацию, подчиняющуюся простиранию окружающих его структур, и состоит из ряда зон. Внутреннее строение пояса определяется сопряжением сложно построенного сводового поднятия с расположенными внутри него грабенами и огромным приразломным Предкуэньлуньским прогибом, повторяющим контур Таримского массива и составляющим одно целое с Яркенд-Ферганским прогибом Тянь-Шаня.

Куэньлуньская дейтероорогенная зона имеет форму обращенной к юго-западу дуги. С востока она ограничена выступом Таримского массива, а с запада непосредственно примыкает к структурам Памиро-Каракорумской геосинклинали. По строению разрезов она сближается с Южным Тянь-Шанем. Преобладают терригенные континентальные угленосные накопления.

Памиро-Паропамизская дейтероорогенная зона с юга ограничена поясом геосинклиналей, на севере сопрягается с дейтероорогеном Тянь-Шаня и, поворачивая к юго-западу, примыкает к структурам Турапской плиты.

Главная особенность зоны заключается в ее подвижности и обособленности системы крупнейших приразломных прогибов — Заалайского, Преддарвазского, Предгиндукушского и Предпамиропамизского. Они прослеживаются вдоль внешних поднятий Северного Памиро-Гиндукуша в виде узких линейно вытянутых впадин Заалая, Дарваза, Даханикушана, Пулихумри и др. Их общая протяженность более 1000 км при ширине, едва достигающей первых десятков километров. По ряду показателей они, подобно краевым прогибам, занимают промежуточное положение между платформой и геосинклиналью. С платформенными образованиями их сближает завершение основной геосинклинальной складчатости в позднем палеозое (дарвазская фаза), а с геосинклинальными — мощный вулканизм. В разрезах прослеживается ритмическое чередование обломочных континентальных предгорных формаций, переслоенных диабазами, порфиритами, андезитами и их туфами. На раннем этапе формирования впадин они испытывали интенсивное прогибание, за счет которого сформировались мощные (до 2—2,5 км) обломочные толщи. В поздней юре интенсивность погружения заметно упала и состав формаций изменился: среди них преобладали красноцветные терригенные отложения с гипсами. На примере юго-восточной части Средней Азии вырисовывается особый характер структур, развивавшихся вдоль границы геосинклинали.

Приразломные прогибы, вытягивавшиеся вдоль простирания пояса в поздней юре, как и подобные им структуры в континентальном Тянь-Шане, испытывали частичную или полную инверсию. На эту их особенность впервые указал А. В. Григорьев (1958). В связи с разрастанием поднятий Северного Памиро-Гиндукуша ось прогибания приразломных зон смещалась к северу. В результате, например, в Заалайском прогибе сульфатные отложения у Иркештама залегают на палеозое и имеют мощность около 200 м, а южнее, в районе Маркансу, она едва достигает первого десятка метров.

В афганской части Средней Азии верхнеюрские отложения известны только в районе Пулихумри, Каркара и в некоторых других участках и отсутствуют к северу и западу.

Сопоставление разрезов отложений и характер их взаимоотношений с меловыми формациями указывают на усиление тектонических напряжений с востока на запад. В Заалае и Дарвазе между юрой и мелом угловые несогласия выражены весьма слабо, а в Северном Афганистане юрские отложения смяты в сложные линейно вытянутые, иногда изоклинальные и опрокинутые на север складки, срезанные просто построенными структурами мела. Далее к западу верхнеюрские отложения вплоть до Кушки отсутствуют.

Совершенно очевидно, что, несмотря на активный позднеюрский вулканизм, приразломные предгеосинклинальные прогибы имеют много общих черт с прогибами континентального Тянь-Шаня и, прежде всего, с Яркенд-Ферганским прогибом, для которого в верхней юре отмечалось замедление темпов прогибания, частичная или полная инверсия с перекатыванием оси в сторону от породившего его разлома.

Туранская плита

Территория, заключенная между описанными дейтероорогенами и примыкающая на юге к поясу геосинклинали, к концу средней юры представляла собой область обширных и значительных опусканий. Изолинии мощностей, подчеркивая внутреннее строение области, говорят о меньшей контрастности движений. Обычно мощность нарастает постепенно, и только вдоль крупных разломов изогипсы образуют довольно резкие ступени. На Устюрте, в районе Каракумского свода и в Амударьинской впадине отложения нижней и средней юры несут черты весьма удаленной

аллохтонности. Осадконакопление этих мест, за исключением позднего триаса и ранней юры, компенсировалось поступлением терригенного материала из далеко удаленных поднятий Урала, Казахстана и частично Тянь-Шаня. Этим оно отличается от процессов седиментации в Афгано-Таджикской впадине, где известны мощные конгломерато-песчаные накопления.

Судя по некоторым признакам, плита в поздней юре распадается на два тектонически разнородных региона — блока: Устюртский и Амударьинский, различия между которыми в прошлом не были столь контрастными. Все возрастающая диспропорция в темпах прогибания выразилась прежде всего в этих двух регионах. В Устюртском блоке от Южно-Эмбенского поднятия на севере до Предкопетдага на юге мощности верхнеюрских отложений едва составляют первую сотню метров, тогда как в Амударьинском блоке синхронные им накопления достигают 1000 и даже более метров.

Устюртский блок

Изолинии мощностей ясно показывают внутреннее строение Устюртского блока, где с севера на юг выделяются Северо-Устюртская впадина, Центрально-Устюртский погребенный вал, Южно-Устюртская (Южномангышлакско-Ассакеауданская) впадина, Карабогазгольский и Центрально-Каракумский выступы.

Северо-Устюртская впадина на западе примыкала к Южно-Эмбенскому валообразному поднятию и межгорными прогибами вдавалась внутрь южного погружения Урала и Мугоджар. С востока ее граница недостаточно обоснована и проводится нами по глубокому разлому, по данным геофизики протягивающемуся от южных погружений Урала через полуостров Куланды к Муйнаку (Гарецкий, 1962). От южных депрессий она отграничивается системой Центрально-Устюртских поднятий. Намечается два фокуса погружений: первый, охватывавший территорию, примыкавшую к Южной Эмбе и Уралу, и второй, отвечавший Барсакельмесскому прогибу. Разделяющими поднятиями являлись Актумсукская и Бузачинская структуры.

Изменение стратиграфического объема и мощности отложений указывает на то, что первоначально заложились Косбулакский, Самский и, вероятно, Барсакельмесский прогибы. Резкое нарастание мощностей отложений за счет появления чушкакульской свиты позднего триаса и ранней юры не исключает возникновения грабенообразных прогибов, позднее в средней юре вовлеченных в общее погружение впадин.

В конце ранней и средней юре Северо-Устюртская впадина была вовлечена в общее погружение. Ее более мелкие структуры фиксируются сокращением разреза в сводах (Байтерек, Теренькудук), однако не исключено, что некоторые из них не покрывались осадками (западная часть полуострова Бузачи).

В поздней юре Северо-Устюртская впадина ограничена пределами среднеюрских погружений. В ней отмечается полная унаследованность от более ранних структур — Самского, Косбулакского и Барсакельмесского прогибов и Бузачинского, Байтерек-Теренькудукского и Муйнакского поднятий. Впадину выполняют глинисто-алевритовые, часто пестроцветные отложения. Отсутствие отложений кимериджа и волжского яруса, а иногда оксфорда на поднятиях указывает на перерыв в конце юры. Амплитуда перерыва увеличивается в сводах структур, где также отмечается сокращение общей мощности отложений. Показательно накопление волжских слоев в центральных частях прогибов.

Центрально-Устюртский погребенный вал представлял собой зону, геоморфологически выраженную в рельефе в виде цепи кулисообразно

расположенных поднятий. В средней юре, за исключением отдельных участков Каратау, он был полностью перекрыт аллювиально-равнинными накоплениями, мощность которых закономерно увеличивается к югу и северу от сводовой части. Резкое увеличение мощностей отложений в сторону соседних впадин свидетельствует о конседиментационном влиянии разломов.

Ступенчатое погружение фундамента, выявленное в результате геофизических работ и установленное бурением к югу от поднятия, указывает на развитие разломов, ограничивающих с севера глубокие прогибания. В сводах локальных поднятий частично или реже полностью выпадает верхний отдел, часто отмечаются угловые несогласия (Горный Мангышлак, Кугусем).

Южно-Устюртская (Южномангышлакско-Ассакеауданская) впадина охватывала территорию между Центральным Устюртом и поднятиями Кара-Богаз-Гола—Каракумов. Система параллельных сколов в сочетании с огромными мощностями осадочного чехла в центральной части впадины позволяет предполагать, что ее внутреннее строение аналогично строению Северо-Устюртской впадины, которая первоначально развивалась как грабен и только позднее, в средней юре, приобрела форму крупной впадины-синеклизы, ограниченной с юга системой сколов жесткого основания Центральных Каракумов. На западе, если судить по Чагалсорской скважине, это сопряжение было особенно резким и совпадало с системой сближенных разломов. Восточнее они, вероятно, расходились, а амплитуда перемещения заметно падала. Наконец, на востоке структура упиралась в Шорджинско-Айбугирский выступ.

Главная закономерность строения впадины заключается в максимальной стратиграфической полноте разрезов центральной зоны (Чаголасар, Ассакеаудан и др.). По периферии происходит выпадение отдельных горизонтов верхнего триаса — нижней и верхней юры. Отмечаются перерывы внутри толщи.

Система Карабогаз-Каракумских поднятий состояла из слабо дифференцированных структур — Карабогазгольского и Акчакапинского выступов, Туаркырской впадины и Центрально-Каракумского свода. Формирование определялось строением складчатого основания и природой рассекающих его разломов (Годин, 1961; Амурский, 1966). Жесткое основание Каракумов определяло глыбовый и мозаичный характер структур. В Туаркыре, где известны мощные накопления позднепалеозойской молассы, развивались линейные субмеридиональные складки. Как и на Северном Устюрте, в сводах структур отложения моложе оксфорда отсутствуют, а меловые формации подстилаются разными горизонтами верхнего отдела юры, местами до средней юры.

Состав рэт-среднеюрских формаций и анализ палеогеографии западных районов Средней Азии показывают, что накопление осадков шло по особому пути. Несмотря на большую мощность отложений, их состав не испытывает заметных изменений. Среди формаций преобладают алеврито-глинистые. Их накопление протекало в условиях малой энергии рельефа. Только на ранних этапах развития впадин внутренние и примыкающие поднятия были значительно расчленены. Позднее, будучи существенно нивелированными, они поставляли только мелкозернистый материал.

В отличие от Тянь-Шаня, унаследовавшего подвижность герцинид, западная часть Средней Азии характеризовалась меньшей дифференцированностью движений. В прогибание или поднятие вовлекались огромные блоки. На юге в Кара-Богаз-Голе и Каракумах и на Северном Устюрте, где предполагается ранняя консолидация основания, формировались крупные, часто изометричные структуры. В зонах позднепалеозойской и раннемезозойской складчатости, связанной с пиренейской тектонической

позднепалеозойских борозд Туаркыра и Мангышлака, образовались сравнительно узкие линейные позитивные и негативные структуры.

Имея неоднородное внутреннее строение, Устюртский блок представлял собой макроструктуру, в развитии которой отмечаются многие общие с Амударьинским блоком особенности, прежде всего замедление темпов аккумуляции во времени, вовлечение в сферу поднятия положительных структур, состав формаций, региональные перерывы между юрой и мелом и т. д. Важно отметить, что если в ранней и средней юре различия между Устюртским и Амударьинским блоками были сглажены и устанавливались только по отдельным деталям, то в поздней юре они стали особенно контрастными по составу формаций — преимущественно терригенно-глинистых на западе и карбонатно-галогенных на юге в Амударьинском блоке. Граница между ними устанавливается в полосе от Султансанджара и Тахта на севере до Центрально-Каракумского свода на юге, где повсеместно отсутствуют отложения моложе нижнего, а может быть, среднего келловея (Ждановская площадь и др.). И если раньше эти два блока соединялись посредством Заунгузского (Тахтинского) прогиба, то, начиная с позднего келловея, их разделяла структурная перемычка. Это одна из причин различия позднеюрской фауны юга и запада Средней Азии.

Отмеченная структурная зональность подтверждается характером отложений, слагающих разрезы формаций. Поэтому ее следует рассматривать как зональность структурно-формационную.

Амударьинский (Афгано-Таджикский) блок

Он объединяет области обширных погружений на юге Средней Азии.

Мургабская впадина выделяется условно. Северной ее границей служит Репетекский разлом, а южной — Копетдагский. По всей вероятности, Мургабская и Амударьинская впадины представляли собой единую структуру. По геофизическим данным, по оси впадины проходит крупнейшая зона разломов, вдоль которых вытягивается система грабенообразных прогибов, выполненных грубообломочными накоплениями позднего триаса — ранней юры. Выделяются также отдельные поднятия — выступы, валы и пр. (см. приложение 1).

Амударьинская впадина составляла единое целое с зонами южных погружений. Поэтому ее граница проведена условно по геофизическим данным. Формирование структур впадин, как, например, показано в работе А. Г. Бабаева (1966), определялось тяньшаньским простиранием глубинных разломов, по которым и происходило ступенчатое опускание фундамента. Резкое нарастание мощности терригенных отложений юры в Султансанджаре, Кимиреке и к югу от Фарабской структуры позволяет предполагать развитие в ранней юре приразломных прогибов, вовлеченных позднее (начиная со средней юры) в общее погружение.

На фоне ступенчатого погружения складчатого основания в пределах отдельных тектонических ступеней намечаются более мелкие структуры, часть которых развивалась конседиментационно. В частности, наблюдаются Богаджинская, Чарджоуская и Бухарская тектонические ступени, осложненные системой валов и поднятий (Денгизкульским, Касанским, Мубараками и др.). Одновременно выделяются грабенообразные прогибы (Кимирекский и Султансанджарский и др.).

Афгано-Таджикская впадина заложена на гетерогенном основании. В северной ее части в фундаменте выделяется полоса палеозойских, главным образом верхнепалеозойских, субширотных прогибов, ограниченных с юга Каратегинской ядерной зоной (по В. И. Попову). Фундамент характеризуется субширотной ориентацией магнитных аномалий. Это наряду с явлениями общего трансгрессивного выклинивания к северу юрских и меловых формаций дает основание предполагать существование

в юрском периоде широтных структур. Как показали детальные литолого-палеогеографические и палеотектонические наблюдения в советской и афганской частях впадины, ориентировка древних структур соответствует простиранию Памира и Гиндукуша (Троицкий, 1967). В процессах формирования внутренней структуры впадины большую роль играли и разломы тяньшаньского простирания. Например, отмечаются поперечные прогибы вдоль современных антиклиналей Кугитанг-Байсунтау и Сурхантау. В долине р. Сангардак мощность нижней и средней юры 500—600 м, а к югу нижнеюрские отложения отсутствуют (Бельауты, Курганча, Хауз, Диболо) и мощность среднеюрских образований едва достигает 150—200 м.

Однако субширотный профиль также указывает на значительные изменения мощности отложений. Например, между высокоподнятыми северо-западными крыльями Байсунтау (Бельауты) и Сурхантау (Курганча, Вахшивар), сложенными только маломощной средней юрой, вдоль разлома, разделяющего складки, в тектоническом окне залегают нижнеюрские отложения. Резкое увеличение мощности ранне-среднеюрских отложений выявляется также при сравнении разрезов Кугитангской и Гаурдакской структур. Можно предположить, что формирование структур северной части Афгано-Таджикской депрессии определялось существованием длительно развивавшихся разломов субширотного и субмеридионального простирания, ограничивающих изометричные блоки фундамента. К относительно приподнятым блокам мы относим Гаурдакский, Сурхантауский, Бельаутинский, Чакчарский, Бабатагский и др. Опущенными являлись Кугитангский, Сурханский, Кулябский и др. Простирание структур в южной части впадины подчинялось широтному простиранию структур складчатого основания; структуры линейно вытянутые и ограниченные разломами.

Афгано-Таджикская впадина заметно выделяется среди структур областей общего опускания на западе и юге Средней Азии. Главное отличие заключается в резкой дифференцированности и контрастности структур. Кроме того, здесь развиваются формации орогенного ряда, различные конгломераты и песчаники, полукольцом окружающие впадину. В центральных ее частях они сменяются более мелкозернистыми накоплениями. Грубообломочные образования более аллохтонны и своим происхождением обязаны режиму соседних активизированных территорий Тянь-Шаня и пояса геосинклинали. По характеру дислокаций впадина занимает как бы промежуточное положение между Южно-Тяньшаньской зоной и равнинными пространствами Амударьинской и Мургабской впадин.

В поздней юре опускание охватило огромную территорию юга Средней Азии, объединенную разрезами афгано-таджикского типа. Для них характерно широкое развитие карбонатных и галогенных толщ, перекрытых красноцветными терригенными образованиями карабильской свиты. Их общая мощность в центральных частях впадин, по геофизическим данным, более 2 км. Структура, вероятно, является аналогом перикратонных прогибов. Ее можно рассматривать как окраинную, интенсивно прогибающуюся впадину, компенсирующую общее поднятие Тяньшаньского блока и частичную инверсию структур Устюртского блока, тем более что на территории плато Устюрт и Каракумского свода верхнеюрские образования по мощности значительно уступают нижне-среднеюрским накоплениям, вместе взятым.

Намечаются два крупных фокуса погружения. Первый охватывает обширные пространства юго-восточных Каракумов к востоку от Зеагли-Дарвазинского поднятия. Его северная граница простиралась вплоть до Бухарской тектонической ступени и непосредственно подступала к поднятиям Кульджуктау и Зирабулак-Зиаэтдинских гор.

Система юго-западных отрогов Гиссарского хребта отделяла его от второго фокуса погружения, ограниченного на севере южными склонами Гиссара, на востоке — Дарвазом и на юге — североафганскими структурами. В работе они фигурируют под названием Мургабской (собственно Амударьинской) и Термезской (Сурханской) впадин.

Преобладание автохтонных формаций, формировавшихся за счет внутренних ресурсов структуры, огромные масштабы прогибания, вовлечение в сферу погружения ряда положительных структур, несомненно, указывают на необходимость выделения новой категории структур. Нами она относится к разряду перикратонных, развивавшихся на консолидированном основании и вовлеченных в погружение за счет прогибания соседнего Копетдагского участка геосинклинали.

Внутреннее строение Амударьинского блока (структурно-формационная зональность) контролировалось характером и конфигурацией систем разломов, вдоль которых происходило оформление структур различных категорий. Формирование грабенообразных прогибов на ранних стадиях и систем погружающихся ступеней на поздних выразилось не только в изменении мощности отложений, но и в перерывах и несогласиях между отдельными секциями разрезов.

Структуры мелового возраста

Развитие Средней Азии и сопряженных с нею территорий в меловом периоде отличалось рядом особенностей (см. приложение 2). Этап характеризовался унаследованным прогрессирующим прогибанием Устюртского и Амударьинского блоков, последовательно вовлекавших в погружение пограничные участки дейтероорогенов. Последние только в начале периода испытали обрушение, сформировав ряд пограничных и внутренних молассовых прогибов (Приташкентский, Кугартский, Узгенский, Тоюнский, Суфикурганский, Каланмахмудский и др.). Позднее, уже в альбе—сеномане и особенно туроне, они превращались в самостоятельные относительно плоские мульды и просто построенные прогибы или составляли единое целое с комплексом осадочного чехла Туранской плиты. Это объединяет их с позднемеловыми впадинами Долины озер (Монголия), Сунляо, Зея-Буреинской и др. на востоке Центрально-Азиатского пояса.

Меловые структуры равнинных частей Средней Азии подробно описаны Р. Г. Гарецким, А. Л. Яншиным, Г. Х. Диккенштейном, А. Г. Бабаевым и многими другими исследователями. В их работах читатель найдет полную характеристику особенностей развития района, строения различных структур. Поэтому ниже мы останавливаемся только на некоторых общих моментах, касающихся этапов развития Средней Азии в мезозое. Представляется, что в меловом периоде развивались три категории структур: плиты, дейтероорогены, геосинклинали.

Центрально-Азиатский дейтероорогенный пояс

В меловой этап пояс унаследовал элементы более раннего тектонического плана. Однако в связи с расширением Туранской плиты размеры пояса заметно сократились, и он оказался разобщенным на две области — Уральскую и Тяньшаньскую.

Тяньшаньская дейтероорогенная область включала структуры Срединного и Южного Тянь-Шаня на востоке за Талассо-Ферганским сдвигом, а также Кураминское и Алайско-Кызылкумское поднятия вместе с молассовыми прогибами Тоюна, Восточной Ферганы, Заалая и Приташ-

кентского района. Анализ внутренней структуры осложняется ее сложными сочетаниями с пограничными участками плиты.

Блоковые движения неокома и альба привели к образованию линейных (Южный Тянь-Шань) или изометричных (Кураминский массив) приподнятых плато, осложненных внутренними прогибами (Калаимахмудским, Педжикентским и др.). Главнейшими структурными линиями являлись Талассо-Ферганский взбросо-сдвиг, Западно-Кураминский, Южно-Ферганский и Южно-Тяньшаньский разломы.

Движениями вдоль Талассо-Ферганского разлома были охвачены участки Яркенд-Ферганского приразломного прогиба, превратившегося в сложное складчатое сооружение. С запада к нему примыкала полоса активнейших погружений Кугарта, Узгена, Алайку, непосредственно переходивших в структуры Кашгарского трога. Мощность отложений мела в полосе прогибов 1500—1700 м, они в значительной степени выполнены красноцветной молассой.

Следующий фокус погружения намечается в углу, образованном пересечением Талассо-Ферганского и Чатыркульского разломов. К их сопряжению приурочены наиболее мощные разрезы формаций (до 1500 м), которые постепенно при переходе к Таримскому массиву сокращаются и выклиниваются.

Внутреннее строение Ферганской впадины сложное, что связано с развитием ряда разломов. Все они имеют тяньшаньское простирание, но при переходе к Талассо-Ферганскому испытывают некоторый поворот к востоку. В результате связанные с ними структуры меняют ориентировку. Южное Алайское поднятие затухает при подходе к Узгенскому прогибу, тогда как Карачатырское непосредственно примыкает к главному взбросо-сдвигу, ограничивая систему приразломных прогибов. Минимальные мощности отложений в своде — 300 м. К Южно-Ферганскому разлому примыкает прогиб Джалалабада (до 1400 м). На севере Ферганы мозаика разломов объясняет сложное сопряжение Караунгурского, Ташкумырского, Ходжаатинского и Нанайского погружений (мощность до 300—400 м).

Система Алайских поднятий прослеживается в Центральные Кызылкумы, которые являются водоразделом между Сырдарьинским и Амударьинским погружениями Туранской плиты. Показательно, что для этой зоны характерны перерывы и угловые несогласия внутри мела.

Кураминско-Чаткальский выступ в Приташкентском районе, как и в Фергане, окружен молассовыми прогибами.

Таким образом, четкое геоморфологическое выражение Тяньшаньской области, выступавшей в качестве положительной структуры на предмеловом этапе и выделявшейся в виде горного плато в раннем мелу, позволяет относить ее к дейтероорогенной структуре. На высокую тектоническую активность области указывают большие мощности отложений, их резкая изменчивость и молассовый состав. Это подтверждается внедрением базальтовой магмы (базальты Ташкумыра и Синьцзяна).

Н. П. Херасков (1967) одним из первых подчеркнул, что мезозойский и палеогеновый Тянь-Шань, как и Урал, следует рассматривать в составе ослабленной орогенической области. Не случайно, что на протяжении столь долгого периода он представлял собой крупную положительную структуру, заметно выделявшуюся среди соседних — Центрального Казахстана и Туранской плиты. Ступенчатое затухание во времени горообразовательного режима и смена его равнинообразовательным (пленогенным) достигает максимума в палеогене. Это скорее явление более крупного порядка, чем свойственные платформам или дейтероорогенам. Важно, что последние начиная с мезозоя и вплоть до настоящего времени выделялись как вполне самостоятельные категории, претерпевшие неоднократное оротектоническое расчленение и пленогенное выравнивание.

Памиро-Куэньлуньский дейтероорогенный пояс

Он подчеркивается системой внешних депрессий — Предкуэньлуньской и Заалайской и характеризуется общим разрастанием поднятий в раннем мелу и смещением фокусов погружения в направлении пограничных структур Тянь-Шаня и Тарима. Мощность отложений 1500—2000 м. Западное окончание пояса обнаруживает черты сходства с развитием Восточно-Ферганского юрского прогиба. К началу мела юрские погружения Паропамиза и Бандитуркестана полностью замкнулись, образовав вместе с Северным Памиром единую систему поднятий.

Туранская плита

Структуры плиты, за исключением отдельных мест, полностью унаследовали рисунок юрского тектонического плана, что выразилось обособлением Амударьинского, Устюртского блоков и Сырдарьинской впадины.

Амударьинский блок представлял собой сложно построенную структуру. Фокусы максимального погружения тяготеют к южному борту блока — Сурхандарьинская (Термезская) и Обручевская впадины. Максимальная мощность формаций превышает 2000 м и постепенно сокращается в северном направлении вплоть до полного выклинивания. Аналогичная картина отмечается по южному борту. На западе вдоль Урало-Оманского линеамента обособляется цепь линейных поднятий (Байрамали, Майское и др.) и сопряженных с ними погружений Заунгузского прогиба, открывающегося к югу и переходящего в моноклиналь южного склона Центрально-Каракумского выступа.

Вслед за А. Г. Бабаевым (1966) мы рассматриваем погружение Амударьинского блока как окраинную (перикратонную) структуру, тесно связанную в своем развитии с опусканиями внешнего Копетдагского прогиба геосинклинали. На это указывает не только окраинное положение Амударьинских структур и их активное погружение по сравнению с другими областями, но и состав формаций.

Устюртский блок ограничен на юге системой Карабогазгольских и Каракумских поднятий, на востоке — цепью структур северного склона Каракумского выступа, сливавшихся далее с Шорджи-Айбугирским выступом. В Устюрте он примыкал к Центрально-Аральскому валу, развитие которого связано с жизнью Урало-Оманского линеамента. На западе структуры непосредственно продолжались в акватории Каспия, а на севере проливом проникали в Тургайский прогиб. Среди внутренних структур развивалась Южно-Устюртская, Барсакельмесская, Самская и другие впадины с разделяющими их Центрально-Устюртским, Бузачинским, Байтерек-Теренькудукским и другими поднятиями.

Сырдарьинско-Аральские погружения представляли собой овал оседания и включали Аральскую и собственно Сырдарьинскую впадины. Далее к северу они смыкались с опусканиями Северного Тянь-Шаня.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проблема изучения мезозойских структур тесно переплетается с вопросом о закономерностях эволюции каледонских и варисских складчатых сооружений и их переходе в постгеосинклинальные орогенные области, платформы и постплатформы. Большое значение имеет вопрос о структурном и геоморфологическом выражении этапов и стадий развития земной коры, проявляющихся в виде структур различных категорий со свойственным им набором формаций, глубинным и поверхностным магматизмом.

В этом отношении Средняя Азия в силу своего центрального положения на стыке двух материков — Европы и Азии является ценным объектом исследований, в пределах которого сопрягаются разновозрастные горные сооружения и области обширных опусканий.

Сопряжение Евразийского континента и пояса Альпийско-Каракорумских геосинклинально-складчатых сооружений происходит по системе краевых швов, сопровождаемых сдвиговыми и надвиговыми дислокациями. В составе внегеосинклинальных областей большинство исследователей выделяют Туранскую плиту и области постплатформенного орогенеза. Между тем внутреннее строение территории сложнее, что вскрывается палеотектоническим анализом.

Становление Средней Азии совершалось в условиях тектонических движений, общих по своей направленности и темпам на огромных территориях, включающих разные категории структур. Эта периодичность выразилась обособлением в разрезе земной коры формационных ритмокомплексов, разделенных поверхностями перерывов и несогласий.

1. Верхнепалеозойский нижнетриасовый ритмокомплекс, представленный молассовыми и шлировыми формациями, знаменовал эпоху горообразовательного режима и выразился формированием расчлененной горной страны, возникшей в недрах эпикаледонских складчатых сооружений и варисских геосинклиналей. Латеральный ряд структур представляется в следующем виде: квазиплатформа Северного Ирана и Юго-Западного Афганистана, геосинклинальные области Копетдага, Сулейман-Китрара, Памира, Каракорума и Трансгималаев, протоорогенная геосинклинально-складчатая область Северного Памира, Куэньлуня, Срединного и Южного Тянь-Шаня, поздневарисская дейтероорогенная область Турана, эпикаледонская дейтероорогенная область Северного Тянь-Шаня и Центрального Казахстана, отвечающие разным стадиям развития земной коры. К концу среднего триаса внегеосинклинальные территории оказались существенно эродированными, а энергия рельефа способствовала широкому развитию кор химического выветривания.

2. Верхнетриас-юрский ритмокомплекс объединяет несколько этапов развития. Его формирование знаменовалось дроблением и обрушением складчатого основания, что выразилось в оформлении систем линейных прогибов и поднятий не только в Тянь-Шане, Куэньлуне и Памиро-Алае, но и в недрах Туранской плиты, а также на Ирано-Афганской квазиплатформе. Процесс дробления, продолжавшийся на востоке страны вплоть до конца средней юры, сменился на западе оформлением крупных овалов проседания, позднее вошедших в состав плиты. Уже на ранних этапах отмечается поглощение дейтероорогенных структур структурами плиты. Эти процессы становятся особенно наглядными в поздней юре, когда на фоне расширения площади овалов проседания на юге и западе Средней Азии отмечаются общая стабилизация и выравнивание областей сводовых поднятий на востоке и юго-востоке страны. По существу, к концу поздней юры Средняя Азия представляла собой предельно выровненную область. Главная особенность триас-юрского ритмокомплекса заключалась в повсеместном обрушении основания, последующем оформлении Туранской плиты, развивавшейся за счет поглощения ею дейтероорогенов, постепенно снижавших свою контрастность и превращавшихся в предельно выровненные сводовые поднятия с господствовавшими внутри них процессами аридного выветривания.

3. Меловой ритмокомплекс характеризуется широким распространением молассовых формаций, вложенных в новообразованные или унаследованные прогибы, постепенным расширением площади плиты на фоне снижающейся контрастности движений и общего выравнивания дейтероорогенных областей. Имея много общего с юрским ритмокомплексом, он одновременно отличается от него значительным сокращением площади

обрушения, охватившим наряду с позднеюрскими сводами лишь только пограничные участки плиты.

4. Палеоген-нижнемиоценовый ритмокомплекс является равнинообразовательным и подчеркивается обширной площадью морской седиментации на Туранской плите, примыкавшей на востоке и юго-востоке к предельно выровненным сводам.

5. Среднемиоцен-антропогеновый ритмокомплекс наиболее ярко характеризует горообразовательный режим. По размаху вертикальных тектонических движений его можно сравнить лишь с эпохой позднепалеозойской активизации. Однако в плане он совпадает с областями, испытавшими неоднократное горообразование в палеозое и мезозое.

Среди внегеосинклинальных областей Средней Азии следует выделять две главнейшие категории структур — плиту и дейтероорогены. Неоднократная смена равнинообразовательных и горообразовательных эпох обусловила сложное «зубчатое» сопряжение между структурами. Орогенные режимы позднего триаса, ранней и средней юры, раннего мела, неогена—антропогена приводили к расширению площади дейтероорогенных поясов, поглощавших пограничные участки плиты. Наоборот, равнинообразовательные стадии поздней юры, позднего мела и палеогена расширяли границы плиты.

Нельзя согласиться с мнением исследователей, предлагающих различать две категории структур — эпигерцинскую платформу и область постплатформенного орогенеза. Подобные представления оправдываются при анализе современной структуры. Однако было бы ошибочным особенности современного строения переносить на все послегеосинклинальное развитие края. Этим просто объясняется расхождение во взглядах на положение границ между «платформами» разного возраста, платформами и эпиплатформами и т. д. Более прав Ю. А. Косыгин, рекомендующий проводить тектонический, в том числе палеотектонический, анализ, опираясь на явления, свойственные анализируемому этапу, а не предшествовавшему или последующему, как, например, делается при районировании по возрасту завершающей складчатости. Ведь не случайно дейтероорогенные области и плиты развиваются часто несогласно по ранее созданным структурам, существенно их перерабатывая (Туранская плита на варисском и эпикаледонском основании, Центрально-Азиатский пояс дейтероорогенов, развивавшихся по байкалидам, каледонидам и варисцидам).

Эпиплатформенный орогенез — это частное состояние земной коры послегеосинклинальных областей. Он рождается в недрах дейтероорогенов, развивающихся параллельно с плитами и образующих самостоятельный генетический ряд структур.

Некоторые исследователи стремятся объяснить характер тектонических движений в Средней Азии близостью к соседним постплатформенным орогеническим и альпийским геосинклинально-складчатым областям. Но это объяснение не вскрывает первопричины чрезвычайно высокой тектонической активности региона. Ее нужно искать в глубоких зонах земной коры и в мантии, на что недавно еще раз указал К. В. Боголепов. Следует подчеркнуть, что с мезозоем связано образование ряда срединно-океанических хребтов, на мезозой падает эпоха заложения альпийских геосинклиналей и, наконец, оформление Центрально-Азиатского, Памиро-Куэньлуньского и других дейтерогенных поясов, в это же время формируются многие эпигерцинские плиты. Удивительная коррелятивность подобных явлений не оставляет сомнения в синхронности тектонических процессов развития планеты.

ЛИТЕРАТУРА

Айзенштадт Г. Е., Пинчук И. А. Южно-Эмбенская 2 и Тугаракчанская 5 опорные скважины СССР.— Тр. ВНИГРИ, вып. 184, 1961.

Акрамходжаев А. М. Литология нефтегазоносных меловых отложений Ферганской депрессии. Изд. АН УзбССР, 1960.
Акрамходжаев А. М., Авазходжаев Х. Х., Валиев А. А. и др. Геологическое строение и предпосылки нефтегазоносности Устюрта. Т. I, II, 1967.
Амурский Г. И. Тектоника Туркмении и сопредельных территорий.— Сб. «Тектоника Туркмении и сопредельных территорий». «Наука», 1966.
Архангельский Н. И., Вялухин Г. И., Умова Л. А., Шатров В. И. Тектоника мезозоя восточного склона Южного Урала и Южного Зауралья. «Наука», 1968.
Архипов И. В., Шольман В. А. Тектоника Северного Памира и Западного Куньлуня (к вопросу о Памиро-Куньлуньской дуге). Сов. геол., № 10, 1966.
Бабаев А. Г. Расчленение покровных формаций Турана.— Тезисы докл. IV Всесоюз. литолог. совещ. Изд. АН УзбССР, 1959.
Бабаев А. Г. Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения отложений нефти и газа. «Недра», 1966.
Бабаев А. Г., Акрамходжаев А. М. Палеография нефтегазоносных меловых отложений Узбекистана. Изд. АН УзбССР, 1960.
Бакиров А. А., Быков Р. И., Гаврилов В. П. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности палеозоя Северного Устюрта.— Сов. геол., № 2, 1968.
Бархатов Б. П. Тектоника Памира и его положение в орогеническом поясе северного обрамления Индостанского сектора Гондваны.— Сб. «Гималайский и альпийский орогенез». «Недра», 1964.
Бархатов Б. П. Тектоника Памирского сектора Альпийского складчатого пояса.— Геотектоника, № 6, 1966.
Беленький Г. А., Миркамалова С. Х. Палеогеография мела и палеогена Приташкентской депрессии. «Недра», 1965.
Беляевский Н. А. Геология Кара-Корума.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1947.
Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. «Наука», 1967.
Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.— Геол. и геоф., № 8, 1968.
Борисов О. М. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня.— Узб. геол. журн., № 2, 1962.
Браташ В. И., Егупов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И. Некоторые общие сведения по геологии Северного Афганистана и смежных районов Центральной Азии.— Сб. «Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана», вып. III, 1967.
Буданов В. И. Тектоническое размещение гранитоидных интрузий Памира (основные закономерности).— Сб. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». 1964.
Варенцов М. И., Дитмар В. И. Тектоника и сравнительная характеристика нефтегазоносных впадин Туранской плиты.— Сб. «Тектонические особенности нефтегазоносных впадин севера Туранской плиты». «Наука», 1970.
Вахрамеев В. А. Ярусное расчленение средней юры южных районов СССР по данным палеоботаники.— Сов. геол., № 6, 1969.
Вахрамев В. А., Пейве А. В., Херасков Н. П. Мезозой Таджикистана.— Тр. ТПЭ, вып. 59, 1936.
Верзилин Н. Н. Меловые отложения севера Ферганской впадины и их нефтегазоносность.— Тр. Ленингр. об-ва естествоиспытателей, т. IXX, вып. 2, 1963.
Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Тектоника Туранской плиты. «Наука», 1966.
Воскресенский Н. А., Кравченко К. Н., Соколов Б. А. Тектоника Западного Пакистана.— Геотектоника, № 2, 1968.
Гансер А. Новые данные о геологии Центрального Ирана.— Тр. IV Междунар. нефт. конгр., 1956.
Гансер А. Геология Гималаев. «Мир», 1969.
Гарецкий Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 60, 1962.
Гарецкий Р. Г. Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР. Под ред. Марчинка М. Ф. «Наука», 1966.
Гарецкий Р. Г., Самодуров В. И., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Тектоника платформенного чехла Туранской плиты.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 92, 1963.
Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан).— Тр. ГИН АН СССР, вып. 44, 1960.
Годин Ю. Н. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Туркмении. Изд. АН ТуркмССР, 1964.
Грдзелов Л. И., Иванов С. Д., Малиновский Ю. М. и др. Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности Северного Афганистана.— Сов. геол., № 6, 1969.

Григорьев А. В. К нижнемезозойской истории Памиро-Алтайской области.— Тр. ВАГТ по региональной геологии, № 4, 1958.
Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. Изд. АН СССР, 1960.
Дикенштейн Г. Х., Кравченко К. Н. Некоторые черты тектоники запада Средней Азии. 1970.
Дитмар В. И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысуйской и смежных депрессий Казахстана. «Наука». 1966.
Дронов В. И. Стратиграфия и история развития Центрального и Юго-Восточного Памира в мезозое.— Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геол. Пробл. 16а. 1964.
Захаревич В. А. Очерк геологии Ангерского каолино-угольного месторождения. 1966.
Захаров С. А. Структуры мезокайнозоя Таджикской депрессии. Изд. АН ТаджССР, 1958.
Зубцов Е. И. Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы.— Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956.
Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Некоторые черты тектонического строения Ирана и Афганистана.— Бюлл. МОИП, № 2, 1969.
Копаев В. А. О юрских тектонических уступах в Фергане.—Уч. зап. САИГиМС, вып. 7, 1962.
Крестников В. Н. История геологического развития Памира и сопредельных с ним частей Азии в мезокайнозое.— Сов. геол., № 4, 7, 1961.
Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. ИЛ, 1954.
Крылов Н. А., Летавин А. И. Тектоника, пермо-триасового комплекса запада Средней Азии и его структурное положение.— Сб. «Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР», 1966.
Леонов Ю. Г. Соотношение Памиро-Каракорумских структур со структурами южных районов Средней Азии, Северного Ирана и Афганистана в позднем палеозое и раннем мезозое.— Бюлл. МОИП, № 4, 1970.
Мазарович О. А. Формации варрисского комплекса каледонид Центрального Казахстана.— Сб. «Геологические формации», 1968.
Менчесье Г. Геологические наблюдения в горах Кабула (Афганистан).— Сов. геол., № 7, 1963.
Менчесье Г. Мезозойские угленосные отложения Казахстана. Изд. АН КазССР, 1968.
Мирзод С. Х., Колчанов В. П., Манчарянц О. А. Афганистан (Краткие сведения о геологическом строении и полезных ископаемых).— Бюлл. МОИП, № 1, 1968.
Мирчник М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. О распространении и условиях залегания переходного комплекса в районах эпигерцинской платформы, прилегающих к Каспийскому морю.— Докл. АН СССР, № 4, 1962.
Муратов М. В. Типы геосинклинальных прогибов в Альпийской складчатой области, их взаимоотношения и историческое развитие.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 92, 1963.
Муратов М. В., Архипов И. В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии.— Бюлл. МОИП, № 4, 1961.
Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. 1926.
Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии.— Научные итоги ТПЭ. Изд. АН СССР, 1936.
Огнев В. Н. Структурно-фациальные особенности угленосных толщ Восточно-Ферганского каменноугольного бассейна. Изд. Кирг. ФАН СССР, 1946.
Огнев В. Н. Опорные разрезы юрской системы Узбекистана. 1969.
Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике.— Изв. АН СССР, сер. геол. № 6, 1956.
Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Средней Азии.— Тр. Междунар. геол. конгр., XXII сессия, 1964.
Петров Н. П., Рубанов И. В. Каолины Ангрена. Изд. АН УзбССР, 1960.
Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд. АН СССР, 1955.
Петрушевский Б. А. Некоторые особенности тектоники Памира.— Бюлл. МОИП, № 4, 1961.
Петрушевский Б. А. О геотектоническом соотношении Средиземноморского и Тихоокеанского складчатых поясов.— Бюлл. МОИП, № 2, 1970.
Поляков В. Н., Андреев Ю. Н., Родовильский М. С., Швецова Е. М. Стратиграфия неокомских отложений Узбекистана.— Сб. «Проблемы нефтегазоносности Таджикистана», вып. II, ч. 2, 1969.

Поляков В. Н., Родовильский М. С., Троицкий В. И. К вопросу о геологическом строении складчатого основания Южного Приаралья.— Узб. геол. журн., № 3, 1965.
Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд. Ком. наук АН УзбССР, 1938.
Попов В. И. Развитие представлений о глыбовой складчатости.— Сб. «Идеи академика В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие». Изд. АН СССР, 1963.
Попов В. И. Ядра и межъядерные зоны Средней Азии — основа ее геологического районирования.— Сб. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». «Наука», 1964.
Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. «Недра», 1966.
Попов В. И., Музафарова Р. Ю., Макарова С. Д. и др. Динамические фации и палеогеография постумных меловых формаций среднего течения реки Зеравшан. «Недра», 1964.
Пояркова З. Н. Стратиграфия меловых отложений Южной Киргизии. 1969.
Прозоровский В. А., Коротков В. А., Мамонтова Е. Е., Порецкая Е. Л. Неоком Западной Туркмении.— Сб. «Проблемы нефтегазоносности Средней Азии», вып. 6. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 51, 1961.
Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хоросанских гор. Изд. АН СССР, 1969.
Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркмено-Алайской горной системы. Изд. Львов. ун-та 1959.
Резвой Д. П. О западно-тяньшаньском глубинном шве. Вестн. Львов. ун-та, сер. геол., № 1, 1962.
Резвой Д. П. О тектонической природе западной части Памиро-Гималайско-Куэньлуньского неотектонического поднятия.— Сб. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня», 1964.
Рей Д. К. Некоторые черты тектоники мезокайнозойских складчатых поясов Индии.— Геотектоника, № 2, 1966.
Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Изд. АН УзбССР, 1959.
Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. «Наука», 1968.
Рухин Л. Б., Рухина Е. В. Меловые отложения Ферганской котловины. Изд. ЛГУ, 1961.
Симаков С. Н. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. Гостоптехиздат, 1952.
Синицин В. М. Северная часть Таримского бассейна. Изд. АН СССР, 1957.
Славин В. И., Мирзод С. Х. Тектоническое районирование Афганистана.— Сов. геол., № 4, 1969.
Соболевская В. Н. Об этапах тектонического развития ограниченных эпипалеозойских плит.— Сб. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». «Наука», 1965.
Соколов Б. А., Мовшович Э. Б. История развития Сулейман-Киртарского горного складчатого сооружения (Западный Пакистан).— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1968.
Соседко А. Ф. Орографический и геологический очерк Северо-Восточной Персии.— Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 14, вып. 4—5, 1932.
Станкевич Ю. В., Троицкий В. И. К тектоническому развитию Южного Узбекистана в юрское время.— Тр. Главгеологии УзбССР, вып. 2, 1962.
Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. «Наука», 1968.
Таль-Вирский Б. Б. Некоторые черты тектоники Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции по результатам геофизических исследований.— Тр. ВНИГНИ, вып. 30, 1961.
Таль-Вирский Б. Б. История тектонического развития Западного Узбекистана в свете результатов геофизических работ.— Сб. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Западного Узбекистана и Каракалпакии». Изд. АН УзбССР, 1962.
Таль-Вирский Б. Б. Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня.— Сб. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». «Наука», 1964.
Таль-Вирский Б. Б. Тектоническая карта запада Средней Азии м-ба 1 : 1 000 000. Под ред. Г. Х. Дикенштейна. 1968.
Таль-Вирский Б. Б. Тектонические особенности нефтегазоносных впадин севера Туранской плиты. Под ред. М. И. Варенцова, «Наука», 1970.
Тектоника Евразии. Под ред. А. Л. Яншина. «Наука», 1966.
Тектоническая карта Узбекской ССР. Под ред. В. Г. Гарьковец. 1967.

Типовые разрезы мела и палеогена закрытых районов Туркмении.— Тр. Упр. геологии при Совете Министров ТуркмССР, вып. 4, 1966.
Троицкий В. И. Типы разрезов нижнего мезозоя на территории Южного Узбекистана.— Докл. АН УзбССР, № 6, 1961а.
Троицкий В. И. Фациально-палеогеографическая характеристика рэт-юрских формаций на территории Таджикской депрессии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, № 5, 1961б.
Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. «Недра», 1967.
Троицкий В. И. Унифицированные стратиграфические схемы юрских и меловых отложений Средней Азии. 1969.
Троицкий В. И. Фациально-петрографические формации каракорумского ритмокомплекса в Средней Азии.— Тр. ТашГУ, вып. 358, 1970.
Успенская Н. Ю. Пояс крупных разломов в пределах платформы юга европейской части СССР и Средней Азии.— Сов. геол., № 3, 1961.
Флоренкова А. Я., Эгамбердыев М., Юртаев Ю. С. Новые данные по стратиграфии верхнего мела Памира.— Узб. геол. журн., № 4, 1969.
Хаин В. Е. Общая геотектоника. «Недра», 1964.
Херасков Н. П. Тектоника и формации. «Наука», 1967.
Хуан Дзи-цин. Основные черты тектонического строения Китая.— Сов. геол., № 9, 1961.
Шатский Н. С. Избранные труды. Т. I—IV. «Наука», 1963.
Шехтман П. А. Геология Среднеазиатского нижнемезозойского угленосного бассейна. Изд. Узб. ФАН СССР, 1941.
Широков В. Я. Основные черты истории геологического развития Таджикской депрессии и прилегающих районов Туранской плиты.— ВНИИГНИ, вып. 42, 1964.
Штеклин Д. Тектоника Ирана.— Геотектоника, № 1, 1966.
Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. ОГИЗ, 1948.
Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу.— Сб. «Памяти академика А. Д. Архангельского». Изд. АН СССР. 1951.
Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья.— Матер. к познанию геологического строения СССР, вып. 15(10), 1953.
Яншин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соленых толщ.— Геол. и геофиз., № 1, 1961.
Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— Сб. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». «Наука», 1965.

И. П. БАШАРИНА

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ВПАДИН КАЗАХСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Казахская горная страна — сложно построенная складчато-блоковая система, прошедшая длительный и сложный путь развития. Мезозойский этап является одним из нескольких намечающихся этапов этого пути. Его изучение важно не только ввиду практического значения мезозойских образований Казахстана, богатых бурыми и каменными углями, артезианскими водами, железными рудами, огнеупорными глинами, бокситами и другими полезными ископаемыми, но и для выяснения геологической эволюции, пространственного и временного размещения структурных элементов, их типизации, наличия интрузивных и эффузивных комплексов, проявления и локализации складко- и разрывообразующих процессов. В настоящей статье сделана попытка решить некоторые из этих проблем.

Многолетние исследования мезозойских структур автором в Туве и Казахстане показали, что история формирования их часто предопределена предыдущими этапами развития. Поэтому, чтобы понять особенности мезозойского тектонического этапа, типы и размещение структурных элементов, необходимо хотя бы кратко рассмотреть структуру, сложившуюся на территории Казахстана в конце палеозоя. Это необходимо сделать и по той причине, что начало мезозойского тектонического этапа развития не везде совпадает с началом мезозойского летосчисления. Так, К. В. Боголепов полагает, что «нижняя граница мезозойского (послегерцинского) тектонического этапа тяготеет к среднему триасу» (Боголепов, 1967, стр. 5), хотя и считает, что эта граница условна.

СТРУКТУРА ДОМЕЗОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Ввиду сложности геологического строения Казахстана, а также неоднозначности трактовок тех или иных геологических явлений многие вопросы его тектоники решаются различно (Богданов, 1959, 1960; Борукаев и др., 1965; Борсук, 1963; Зайцев, 1961; Зоненшайн, 1969; Макарычев, 1970; Маркова, 1964; Маркова, Клитин, 1966; Матвеевская, 1969; Успенский, 1970; Херасков, 1966; «Тектоника Евразии», 1966, и многие другие). Поразному, например, определяется количество структурных этажей и их объем, размеры и границы структурных элементов, время замыкания складчатых зон, формационные наборы для отдельных элементов и т. д.

Опираясь на данные упомянутых работ, можно констатировать: 1) до конца ордовика Казахская горная страна развивалась одинаково во всех своих частях; 2) начиная с силура отдельные зоны страны начинают развиваться различно; 3) домезозойский фундамент слагают две крупные складчатые области — каледонская и герцинская.

Каледонская складчатая область

Каледонская складчатая область занимает территорию Центрального Казахстана и имеет форму дуги, раскрывающейся на юго-восток. С юго-востока, запада и северо-востока дуга окаймляет область герцинид. Осадочно-вулканогенные образования, слагающие каледониды, образуют крупные структурные элементы типа антиклинориев и синклинориев. Простирание этих элементов в основном северо-западное и северо-восточное, совпадающее с простиранием глубинных разломов, осложняющих их строение. Так, на юго-востоке Центрального Казахстана Таласский антиклинорий, Джалаир-Найманская зона смятия, Бурунтауский антиклинорий и Западно-Балхашский синклинорий имеют северо-западное простирание. На западе Улутауский антиклинорий характеризуется субмеридиональным простиранием, на северо-западе Кокчетавский антиклинорий, дугообразно огибая Кокчетавский массив, меняет простирание с северо-восточного на субширотное, а далее к востоку—на юго-восточное. К юго-востоку от Кокчетавского массива расположены субмеридионально ориентированные Восточно-Кокчетавский синклинорий и Ерементауский антиклинорий, разделенные глубинным разломом. Юго-восточная ветвь каледонид, включающая Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий, вклинивается между двумя герцинскими складчатыми системами, отделяясь от них крупными глубинными разломами. Для этой ветви каледонид характерно северо-западное простирание структур. На западе и севере каледонские структуры скрываются под Туранской и Западно-Сибирской плитами.

По времени завершения складчатости выделяются области ранних и поздних каледонид (Маркова, 1964; Маркова, Клитин, 1966; Матвеевская, 1969, и др.). Граница между ними трактуется неодинаково. Некоторые исследователи в область ранних каледонид включают только структуры, расположенные на крайнем северо-западе Казахстана. Другие проводят границу между ранними и поздними каледонидами от современной Илийской впадины на северо-запад по Джалаир-Найманской зоне смятия. На севере граница проходит по южному замыканию Ерементауского антиклинория до меридионального разлома, расположенного восточнее пос. Баян-Аул.

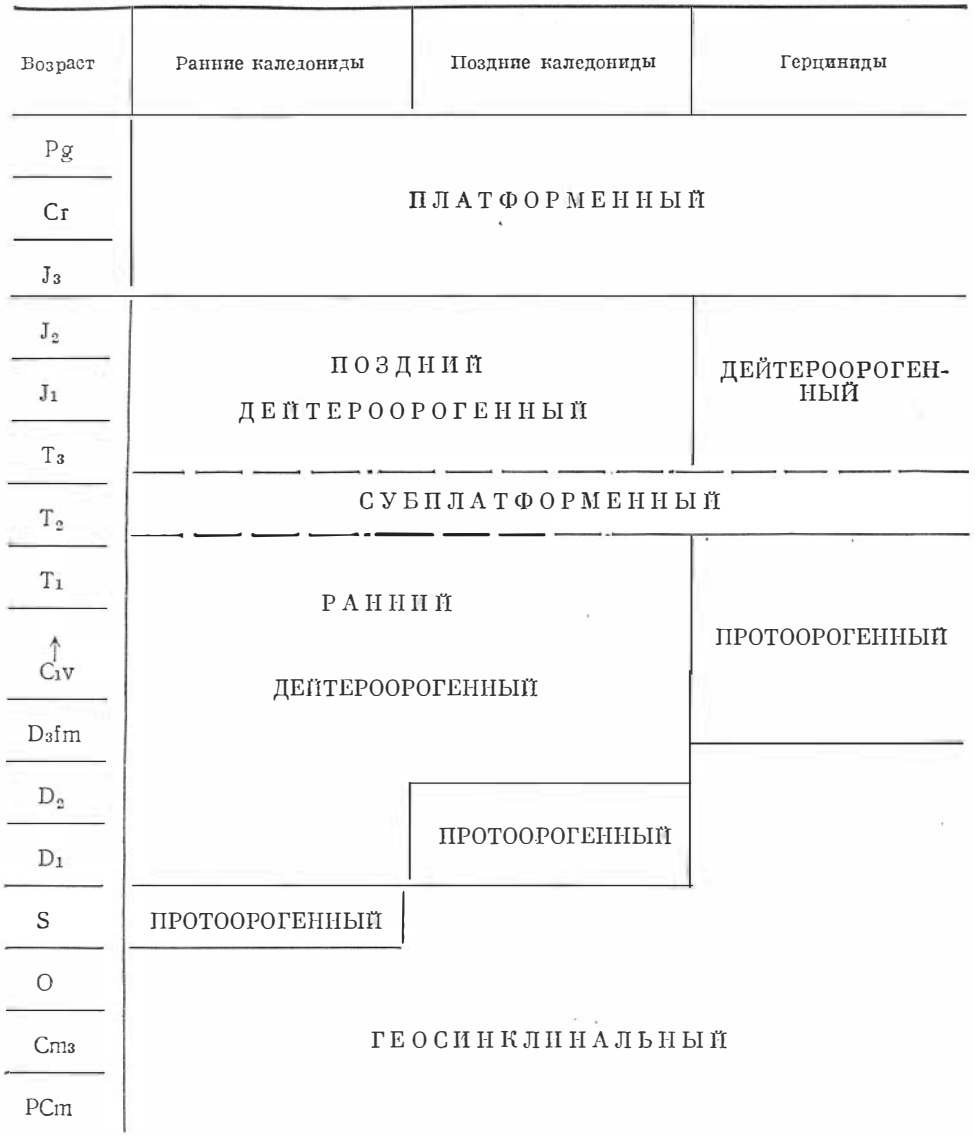
Наиболее древняя структура каледонид — Кокчетавский массив. Он имеет двухъярусное строение, сходное с платформенным (Матвеевская, 1969), Нижний структурный ярус сложен высокометаморфизованными породами — эклогитами, гиперстеновыми сланцами и гнейсами. Они обнажены в ядрах антиклинальных складок, имеющих в плане овальную форму с шириной до нескольких сотен метров. Абсолютный возраст этих образований от 420 до 1300 млн. лет (Матвеевская, 1969). Верхний структурный ярус представлен морскими и континентальными осадочно-эффузивными образованиями, сопоставляемыми с рифеем Урала. Кроме того, большое место в строении Кокчетавского массива занимают доордовикские и ордовикские гранитоидные комплексы, выходы которых занимают обширные площади.

По набору формаций в зонах ранних и поздних каледонид, по различным структурным планам складчатых форм, разделенных поверхностями структурных несогласий, представляется возможным выделить геосинклинальный, протоорогенный и дейтероорогенный структурные этажи (табл. 1), соответствующие одноименным этапам развития.

Геосинклинальный структурный этаж. Независимо от времени замыкания геосинклинальных систем каледонид и герцинид досилурийская история их, вероятно, была одинаковой (Маркова, 1964). Породы докембрия и нижнего палеозоя, обнажающиеся, как правило, в ядрах древних антиклинальных структур каледонид и герцинид, близки по составу. Докембрийские образования представлены

Таблица 1

Этапы развития Казахской складчатой области



гнейсами, амфиболитами, порфирами, кварцевыми и кварцево-слюдяными сланцами, интенсивно гранитизированными, в несколько километров мощностью. Поздний докембрий и нижний-средний кембрий сложены основными эффузивами, кремнистыми и кремнисто-углистыми сланцами, кварцитами и яшмами, карбонатными и терригенными породами (Маркова, 1964; Матвеевская, 1969). Все эти образования составляют нижний структурный подэтаж каледонид, характеризующийся узкой линейной складчатостью с углами падения слоев на крыльях до 70—80°.

Верхний структурный подэтаж в зоне ранних каледонид сложен образованиями верхнего кембрия и ордовика, в зоне поздних каледонид в него, кроме того, входят силурийские отложения. В разрезе преобладают терригенные образования флишоидного облика и эффузивы андезито-базальтового состава, достигающие 10—12 км мощности. Силурийские образования зоны поздних каледонид имеют постепенные переходы с ордовикскими и

представлены типичными геосинклинальными формациями: зеленоцветной терригенной, известняковой, эффузивной андезито-базальтового и дацитового состава общей мощностью до 8000 м.

Для геосинклинального этапа развития обеих зон характерны линейные складчатые структуры, осложненные складчатостью более высоких порядков.

Протоорогенный структурный этаж ранних каледонид слагают силурийские образования, залегающие на ордовикских с угловым несогласием. Они выполняют остаточные геосинклинальные прогибы (Чидертинско-Улетинский, расположенный между Ерементаусским и Экибастузским антиклинориями, Калмыккульский — к югу от Кокчетавского антиклинория и др.) и представлены континентальными эффузивами андезито-базальтового состава и пестроцветными терригенными породами общей мощностью до 5000 м. Характерными структурными формами здесь являются брахиподобные складки, ориентированные в основном субпараллельно линейным складчатым структурам верхнего геосинклинального подэтажа.

Протоорогенный структурный этаж поздних каледонид образован породами нижнего, среднего и верхнего (до фаменского яруса) девона — чередующимися эффузивами андезито-базальтового и дацит-липаритового состава и терригенными красноцветными осадками с фауной и флорой общей мощностью до 6000 м. Эти образования выполняют отдельные наложенные мульды в антиклинориях и наиболее прогнутые участки в синклинориях, образуя брахиформные структуры.

Формирование дейтероорогенного структурного этажа занимает длительный период времени. В зоне ранних каледонид оно начинается с раннего девона, поздних каледонид — с фаменского века. Для среднего и позднего палеозоя характерно заложение и формирование наложенных впадин и грабенов, выполненных морскими и континентальными, карбонатными, эффузивно-осадочными и красноцветными терригенными и угленосными образованиями, достигающими общей мощности до нескольких тысяч метров (Джезказганская, Тенгизская, Чуйская впадины, Карагандинский унаследованный прогиб и Джаильминская наложенная мульда) и характеризующимися пологими складчатыми формами.

Герцинская складчатая область

Центрально-Казахстанская герцинская складчатая область является, по-видимому, ветвью герцинид, расположенных восточнее. Ветвь с севера, запада и юга окружена каледонскими структурами. Определение границ между каледонскими и герцинскими областями в Казахстане осложняется постепенными переходами одновозрастных пород по латерали. В полях развития девонских образований граница проводится по смене вулканогенно-красноцветных толщ морскими.

Простирание осей складчатых структур в северо-восточных районах Центрального Казахстана северо-западное (Калба-Нарынский и Жарминский синклинории), переходящее на севере в северо-восточное (Тектурмасский антиклинорий, Успенская зона смятия), согласное с направлением ограничивающих герцинские структуры протяженных глубинных разломов. На юге, подчиняясь простиранию каледонского Тянь-Шаня, направление складчатых структур меняется на субширотное, совпадающее с простиранием Илийской впадины. На юго-востоке, у границы Джунгарской впадины господствует северо-восточное простирание, связанное с тупым замыканием Чингизских каледонид. Эти направления совпадают с направлением западной границы Джунгарской впадины (Херасков, 1966).

В герцинском складчатом сооружении выделяется два структурных этажа — нижний геосинклинальный и верхний протоорогенный.

Геосинклинальный структурный этаж сложен вулканогенно-осадочными и интрузивными комплексами докембрия, нижнего и среднего палеозоя. В этом структурном этаже различаются два подэтажа. Выходы нижнего структурного подэтажа, сложенного докембрийскими, кембрийскими и ордовикскими образованиями, немногочисленны и изучены плохо. По формационному составу они не отличаются от одновозрастных образований, широко развитых в области каледонид. Верхний структурный подэтаж охватывает силур, девон и нижний карбон (до визе). Силур представлен морскими зеленоцветными терригенными толщами с прослоями рифовых известняков (до 2000 м), девон — зеленоцветными песчано-алевролитовыми отложениями с прослоями эффузивов и известняков (3500—7000 м), турне — терригенными породами с подчиненными прослоями известняков и эффузивов андезито-дацитового и липаритового состава (1500—1600 м) (Маркова, 1964; Матвеевская, 1969). Структурные подэтажи отделены друг от друга несогласием, но имеют единый структурный план. Слои, слагающие эти подэтажи, собраны в сложные линейные складки в основном северо-западного простирания.

Протоорогенный структурный этаж. С визейского времени обособились наиболее крупные структуры герцинид — Балхашский антиклинорий и Балхашский синклинорий. В Балхашском синклинории с этого времени накапливались континентальные толщи, включающие андезитовые, дацито-липаритовые лавы и их туфы с подчиненными прослоями терригенных пород с остатками флоры. Общая мощность этих образований 2000 м. Характерными структурными формами для этих толщ являются брахиподобные складки. В Балхашском антиклинории преобладают локально развитые песчано-алевролитовые серии и карбонатные отложения с остатками фауны. Мощность их не превышает 100—350 м.

Со среднего карбона начинается резкая дифференциация герцинской складчатой области. Обособляются прогибы внутри Балхашского синклинория (Илийский, Токраусский, Северо-Балхашский, Баканас-Алакульский). Эти прогибы несут черты унаследованности от более ранних этапов развития. Закладываются новые структуры — изометричной формы впадины как в синклинории (унаследованная Калмакемельская), так и в антиклинории (наложенная Саякская) (Маркова, 1964).

В унаследованных структурных элементах средний—верхний карбон, пермь, а местами и триас (Илийский прогиб), сложены мощными (до 5000 м) толщами эффузивов андезито-дацитового, дацито-липаритового и трахилипаритового состава, залегающими трансгрессивно, а местами резко несогласно, на более древних образованиях. В Баканас-Алакульском прогибе средне-верхнекаменноугольные толщи сложены эффузивами основного состава, чередующимися с черными сланцами, алевролитами и известняками. Перекрываются они кислыми эффузивами перми (2500—3000 м) и пермо-триаса (1000 м).

В Балхашском антиклинории верхнепалеозойские образования наложенных впадин представлены терригенной серией, достигающей наибольшей мощности (3500—4000 м) в Саякской мульде.

Из интрузивных комплексов в области герцинид, кроме каледонских гипербазитов и гранитоидов, известны граниты, внедрившиеся в два этапа, — допермские с абсолютным возрастом 320—340 млн. лет (Маркова, 1964; Чуйкова, 1957) и послепермские с абсолютным возрастом 270—290 млн. лет. Кроме того, В. В. Коптева и И. Г. Щерба (1963) описали здесь малые субвулканические интрузии трахилипаритов, рвущие пермские интрузии.

Осадочно-вулканогенные образования протоорогенного структурного этажа герцинид имеют сходство с геосинклинальным рядом формаций. Однако осложняющие этот этаж складчатые структуры характеризуются пологими брахиформными складками, субпараллельными складчатым структурам геосинклинального структурного этажа и зонам глубинных разломов. Последние расчленяют область герцинид на сложно построенные блоки.

Изложенное позволяет отметить следующее.

1. Продолжительность геосинклинального этапа развития увеличивалась по направлению с северо-запада на юго-восток.

2. Разная длительность собственно геосинклинального этапа обусловила и разную длительность последующих прото- и дейтероорогенного этапов (табл. 1).

3. К началу мезозоя Казахская складчатая область обладала резко дифференцированной мозаичной складчато-блоковой структурой с господствующими северо-западными и северо-восточными простираниями основных складчатых систем и зон глубинных разломов.

4. В плане крупные блоки в ранних каледонидах имели угловатые, близкие к изометричным очертания, а для поздних каледонид и герцинид типичны в основном сравнительно узкие и протяженные мозаичные зоны с преобладанием северо-западного простирания.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ВПАДИНЫ

Мезозойским отложениям Казахстана посвящена обширная литература. Среди сводных публикаций следует отметить работы М. А. Абдулкабировой (1966), Л. Ф. Белянкина и др. (1961), К. В. Боголепова (1967), А. К. Бувалкина (1959, 1960, 1962, 1964а, 1964б, 1965, 1966, 1968 и др.), В. И. Власова (1964), Р. Ф. Геккера (1948), М. И. Жаймина (1965), Г. Л. Кушева (1941, 1954, 1963, 1968), А. Б. Ли (1961, 1962) и многих других.

Благодаря многолетним исследованиям и в том числе нефтепоисковым и углеразведочным работам мезозойские отложения Казахстана изучены довольно полно. Отметим только, что недостаток органических остатков не всегда позволяет расчленить мезозойские толщи на ярусы и даже отделы, что затрудняет корреляцию разрезов отдельных впадин.

Как будет показано ниже, наиболее древними являются мезозойские впадины, заложившиеся на герцинском фундаменте. Их развитие началось в позднем, а местами среднем триасе. Впадины, развивавшиеся на каледонском основании, как правило, начали формироваться только в юрское время (рис. 1). На территории герцинид Восточного Казахстана известно пять крупных впадин — Илийская, Алакольская, Кендерлыкская, Зайсанская и Курайлинская. В Южном Казахстане на северной ветви герцинского Тянь-Шаня расположена Каратауская впадина.

Илийская впадина

Та часть Илийской впадины, которая расположена в Советском Союзе, приурочена к одноименному протоорогенному прогибу. В современной структуре она ограничена с севера южными отрогами Джунгарского Алатау, с юга — Заилийским Алатау и хр. Кетмень, с запада — Кендыктасскими и Чу-Илийскими горами. Простираясь в широтном направлении на 300 км, она имеет наименьшую ширину между горами Кату и Калканы (25 км) и наибольшую — на меридиане горы Панфилова (100 км). Замыкается впадина в КНР, переходя в Кульджинскую депрессию (Ли, 1962).

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
Карагандинская
Майкюбенская
Кушайлинская
Жаманлебенская
Кендерлыкская
Шубаркольская
Каратауская

По геофизическим и буровым данным, Илийская впадина подразделяется на две самостоятельные депрессии: Западно-Илийскую, или Алма-Атинскую, и Восточно-Илийскую, или Джаркентскую. Границей между ними служит перешеек между горами Кату и Калканы, где палеозойский фундамент залегает сравнительно неглубоко.

Верхняя часть фундамента Илийской впадины, обнажающаяся в обрамлении и вскрытая во внутренней части, сложена пермскими и нижнетриасовыми образованиями (Маркова, 1964). Это тонко- и грубообломочные туфы с прослоями порфиритов, пестроцветные полимиктовые и туффитовые слоистые песчаники, туфы и лавы кислого состава общей мощностью до 1800 м.

Мезозойские отложения известны в Джаркентской депрессии и описаны в работах А. К. Бувалкина (1961 г., 1964, 1965 и др.), В. И. Власова (1962, 1964), А. Б. Ли (1961, 1962), М. И. Варенцова и др. (1967), С. А. Шалабаева и И. Мухамедиева (1967 г., 1968), В. Д. Стеркина (1968 г.) и многих других исследователей.

Основание мезозойского разреза слагает верхний триас, обнажающийся в северных предгорьях Кетменского хребта в виде узкой полосы близ пос. Кольджат. Эти отложения выделены в кольджатскую свиту (Бувалкин, Власов, 1961; Бувалкин, 1965). Они трансгрессивно налегают на различные горизонты верхней перми или каолинитовую бокситоносную кору выветривания и представлены в нижней части разреза продуктами переотложения. Выше по разрезу их сменяют крупно- и мелкогалечные конгломераты (50—130 м), тонкозернистые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов (от 20 до 170 м) и темно-серые аргиллиты и алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников (180—230 м) (Власов, Бувалкин, 1961; Власов, 1964; Бувалкин, 1965; Ли, 1962). Мощность кольджатской свиты увеличивается от южных окраин к центру впадины. По заключению Э. Р. Орловской и Е. И. Мураховской, остатки флоры и спорово-пыльцевой комплекс свиты соответствуют позднему триасу (кейперу).

Юрские отложения в Илийской впадине подразделяются на каирлаганскую и джаркентскую свиты.

Каирлаганская свита несогласно залегает на кольджатской (Бувалкин, 1965; Шалабаев, Мухамедиев, 1968) и состоит из конгломератов, песчаников, аргиллитов и алевролитов. Свита содержит до шести угольных пластов (от 2 м и более). Мощность ее в центральных частях впадины до 270—380 м, в предгорьях Кетменского хребта — 150 м и сокращается к югу до 40 м (Шалабаев, Мухамедиев, 1968; Власов, 1964). Возраст свиты по спорово-пыльцевому комплексу определен Э. Р. Орловской как раннеюрский (Власов, 1964; Шалабаев, Мухамедиев, 1968).

Джаркентская свита залегает трансгрессивно на каирлаганской и кольджатской. Она сложена серыми и темно-серыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками с пластами углей, один из которых достигает 11—23 м мощности.

Мощность свиты 40—150 м. В южной части впадины отложения джаркентской свиты полностью денудированы. Спорово-пыльцевой комплекс соответствует средней юре и сопоставляется со среднеюрским комплексом Каратау и Тургая (Власов, 1964).

С начала поздней юры до позднего мела отмечается перерыв в осадконакоплении и развитие коры выветривания. Кора выветривания имеет

Рис. 1. Сопоставление геологических разрезов мезозойских впадин Казахстана.
1 — палеозойский фундамент. Мезозой и кайнозой: 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — мергели; 7 — доломиты; 8 — угли; 9 — загипсованные горные породы; 10 — коры выветривания.

каолиновый состав. Ее мощность в пределах юго-восточного борта Илийской впадины 7—20 м (Варенцов и др., 1967; Ли, 1962).

Верхнемеловые отложения в Илийской впадине пользуются широким распространением. В восточной части Джаркентской депрессии они плащеобразно, с угловым несогласием перекрывают триасовые и юрские, а в западной части и Алма-Атинской депрессии — верхнепалеозойские образования (Власов, 1964; Варенцов и др., 1967).

А. Б. Ли (1962) подразделяет верхний мел на две пачки: нижнюю — красноцветную песчано-глинистую и верхнюю — песчаниковую. Нижняя сложена кирпично-красными песчанистыми глинами и светло-коричневыми разнозернистыми песчаниками, верхняя — светло-серыми кварцевыми песками и слабо сцементированными песчаниками. Суммарная мощность отложений колеблется от 10—20, реже 60—70 м в западной части до 200—210 м в восточной части впадины (Власов, 1964).

Палеоген подразделяется М. И. Варенцовым и др. (1967) на две свиты: кайчинскую (эоцен-олигоценовую) и джамбылбастаускую (олигоценовую). Кайчинская (330 м) сложена кирпично-красными и красно-бурыми конгломератами, красными аргиллитоподобными глинами с прослоями песчаников и мергелей, джамбылбастауская (200 м) — песчаниками, алевролитами с редкими прослоями конгломератов, кирпично-красными загипсованными глинами и алевролитами с прослоями конгломератов.

На всей площади Илийской впадины палеогеновые отложения перекрыты мощными (до 3000 м) неогеновыми и четвертичными.

По геофизическим данным, Илийская впадина имеет сложное блоково-ступенчатое строение (Чабдаров, 1963 г.). Она, как указывалось выше, разделяется на Западно-Илийскую и Восточно-Илийскую депрессии. В последней выделяются три структурные зоны: северный борт с адырными структурами, центральная, наиболее погруженная часть и моноклиналь южного борта (Ли, 1962; Варенцов и др., 1967).

В современном структурном плане зона северного борта впадины ограничена с севера системой взбросов (Варенцов и др., 1966), а с юга — крупным Хоргосско-Джамбылбастауским разломом, по которому северный борт поднят в восточной части на 600 м (у Хоргосской брахиантиклинали), в западной — до 3000 м (у Джамбылбастауской складки). На юго-западе разлом разветвляется на два. Один (параллельный хр. Джунгарский Алатау) достигает гор Актау, другой, рассекая впадину, судя по сейсмическим данным, доходит до гор Улькен-Богуты, приобретая на юго-западном окончании характер сброса с амплитудой смещения 500 м (Варенцов и др., 1967). Близ северного борта Джаркентской депрессии развиты характерные адырные антиклинальные складки (10 × 5 км), осложняющие мезозойские слои. Параллельные хр. Джунгарский Алатау, они расположены кулисообразно друг относительно друга. Актауская, Койбынская и Джамбылбастауская складки, изученные в западной части северного борта, как правило, имеют крутые (до 80°), осложненные разломами южные крылья и пологие (5—20°) северные.

Южнее Хоргосско-Джамбылбастауского разлома располагается Центральная структурная зона, постепенно переходящая в южную моноклиналь. Граница между ними проводится по серии субширотных разломов (от пос. Каирлаган до среднего течения р. Чарын). В Центральной зоне различаются Пенджимская (Хоргосская) подзона погребенных структур субширотного простирания, Панфиловская, наиболее погруженная, подзона северо-западного простирания и Борохудзирская, сливающаяся с моноклиналью южного борта. Предполагается, что границами между этими структурными подзонами служат разрывы северо-западного простирания.

Южная структурная зона Джаркентской депрессии представлена моноклиналью, ограниченной с севера системой Чунджинско-Каирла-

ганских разломов, а с юга — протяженным сбросом, отделяющим ее от Кетменского антиклинория (Варенцов и др., 1967), и надвигом — от хр. Заилийского Алатау (Косыгин, 1958). По геофизическим данным, южная зона разделяется на западную и восточную подзоны. Предполагается, что в западной подзоне мезозойские отложения отсутствуют.

Структурно-фациальный анализ дает возможность предполагать, что в Илийской впадине в процессе ее развития происходили неоднократные и разнонаправленные движения блоков. Тектонические движения имели место и во время мезозойского осадконакопления. Об этом свидетельствует увеличение площади распространения юрских отложений в Джаркентской депрессии с востока на запад и в то же время резкая смена их фаций по латерали и в разрезе на сравнительно небольших расстояниях. Верхнетриасовые и юрские отложения в Джаркентской депрессии характеризуют дейтероорогенный этап развития Илийской впадины. После пенепленизации и развития каолиновых кор выветривания в позднеюрскую и раннемеловую эпохи в Илийской впадине получили широкое распространение верхнемеловые образования, слагающие платформенный чехол, перекрывший полностью Алма-Атинскую и Джаркентскую депрессии.

Алакольская впадина

Алакольская впадина расположена на востоке Казахской складчатой области. С северо-востока она ограничена Аягузско-Урджарским, а с юго-запада — Главным Джунгарским глубинным разломами. На северо-западе она граничит с Северо-Балхашской протоорогенной герцинской впадиной. «Западная граница Алакольской впадины может быть условно проведена по небольшим поднятиям, сложенным эффузивами верхнего палеозоя, у восточного окончания озера Балхаш» (Жаймин и др., 1969а, стр. 84). На юго-востоке впадина сочленяется через Джунгарские ворота с Джунгарской впадиной, расположенной в КНР.

В настоящее время Алакольская впадина почти полностью перекрыта кайнозойскими отложениями, поэтому исследования мезозойских образований, имеющих редкие выходы, весьма затруднительны.

Фундамент впадины имеет сложное строение. В целом это опущенный по Аягузско-Урджарскому и Главному Джунгарскому разломам крупный палеозойский блок, расчлененный системами более мелких разломов на отдельные блоки. По геофизическим данным, в палеозойском фундаменте выделяется ряд складчатых структур. Современные контуры кайнозойских отложений, выполняющих Алакольскую впадину, охватывают Балхаш-Тарбагатайский антиклинорий, Алакольский прогиб и частично Баканасский и Маканчинский синклинории (Третьяков, 1968).

Мезозойские отложения в Алакольской впадине развиты только на наиболее опущенных блоках. Здесь, кроме так называемой Алакольской мульды (Жаймин и др., 1969) с выходами на поверхность мезозойских образований, по геофизическим данным выявлены погребенные мезозойские структуры — Сийректинская и Айская мульды, Уч-Аральская депрессия и Восточно-Алакульский прогиб (Жаймин и др., 1969) (рис. 2).

Алакольская мульда * расположена на крайнем юго-востоке одноименной впадины. Она имеет небольшие размеры и вытянута в северо-западном направлении, располагаясь в основном к северо-востоку от Кши-Алакольского разлома (рис. 3).

---

* Под Алакольской мульдой (термин М. И. Жаймина) понимается юго-восточная часть современной Алакольской впадины, в основании которой развиты малые мезозойские грабены.

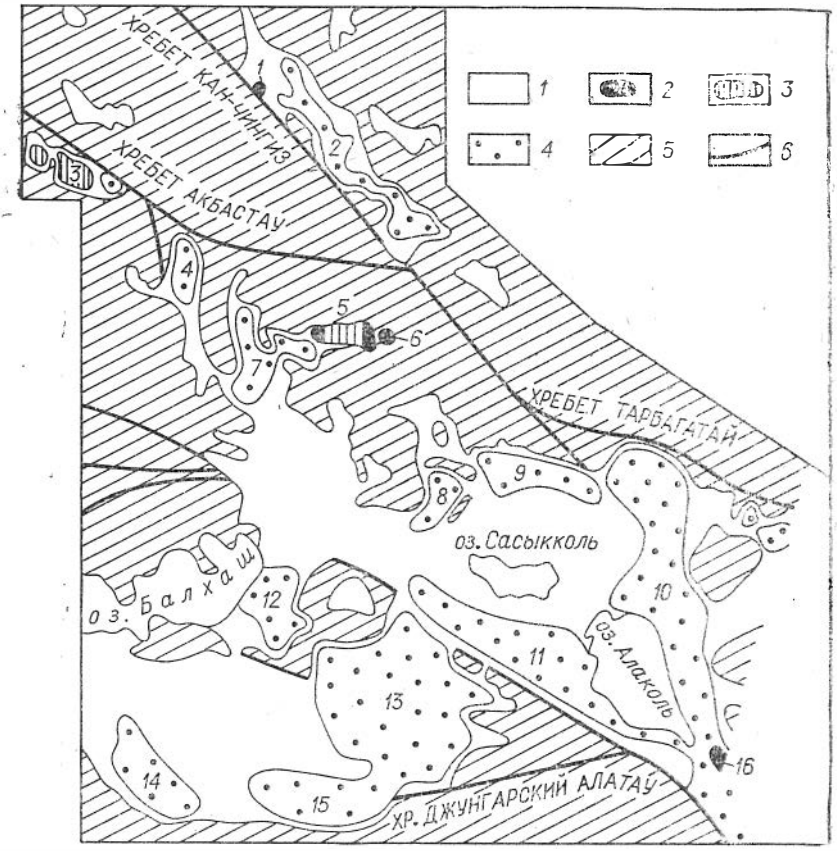


Рис. 2. Распространение мезозойских отложений Юго-Восточного Казахстана (по М. И. Жаймину и др., 1969).

1 — современные отложения. Мезозойские впадины: 2 — выходящие на дневную поверхность (1 — Кан-Чингизская, 5 — Курайлинская частично, 6 — Торткульская, 16 — Алакольская); 3 — вскрытые бурением (3 — Алгабасская, 5 — Курайлинская частично); 4 — установленные по геофизическим данным (4 — Чубартауская, 7 — Курубаканская, 8 — Сийректауская, 9 — Айская, 11 — Уч-Аральская, 12 — Западно-Арганатинская, 13 — Восточно-Арганатинская, 14 — Лепсинская, прогибы: 2 — Предчингизский, 10 — Восточно-Алакульский); 5 — домезозойские образования; 6 — региональные разломы.

Мезозойские отложения Алакольской мульды выходят на поверхность и вскрыты скважинами на трех участках Алакольского буроугольного месторождения — Пограничном, Сартологайском и Узунбулакском (Шахов, 1965; Бувалкин, 1966; Бувалкин, Жаймин, 1958; Белянкин и др., 1961б; Войтович, 1969). Каждый из участков представляет собой односторонний (Пограничный, Узунбулакский и Сартологайский) или двусторонний (Кусакская синклиналь) грабен. Мезозойские отложения залегают с угловым несогласием на метаморфизованных палеозойских породах и подстилаются локально развитой корой выветривания (до 30 м). В разные годы мезозой здесь расчленялся по-разному (табл. 2). Наиболее детально разработана стратиграфия Алакольской мульды А. К. Бувалкиным (1966). Им выделяются три свиты: катуская, узунбулакская и кусакская. Катуская имеет ограниченное распространение. Она залегает несогласно на палеозойских породах фундамента или мезозойской коре выветривания. Свита изучена на северо-западе Пограничного участка, где состоит из часто переслаивающихся серых алевролитов и тонкозернистых песчаников общей мощностью 55 м. Возраст свиты по палинологическим

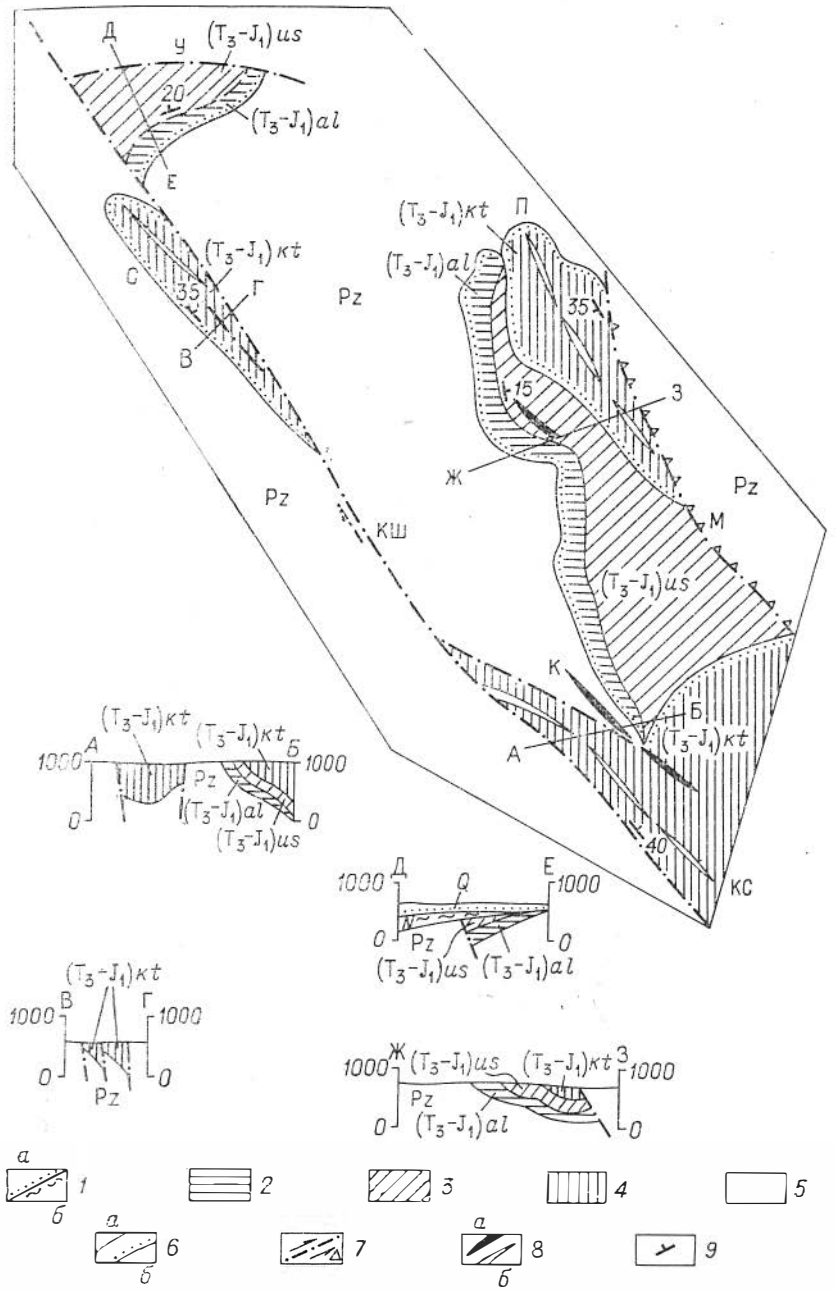


Рис. 3. Строение мезозойских грабенов юго-восточной части Алакольской впадины (по В. С. Войтовичу, 1969).

1 — четвертичные (а) и неогеновые (б) отложения (на разрезе Д—Е); 2—4 — рэт— лейас, свиты: 2— алакольская, 3— узунбулакская, 4— катуская; 5— палеозой; 6 — согласные (а) и несогласные (б) стратиграфические контакты; 7 — разрывные нарушения, стрелки — направления сдвигов, треугольники — наклон сместителя; 8 — оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 9 — элементы залегания слоев; П — Пограничная грабен-синклиналь; К — Кусакская антиклиналь; Кс — Кусакская синклиналь; С — смещенная часть Кусакской синклинали на Сартологайском участке; У — Узунбулакская моноклиналь. Разломы: Кш — Кши-Алакольский, М — Малокатуский.

Таблица 2

Расчленение нижнеюрских отложений Алакольской впадины

Возраст	А. К. Бувалкин, М. И. Жаймин (1958), М. И. Жаймин (1965)	Л. Ф. Белянкин и др. (1961б), В. С. Войтович (1969)	А. К. Бувалкин (1966)	
	Свиты и мощность в метрах			
Поздний лейас	песчано-конгломератовая (412) полосчатая (420)	катуская (300) узунбулакская (180)	кусакская (250)	
Средний лейас			узунбулакская	верхняя подсвита (150)
Ранний лейас	угленосная (110—120) конгломератовая (138)	алакольская (до 200)		нижняя подсвита (110)
Рэт	алевролито-песчаниковая (1—60)		катуская (55)	

данным определен Г. В. Сакулиной как рэтский (Бувалкин, 1966), Е. И. Мураховской (1968) — как позднетриасовый — раннеюрский.

Вышележащая узунбурлакская свита разделяется на две подсвиты — нижнюю и верхнюю. Нижнеузунбулакская подсвита залегает на размытой поверхности катуской и палеозойских породах или коре выветривания и сложена в основании крупно- и среднегалечными конгломератами с прослоями песчаников. Выше по разрезу лежит пачка часто чередующихся серых песчаников, темно- и зеленовато-серых алевролитов, конгломератов и углей. Общая мощность подсвиты 150 м. На юго-востоке мощность грубообломочных разностей возрастает.

Верхнеузунбулакская подсвита сложена переслаивающимися алевролитами, конгломератами и линзообразными прослоями песчаников. Мощность подсвиты 110 м, возраст среднелейасовый (Мураховская, 1968).

Кусакская свита залегает трансгрессивно на узунбулакской и сложена средне- и крупногалечными конгломератами и средне- и крупнозернистыми косослоистыми или массивными песчаниками. Максимальная мощность свиты 650 м, возраст позднелейасовый (Бувалкин, 1968). Суммарная мощность мезозойских отложений 960—1000 м, меловые же в Алакольской впадине не обнаружены, и юра несогласно перекрыта палеогеном.

Из магматических образований в Алакольской мульде известны миндалекаменные андезито-базальты с порфировой структурой. На юге Пограничного участка они выходят на поверхность в виде гряды длиной 500 м и шириной 40 м. Покровы андезито-базальтов залегают согласно с юрскими отложениями. Многочисленными скважинами они вскрыты на больших площадях. Залегая на палеозое, перекрытые нижней юрой, они содержат ксенолиты пелитовых пород с палинологическими остатками рэтского возраста. Поэтому поздне- или послетриасовый возраст их не вызывает сомнения (Жаймин, 1965).

Почти на всем протяжении Алакольская впадина перекрыта плащеобразными покровами палеоген-неогеновых буроцветных песчано-глинистых осадков, перекрытых в свою очередь сероцветными грубообломочны-

ми четвертичными образованиями. Мощность последних превышает 500 м, а общая мощность третичных и четвертичных толщ (по геофизическим данным) 2000 м (Диденко-Кислицына, 1964).

В современной структуре мезозойские отложения Алакольской мульды разобщены выступами фундамента и осложнены разломами (Войтович, 1969). Наиболее крупная структура — Пограничная синклиналь, протягивающаяся с северо-запада на юго-восток. С северо-востока она ограничена протяженным Малокатуским взбросом, по которому палеозойские породы надвинуты на мезозойские (Бувалкин, 1966). По данным бурения, плоскость сместителя наклонена на северо-восток под углом 70° (Жаймин, 1965) и амплитуда смещения по нему — 900 м (Бувалкин, 1966). Юго-западное крыло складки наклонено к северо-востоку под углом 15—20°, северо-восточное — к юго-западу под углом 45÷50° и срезано Малокатуским взбросом. Оперяющими Малокатуский взброс разломами складка расчленена на пять блоков с амплитудами смещения от 10 до 80 м. В центральной части Пограничная синклиналь осложнена складкой широтного простирания с падением северного крыла 40—45°, а южного — 75°.

Расположенная южнее Кусакская синклиналь отделена от Пограничной Кусакской антиклиналью. Северо-западная центриклиналь Кусакской синклинали срезана Кши-Алакольским разломом и перемещена к северо-западу на 10 км. Возраст Кши-Алакольского сдвига пока неясен, но по нему устанавливаются подвижки вплоть до настоящего времени (Войтович, 1969). К северо-западу от Пограничной синклинали располагается Узунбулакская моноклиналь северо-восточного простирания. На юго-западе она упирается в Кши-Алакольский сдвиг, ее северо-восточное крыло срезано небольшим взбросом (рис. 3).

В Алакольской впадине, кроме одноименной мульды, мезозойские отложения на дневную поверхность не выходят, но по геофизическим данным предполагается их широкое распространение под кайнозойским покровом (Жаймин и др., 1969а, 1969б).

Курайлинская впадина

К северо-западу от Алакольской впадины на том же крупном палеозойском блоке расположена небольшая Курайлинская впадина, выполненная мезозойскими отложениями, залегающими с угловым, а местами и азимутальным несогласием на нижне-верхнепермских слоях. А. К. Мясников (1957 г.) подразделяет их на три пачки.

В основании нижней пачки лежит горизонт (2—25 м) разногалечных, местами до мелковалунных, конгломератов; выше — горизонт (50 м) ярко-зеленых и бордовых песчаников, алевролитов и конгломератов с прослоями углистых аргиллитов и пластами углей. Заканчивается пачка горизонтом (80—100 м) хорошо отсортированных и выдержанных по простиранию мелкообломочных конгломератов. Общая мощность пачки 120—160 м.

Средняя пачка залегает согласно на нижней и начинается со средне- и крупнозернистых песчаников, которые перекрываются горизонтом (25 м) тонко переслаивающихся желтых и зеленых песчаников, алевролитов и аргиллитов с тонкими прослоями бурых и каменных углей. Мощность на севере 100 м, на востоке 80 м. Венчается разрез горизонтами переслаивающихся песчаников, алевролитов и грубообломочных конгломератов мощностью 300 м. Общая мощность пачки 400—450 м.

Верхняя пачка сложена валунными, средне- и крупногалечными конгломератами общей мощностью 400—500 м. Возраст отложений по спорово-пыльцевым данным определяется рэт-лейасом. Полная мощность разреза 900—1100 м.

Судя по составу обломочного материала и закономерностям его распределения, снос в Курайлинскую впадину шел в основном с севера (Предчингизья). Местами в Курайлинской впадине сохранилась кора выветривания, развивавшаяся по отложениям нижней юры. Вблизи Акбастауского разлома на коре выветривания залегают валунно-галечные породы олигоценового возраста мощностью до 60 м (А. К. Мясников и др., 1965 г.).

Породы, выполняющие Курайлинскую впадину, образуют крупную брахисинклинальную сундучную складку субширотного простирания. Крутые крылья, достигающие на севере 45—50°, а на юге 80°, на коротких расстояниях выполаживаются до 14°. Складка рассечена разломами субмеридионального и северо-восточного простирания и осложнена на западе узкой субмеридиональной складкой более высокого порядка.

Зайсанская впадина

Зайсанская впадина, имея субширотное простирание, занимает в Советском Союзе восточные краевые части герцинских складчатых структур — Калба-Нарынского и Жарминского синклинориев, простирающихся с юго-востока на северо-запад. Южная ветвь Зайсанской впадины, расположенная между хребтами Саур и Тарбагатай, известна под названием Шиликтинской (Чиликтинской) депрессии (Василенко, 1961). Протягиваясь с запада на восток на 360 км (на западе ширина ее 130 км, на востоке 80 км), Зайсанская впадина выходит за пределы СССР и замыкается на территории КНР. Палеозойский фундамент впадины в виде террасовидных уступов выходит на поверхность в ее южном и северном бортах. По данным В. К. Васпленко (1953 г.), основание ее сложено вулканогенными породами карбона и глинистыми сланцами, песчаниками и конгломератами перми, содержащими на Манракском буроугольном месторождении, в долине р. Кендере, в юго-западной части хр. Манрак от 5 до 14 пластов угля. Мезозойские отложения в Зайсанской впадине известны только в районе слияния рек Чокпактас и Коксалды, образующих р. Сарыбулак (Нехорошев, 1934, 1941; Василенко, 1953 г., 1961). Выходы мезозойских пород имеют здесь форму клина (5×2,5 км), сужающегося к западу. Эти отложения подразделены на две свиты: акжалтаускую и толагайскую.

Акжалтауская свита (730 м) сложена толщами желтовато-бурых конгломератов, чередующихся с грубозернистыми желтовато-серыми песчаниками и аргиллитами. Конгломераты плохо сортированы и слабо окатаны. Состав гальки — эффузивы, кварц и кремнистые породы. Растительных остатков не встречено, и возраст свиты датируется по аналогии с акжалтауской свитой Алакольской впадины рэтом (Василенко, 1961). Взаимоотношения акжалтауской свиты с нижележащими слоями неясны. На юге они по разрыву соприкасаются с палеозойскими эффузивами (Нехорошев, 1941). «На некоторых участках, как, например, на правом берегу р. Чокпактас, где триасовые отложения облекают в виде антиклинали вулканогенный субстрат, контакт между палеозоем и мезозоем возможно стратиграфический» (Василенко, 1961, стр. 82).

Толагайская свита (298 м) распространена только на Сарыбулакском участке и залегает согласно на породах акжалтауской свиты. Кровля ее частично размыта. Сохранившаяся часть сложена песчаниками и аргиллитами зеленовато-серых тонов и углистыми сланцами. Возраст ее принимается условно раннеюрским. Она сопоставляется с нижнеюрской угленосной свитой Алакольской впадины (Василенко, 1961).

В Зайсанской впадине широко развиты мел-палеогеновые и неогеновые отложения. Мел-палеогеновые несогласно перекрывают мезозойские и палеозойские слои. В скважинах, пробуренных по р. Аксыир и Сарыбулак, в 5 км севернее выходов юрских пород, на глубине 215—230 м вскрыты эффузивы нижнего карбона (?), перекрывающиеся третич-

Таблица 3

Расчленение мел-палеогеновых отложений Зайсанской впадины

Возраст			В. С. Ерофеев и др. (1969 г., 1970)		Л. Н. Ржаникова (1968)	Ю. Г. Цеховский (1970)
			Свиты и мощность в метрах			
Палеогеновый	Олигоцен	поздний			ашутасская (110)	
		средний			тузкабакская (110)	тузкабакская (110)
		ранний				
	Эоцен	поздний	турангинская		турангинская (100)	турангинская (100)
		средний				зимунайская (40—110)
		ранний				
	Палеоцен		северозайсанская	200	северозайсанская (200)	северозайсанская (10—200)
Меловой	Поздний	датский				
		маастрихтский				

ными образованиями. По всей вероятности, отсутствие здесь юрских отложений является результатом предтретичного размыва (Василенко, 1953 г., 1957). Палеозой на значительных площадях перекрыт мощной (до 200 м) мел-палеогеновой, часто переотложенной, корой выветривания. Меловые и третичные отложения Зайсанской впадины расчленяются по-разному (табл. 3). Так, В. С. Ерофеев и др. (1959 г., 1970) мел-палеогеновую кору выветривания подразделяют на северозайсанскую и турангинскую свиты общей мощностью более 200 м.

Подробная характеристика пород Зайсанской впадины разработана Л. Н. Ржаниковой (1968). Она выделяет следующие свиты.

Северозайсанская свита (200 м) трансгрессивно перекрывает юрские и палеозойские образования и сложена каолиновыми, местами монтмориллонитовыми глинами, кремнистыми алевролитами и аргиллитами с линзами и прослоями кварцевых железистых песчаников и гравелитов. Свита имеет пятнистую окраску с преобладанием темно-вишневых или кирпично-красных тонов. Возраст ее по остаткам флоры Э. В. Романова (1960а, 1960б) и И. А. Ильинская (1962) определяют дат-палеоценовым. Л. Н. Ржаникова (1968) указывает, что новые «палеопалинологические данные позволяют повысить верхнюю возрастную границу северозайсанской свиты до эоцена» (стр. 20).

Турангинская свита (100 м) с размывом залегает на северозайсанской и сложена светлыми тонкозернистыми кварц-полевошпатовыми песками и алевритами, часто переслаивающимися с прослоями светлых зеленоватых и темно-серых глин с конкрециями серного колчедана, ярозита, вторичного гипса и др. В основании свиты залегают пески с про-

слоями галечников кварцевого состава. Спорово-пыльцевой комплекс позволяет Л. Н. Ржаниковой (1968) датировать возраст свиты среднепозднеэоценовым.

Тузкабакская свита (110 м) с постепенным переходом перекрывает турангинскую и сложена переслаивающимися зелеными и коричневыми глинами и алевролитами каолин-гидрослюдистого и монтмориллонитового состава с прослоями песчаников и мергелей. По спорово-пыльцевому комплексу возраст ее датируется поздним эоценом — ранним олигоценом (Ржаникова, 1968).

Ашутасская свита (110 м) имеет с тузкабакской резкий контакт и сложена аналогичными с ней породами. Возраст ее—средний—поздний олигоцен.

Ю. Г. Цеховский (1970) верхнемеловые-среднеэоценовые отложения разделяет на две свиты — северозайсанскую и зимунайскую, соответствующие северозайсанской свите В. С. Ерофеева и др. (1970). Характеризуя северозайсанскую свиту, Ю. Г. Цеховский указывает на то, что по особенностям строения и составу верхнемеловых и палеоценовых пород на территории Зайсанской впадины можно выделить южную и северную зоны. Южная отличается от северной тем, что в ее пределах возрастает роль монтмориллонитовых минералов, конкреций гипса и кальцита. Он полагает, что это латеральное замещение одних отложений другими обусловлено «различием состава кор выветривания питающих провинций (появлением каолинового либо монтмориллонитового элювия), а также некоторой аридизацией климата на юго-востоке территории» (Цеховский, 1970, стр. 9).

Зимунайская свита (40—110 м) развита на юге Зайсанской впадины. Она с размывом залегает на северозайсанской свите и сложена в основном глинами монтмориллонит-гидрослюдистого состава, часто загипсованными, с прослоями песков с известковистыми стяжениями и железисто-марганцевыми бобовинами. Возраст свиты среднеэоценовый.

Зимунайская свита трансгрессивно перекрывается верхнеэоценовой турангинской и верхнеэоцен-нижнеолигоценовой тузкабакской свитами аналогичного состава.

Палеоген Зайсанской впадины перекрыт мощными (более 1000 м) толщами неогена и четвертичных образований.

Современное тектоническое строение Зайсанской впадины довольно сложное. Мощный покров молодых отложений затрудняет исследования ее структуры. Характерные прибортовые ступени, обрамляющие впадину вдоль южного, западного и северного бортов, приподняты, очевидно, по разломам. Это обстоятельство дает возможность предполагать заложение Зайсанской впадины в мезозое на опущенных по разломам палеозойских блоках. Мезозойские слои, обнаженные на участке верховьев р. Сарыбулак, осложнены двумя антиклинальными складками восток-северо-восточного простирания и разделяющей их синклиналью, слегка раскрывающейся на северо-восток (Василенко, 1953 г.). Третичные отложения дислоцированы довольно слабо, четвертичные залегают горизонтально.

Кендерлыкская впадина

Впадина расположена к юго-востоку от Зайсанской. Фундаментом ее служит протоорогенный структурный этаж — вулканогенные и терригенные образования верхнепалеозойско-нижнетриасового возраста. В верхней части этих толщ появляются пласты углей (акколканская верхнепермско-нижнетриасовая свита). Верхнепермские и нижнетриасовые слои образуют наложенную на Северо-Саурские складчатые структуры крупную синклиналь, на которой и располагается Кендерлыкская впадина, повторяя ее форму.

Разрез нижнемезозойских отложений в Кендерлыкской впадине расчленен на акжалтаускую, толагайскую и тайсуганскую свиты (Белянкин и др., 1961б).

Акжалтауская свита залегает на размытой поверхности акколканской, а в северной части — непосредственно на таранчинской свите нижней перми. Выходы пород акжалтауской свиты окаймляют центр впадины с юга, запада и севера, причем ширина выходов сужается на юге с 2,5 до 1,5—0,3 км. Свита сложена грубогалечными конгломератами из обломков палеозойских пород (порфиритов, диабазовых порфиритов, альбитофиров, гранит-порфиров и сиенит-порфиров) с прослоями песчаников мощностью до 20—30 м и алевролитов. Количество слоев мелкообломочных пород увеличивается с юга на север при уменьшении размеров обломочного материала конгломератов. Мощность свиты на юге впадины 1000 м, на севере сокращается до 350 м, возраст ее принимался В. К. Василенко (1961 г.) позднетриасовым, Л. Ф. Белянкиным и др. (1961а) датировался средним (условно) и поздним триасом. Г. П. Клейман (1960) считает, что она может отвечать всему триасовому периоду.

Толагайская свита залегает на акжалтауской согласно и состоит из песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами углей и углистых сланцев. Мощность свиты на юге 585 м, к северу увеличивается до 680 м, возраст рэтский (Белянкин и др., 1961б) или раннеюрский (Василенко, 1953 г., 1961).

Тайсуганская свита связана с толагайской постепенными переходами и выполняет центральную часть впадины. Она сложена темно-серыми и черными аргиллитами и алевролитами, переслаивающимися с желто-коричневыми разнозернистыми песчаниками, в результате чего имеет полосчатую текстуру и названа В. П. Нехорошевым (1941) тигровой. В северо-западной части впадины среди алевролитов встречаются прослои углистых глин и аргиллитов (до 30—40 см). На северо-востоке в основании свиты залегают плохо окатанные неотсортированные конгломераты и брекчии, на коротких расстояниях замещающиеся песчаниками. Мощность свиты 200—300 м. По фаунистическим остаткам и согласному залеганию на нижележащей тайсуганской свите возраст ее определяется как раннелейасовый (Белянкин и др., 1961б; Василенко, 1961).

В центральных частях Кендерлыкской впадины мезозойские породы с резким угловым несогласием перекрываются третичными отложениями. По петрографическим особенностям они расчленены В. К. Василенко и др. (1953 г.) на две пачки — нижнюю (около 20 м), сложенную охристыми, желтыми и серыми глинами, переслаивающимися с крупногалечными конгломератами, редко с туфогенными известняками, и верхнюю (25 м), представленную ярко-красными песчанистыми загипсованными глинами. Обе пачки В. П. Нехорошев (1941) относил к мелу. Новые данные позволили Л. Ф. Белянкину и др. (1961а) нижнюю пачку отнести к мелу, а верхнюю датировать третичным временем.

Ю. Г. Цеховский (1970) эти две пачки сопоставляет с северозайсанской и зимунайской свитами южной зоны Зайсанской впадины.

По своей тектонике Кендерлыкская впадина представляет собой асимметричную синклинальную складку с пологим южным (20—30°) и крутым западным (до 60°) крыльями. Северное крыло синклинали срезано Сайканским взбросом, вблизи которого мезозойские слои стоят на головах или запрокинуты к югу. Сайканский взброс ориентирован в субширотном направлении и параллелен простиранию оси Кендерлыкской впадины. На востоке взброс упирается в Сарыбулакский сброс. Последний ориентирован в субмеридиональном направлении и затухает на юге, достигая приблизительно центральной части впадины. По этому разлому северное крыло впадины резко приподнято, и на поверхность выступают палеозойские образования (рис. 4). Аналогичная картина наблюдается

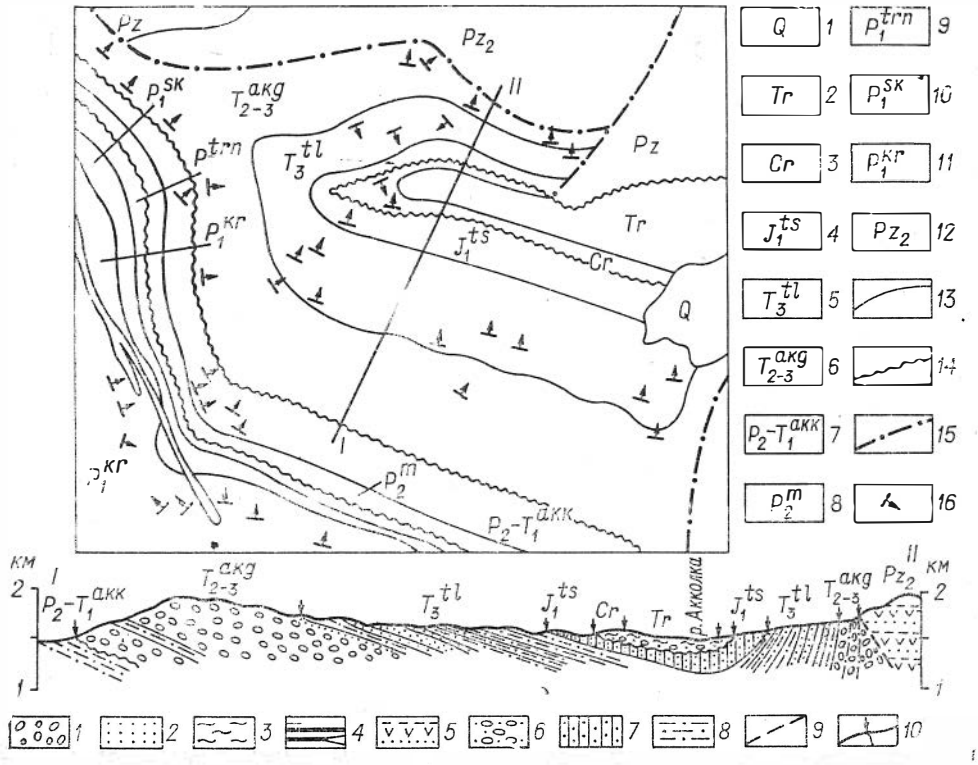


Рис. 4. Геологическое строение Кендерлыкской впадины (по В. К. Василенко).

1 — четвертичные отложения; 2 — палеоген и неоген; 3 — мел; 4 — юра, тайсуганская свита; свиты триаса: 5 — толагайская; 6 — акжалтауская; 7 — пермо-триас, акколканская свита; свиты перми: 8 — майчатская; 9 — таранчинская; 10 — сайканская; 11 — караунгурская; 12 — среднепалеозойские образования; границы свит: 13 — с постепенным переходом; 14 — с признаками размыва; 15 — разломы; 16 — направление наклона слоев. Геологический разрез по линии I—II: 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — угли; 5 — вулканогенные образования; переслаивание: 6 — конгломератов и песчаников; 7 — песчаников; 8 — алевролитов, аргиллитов; 9 — разломы; 10 — границы свит.

на южном крыле впадины, срезанном разломом субмеридионального простирания и параллельном Сарыбулакскому сбросу. Таким образом, к востоку впадина открывается только узкой полосой, совпадающей с ее осевой частью. Ширина полосы определяется шириной поля мел-третичных отложений, перекрывающих местами субмеридиональные разломы. Такое перекрытие показывает, что формирование этих разломов закончилось к мелу.

Характерной чертой развития Кендерлыкской впадины является заложение ее в позднепермское время и сохранение с этого времени основного структурного плана. Вследствие среднетриасового перерыва в осадконакоплении акжалтауская свита залегает на размытой поверхности акколканской. В позднем триасе во время формирования акжалтауской и толагайской свит на общем фоне прогибания отмечаются неравномерные движения по Сайканскому и, по-видимому, другим разломам, ограничивающим впадину. В результате мощности указанных свит в южной и северной частях впадины неодинаковы. Для акжалтауского времени амплитуды погружения фундамента юга и севера Кендерлыкской впадины соотносятся как 3 : 1, а для толагайского как 0,8 : 1.

Структурно-фациальный анализ и анализ мощности мезозойских отложений позволяют считать областями сноса в мезозойское время южное, юго-восточное и северное обрамление впадины. Сайканский разлом, вероятно, контролировал распространение осадконакопления на север, ограничивая впадину уже в мезозойское время.

Каратауская впадина

Впадина* расположена между двумя герцинскими сооружениями — хребтами Большим и Малым Каратау, являющимися северными ответвлениями Тянь-Шаня. От этих сооружений с юго-востока и северо-запада впадина отделена двумя глубинными субпараллельными Каратаускими разломами.

Мезозойские отложения, ограниченные этими разломами, в виде узкой полосы (4—6 км) длиной 200 км распространяются в северо-западном направлении от пос. Кремневка до пос. Турлан.

На всем своем протяжении мезозойские отложения в Каратау перекрыты значительной мощности четвертичными образованиями и наблюдаются в основном только в долинах рек. Автору удалось в течение полевого сезона 1969 г. посетить ряд таких обнажений и познакомиться с их литологией и структурой.

Начало изучения мезозойских отложений Каратау относится к 20-м годам. В 1928 г. Э. А. Фальковой в бассейнах рек Боролдай и Балабугунь было выделено две свиты — нижняя, состоящая из песчаников и углистых аргиллитов (600 м), отнесенная ею к средней юре, и верхняя, сложенная конгломератами, мергелями и известняками (400 м), датированная верхней юрой. В 1936 г. М. С. Волковой в обнажениях левого берега р. Батпак-Су и ее левых притоков описан разрез мезозойских отложений и расчленен на четыре толщи: 1 — конгломератовую с прослоями песчаников в верхней части, трансгрессивно налегающую на различные палеозойские слои (200—650 м); 2 — песчаниково-сланцевую (40—50 м), содержащую прослои углей, углистых и реже битуминозных сланцев; 3 — песчаниково-конгломератовую (400—500 м), представленную слоистыми грубозернистыми железистыми песчаниками коричневато-желтого цвета с прослоями плитчатых песчаников; 4 — красных и зеленых глин и серых слюдистых песков с прослоями белых песчаников (60—70 м). Все эти толщи М. С. Волковой отнесены к юре. Толща красных и зеленых глин отнесена к юре условно, так как непосредственных контактов с нижними тремя толщами нигде обнаружено не было.

Р. Ф. Геккер (1948) провел детальные исследования юрских отложений в Каратау. Он изучил содержащиеся в них органические остатки и характер их захоронения и сделал интереснейшие выводы о положении Каратауского юрского бассейна, характере его берегов, работе впадающих в бассейн рек, климате и т. д. Ссылаясь на работы А. П. Балашова, Р. Ф. Геккер (1948) приводит следующий разрез юрских отложений, расчленяя их на четыре горизонта.

Первый горизонт.

Песчано-конгломератовая свита (700—1000 м), представленная конгломератами, песчаниками и сланцами.

Угленосная свита (500 м), залегающая на нижележащей согласно, сложена чередующимися серыми песчано-глинистыми сланцами, песчаниками и мелкогалечными конгломератами. Свита содержит глинистые сланцы с прослоями угля и углистых сланцев. Из свиты определены органические остатки раннеюрского возраста.

---

* Каратауская, или Леонтьевская, впадина по существующему тектоническому районированию не входит в состав Казахской складчатой области. Материалы по ней привлечены для сравнения. Вместе с тем по особенностям структуры и соотношению орогенных и плитных образований она стоит ближе к впадинам Казахстана, чем к группе мезозойских впадин Тянь-Шаня (Минкушская, Кавакская и др.), отличающихся интенсивной дислоцированностью в неоген-четвертичное время. — **Прим. ред.**

Второй горизонт.

Свита досчатых песчаников (350—400 м) залегает на размытой поверхности угленосной свиты или непосредственно на палеозое. Сложена серо-желтыми песчаниками с известковистым цементом. На севере Каратауской впадины (в урочище Карабастау) в ней содержатся прослои конгломератов, а на юго-востоке досчатые песчаники фациально замещаются песчано-сланцевой свитой.

Свита скорлуповатых сланцев и песчаников (200—250 м) сложена темно-серыми и серыми глинистыми сланцами с прослоями окварцованных песчаников. Возраст свиты среднеюрский.

Третий горизонт (70—100 м) состоит из переслаивающихся конгломератов, песчаников и тонколистоватых известковисто-глинистых битуминозных сланцев. Этот горизонт с размывом перекрывает нижележащие свиты или палеозойские образования. В урочище Карабастау он залегает непосредственно на свите досчатых песчаников. Прослои конгломератов развиты не повсеместно и по латерали замещаются песчаниками. Из этого горизонта собрано большое количество пресноводной фауны, флоры, насекомых. Возраст определен как позднеюрский.

Четвертый горизонт (до 50 м) слагают массивные скрытокристаллические известняки светлых тонов, красные мергели и глины, часто перекрывающие палеозойские образования. Возраст четвертого горизонта Э. А. Фалькова и А. П. Балашов считают позднеюрским, В. Н. Вебер — меловым (Геккер, 1948). Общая мощность мезозойских отложений 2000 м.

М. И. Арсовски и др. (1957) мезозой хр. Каратау расчленили на две свиты — угленосную и «рыбных сланцев». (табл. 4). Под юрскими отложениями в некоторых районах Каратау ими обнаружена кора выветривания, развитая по темно-серым крупнокристаллическим известнякам, содержащим членики криноидей и раковины спириферов. Первые стадии выветривания выражены побурением пород, частичной перекристаллизацией с образованием мелкокристаллических агрегатов кальцита. Последующими стадиями известняки превращены в бурые и белые образования с концентрическими кольцами окислов железа. Кроме того, замечено сильное окремнение. Мощность выветрелой зоны около 5 м. Контакты коры выветривания с юрскими породами ими не наблюдались, но в нижних горизонтах юры много галек из продуктов коры выветривания, которые вверх по разрезу постепенно исчезают. Возраст коры выветривания М. И. Арсовски и др. (1957) принимают позднетриасовым и сопоставляют ее с таковой Центрального и Восточного Казахстана.

А. К. Бувалкиным в 1960 г. отложения юры расчленены на пять свит.

Конгломератовая свита (220 м) на левом склоне долины р. Бугунь, южнее с. Бозбутак, с угловым несогласием залегает на известняках нижнего карбона и представлена конгломератами из плохо окатанных галек доломитов и органогенных известняков, полимиктовых песчаников, серицито-кремнистых сланцев. В районе с. Михайловка и Актас конгломераты наиболее мелкие. В верхних горизонтах свиты — линзы полимиктовых песчаников и алевролиты. Возраст ее условно принимается раннеюрским. Растительных остатков в ней не обнаружено, но она перекрыта охарактеризованной растительными остатками раннеюрской угленосной свитой.

Угленосная свита (300—800 м) в долинах рек Бугунь, Алмалы и Балабугунь и в скважине северо-восточнее с. Орловка согласно перекрывает конгломератовую и сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями углей и углистых аргиллитов. Раннеюрский возраст свиты установлен по растительным остаткам. Мощность ее в районе Таскумыра 800 м, Боролдай и Чокпак — 150—300 м.

Свита плитчатых песчаников (200 м) сложена серыми тонкозернистыми песчаниками с хорошо выраженной слоистостью, трансгрессивно

Таблица 4

Расчленение юрских отложений в Каратауской впадине

Возраст	Э. А. Фалькова (1928)	М. С. Волкова (1936)	М. В. Тащинина (1943 г.)	Р. Ф. Геккер (1948)	М. М. Страчков (1954 г.)	А. К. Бувалкин (1960)	В. В. Бронгулеев (1961 г.)
J_3	Верхняя свита (400 м). Конгломераты, мергели, известняки	Толща красных и зеленых песчаников и глин (60—70 м)		4-й горизонт (50 м). Светлые известняки, красные глины и мергели 3-й горизонт (70—100 м). Конгломераты, песчаники, листоватые битуминозные сланцы		Свита «рыбных сланцев» (270 м)	Известняки, мергели, глины, «рыбные сланцы», песчаники (100 м)
J_2	Нижняя свита (600 м). Песчаники с прослоями углей	Песчано-конгломератовая толща (400—500 м) Песчано-сланцевая толща (220—500 м)	Свита «рыбных сланцев» (220 м) Свита светло-серых алевролитов (80 м) Битуминозная свита (200 м) Свита плитчатых песчаников (220 м) Угленосная свита (400 м) Конгломератовая свита (350 м)	2-й горизонт Свита скорлуповатых сланцев (200—250 м) Свита досчатых песчаников (350—400 м)		Битуминозная свита (350 м) Свита плитчатых песчаников (200 м)	Песчаники, конгломераты, глинистые сланцы (500—600 м)
J_1		Конгломератовая толща (200 м)		1-й горизонт Угленосная свита (500 м) Песчано-конгломератовая свита (700—1000 м)	Верхняя пачка песчаников (200 м) Нижняя пачка конгломератов и песчаников (250 м)	Угленосная свита (350—400 м) Конгломератовая свита (220 м)	Верхняя свита — конгломераты, глинистые сланцы, угли (500 м) Нижняя свита — конгломераты, песчаники (100—1000 м)

перекрывающими угленосную свиту. Органические остатки плохой сохранности. Возраст свиты принимается условно среднеюрским.

Битуминозная свита (350 м) в правом склоне оврага Мамбет (притоке р. Кашкарата), около с. Актас, согласно перекрывает свиту плитчатых песчаников и состоит из чередующихся серых алевролитов, аргиллитов и песчаников с прослоями горючих сланцев. В левом склоне оврага Э. А. Фальковой (1928) найдены растительные остатки среднеюрского возраста.

Свита «рыбных сланцев» (240 м) на водоразделе рек Бугунь и Кашкарата и в овраге Карабастау с угловым несогласием залегает на каменноугольных отложениях. В долинах рек Бугунь и Балабугунь она перекрывает размытую поверхность свиты плитчатых песчаников и битуминозную свиту.

Свита «рыбных сланцев» сложена конгломератами с галькой из песчаников, известняков и кварца, песчаниками, алевролитами и тонкослоистыми известковистыми доломитами. Мощность разреза 18 м. На доломитах залегают песчаники, аргиллиты, конгломераты и доломиты, вскрытые скважиной южнее с. Китаевка, в долине р. Балабугунь.

Полных разрезов мезозойских отложений в Каратауской впадине нигде не наблюдается. Кроме того, многие исследователи отмечают резкую и частую смену литологического состава мезозойских отложений от обнажения к обнажению (Волкова, 1936, стр. 32; Арсовски, 1957; М. И. Арсовски и др., 1957 г.; Л. В. Беляев и др., 1957 г.; и др.). Это наблюдалось и автором в районах долины рр. Улькен-Бугунь, Кашкарата, к северу от пос. Михайловка, в бассейне р. Аяк-Сумга и др. Поэтому описанная последовательность мезозойских толщ, на наш взгляд, не может считаться строго доказанной. Не исключено, что некоторые свиты сменяют друг друга по латерали. Для решения этого вопроса необходимы дальнейшие исследования.

Меловые и третичные отложения в Каратауской впадине имеют ограниченное распространение, но широко развиты по северо-восточному и юго-западному склонам хр. Каратау. Выходы на поверхность верхнего мела в Каратауской впадине описаны А. К. Бувалкиным (1960) на водоразделах рр. Бугунь, Балабугунь и Кашкарата, в районе с. Бестерек и в овраге Карабастау, где они перекрывают свиту «рыбных сланцев» и палеозойские породы. Представлен верхний мел светло-серыми известняками, переслаивающимися с красно-бурыми песчаниками и глинами. Мощность их до 20 м. Позднемеловой возраст их определен по остаткам пресноводной фауны (Бувалкин, 1960).

На северо-восточном и юго-западном склонах хребта меловые отложения с угловым несогласием перекрывают различные толщи палеозоя (Волкова, 1936; Разумова, 1961; и др.). Большинство меловых и третичных пород фаунистически не охарактеризовано, поэтому расчленяют их и коррелируют с соседними областями обычно по литологическим признакам. Разрезы меловых и третичных отложений имеют сходство с разрезами Ферганы, Тургайского прогиба и Приаралья. Отличительная особенность разрезов Каратау — большое количество размывов и перерывов между свитами и горизонтами, резкая фациальная изменчивость и невыдержанность мощности.

Сводный разрез мел-третичных отложений хр. Каратау, по Разумовой (1961), следующий.

Ерубайская свита, залегающая с угловым несогласием на палеозойских породах, представлена продуктами коры выветривания — белыми, фиолетовыми, светло-желтыми и красными глинами каолинит-гидрослюдистого состава, обломками известняков, валунами и глыбами выветрелых пород. Верхние части свиты слагают вязкие и жирные красные глины. Мощность 20 м.

Шаштюбинская свита — красные и пестроцветные глины с прослоями пелитоморфных известняков и известковистых песчаников. Окраска иногда бурая от примеси окислов железа. Мощность 20 м. В горах Каратау на палеозойских породах залегают глины с бобовинами гидроокислов железа. Мощность их до 20 м. Известняки содержат остатки неокомской фауны пресноводных гастропод.

Кызылатинская свита — зеленовато-серые монтмориллонитовые глины и алевролиты с маломощными прослоями зеленых мергелей с фауной гастропод и пелеципод. В глинах найдена пыльца среднеальбского и зубы акул сеноманского возраста. Мощность 60 м.

Котурбулакская свита — известковистые красные пески и карбонатные породы. Чередование горизонтально- и косослоистых песков, гравелитов и конгломератов, красных монтмориллонитовых глин. В отложениях свиты обнаружены остатки динозавров и платановой флоры туронсантонского возраста. Мощность свиты 150 м.

Бухарский ярус—кремовые доломиты и зелено-серые гипсоносные монтмориллонитовые глины, встречающиеся на крайнем юге юго-западного склона хр. Каратау. По остаткам фауны возраст определен палеоценовым.

Сузакский и алайский ярусы — зелено-серые листоватые монтмориллонитовые глины, тонкозернистые пески с прослоями опоковидных глин, известковистые доломиты и полимиктовые песчаники. Остатки пелеципод, зубы акул и пыльца ксерофитовых растений характеризуют возраст этого яруса как ранне-среднеэоценовый. Мощность 100 м.

Чеганская свита — глины зеленые, серые, монтмориллонитовые с гипсом. В основании иногда встречаются прослои белых опоковидных глин. Мощность 50 м.

Кызылкульская свита — глины красно-бурые, гидрослюдистые, часто мергелистые, иногда с прослоями песчаников, песков и алевролитов. Мощность свиты 150 м. Возраст двух последних свит позднепалеоценовый.

Заканчивается разрез третичных отложений жузундукской свитой нижнего неогена, представленной красновато-бурыми глинами, полимиктовыми песками с прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов.

Каратауская впадина — узкий линейный грабен, выполненный юрскими и четвертичными отложениями, ограниченный с юго-запада и северо-востока субпараллельными разломами системы Главного Каратауского линеамента: Главным Каратауским взбросом и Главным Каратауским надвигом. Движения плиоценового и четвертичного времени по Главному Каратускому взбросу привели к образованию хр. Каратау. По Главному Каратускому надвигу нижнепалеозойские породы надвинуты на образования верхнего протерозоя (Галицкий, 1936, 1937, 1940, 1943, 1967, 1968). Основной структурой, осложняющей строение грабена, является Леонтьевская депрессия, имеющая корытообразную форму с хорошо выраженными в виде уступов бортами (М. М. Страчков, 1954 г.).

Юрские отложения, с угловым несогласием залегающие на палеозойском складчатом основании, слагают крупную синклинальную складку с падением крыльев на северо-восток и юго-запад. В центральной части грабена синклиналь осложнена куполообразными поднятиями с нарушениями более высокого порядка. Три такие параллельные антиклинальные складки описаны М. С. Волковой (1936) по левому берегу р. Батпак-Су. Крылья складок, падающие под углом 40—50°, осложнены мелкими складками.

Присутствие в Каратауской впадине субпараллельных складок, совпадающих с простиранием впадины, и значительные мощности юрских отложений привели исследователей к выводу, что юрский бассейн имел большие размеры, далеко превосходящие современную впадину.

Д. В. Наливкин (1928) и В. Н. Вебер (1935, 1941) предполагали, что ширина юрского бассейна достигала нескольких десятков километров, но привнос терригенного материала в бассейн шел в основном за счет речного аллювия. В. Г. Мухин (1922, 1923) и А. П. Балашов считают образование юрского бассейна Каратау следствием морской ингрессии. В. В. Галицкий (1933) полагает, что юрский бассейн имел размеры, близкие к современным. Р. Ф. Геккер (1948) по содержанию пресноводной фауны и химизму вод юрского бассейна Каратау сопоставляет его с современными озерами — Балхаш и Иссыккуль.

Если о первичных размерах и природе юрского бассейна Каратау нет единого мнения, то общепринятым считается его тектоническое грабенообразное происхождение (Наливкин, 1926, 1932; Галицкий, 1933; Вебер, 1935; Геккер, 1948; и др.). Толщи юрских отложений, достигающие мощности до 2000 м, могли накопиться при сравнительно быстром погружении дна грабена. Частая изменчивость фаций, выклинивание целых свит, размывы между установленными Р. Ф. Геккером (1948) горизонтами указывают на широкое проявление разломной тектоники и локального складкообразования в течение юрского осадконакопления. Разрывы, нарушающие юрские слои, но не затрагивающие четвертичных образований, наблюдались нами близ с. Леонтьевка. Амплитуды смещения по ним составляют здесь до 50—70 м.

Погружение крупного Каратауского блока во времени было неравномерным. К средней юре оно, очевидно, замедлилось. В результате средне- и верхнеюрские отложения частично перекрывали соседние с впадиной блоки, сложенные палеозойскими породами. Сохранившиеся от денудации породы этого возраста в настоящее время наблюдаются за пределами Главного Каратауского разлома, ограничивающего Каратаускую впадину.

Слои меловых и третичных отложений, лежащие в основном на палеозойских породах бортов впадины, дислоцированы слабо. В основном они имеют моноклинальное залегание с падением пластов от осевой части хребта под углом 10—20°. Они перекрыты в свою очередь горизонтально залегающими четвертичными образованиями.

Геологическими и геофизическими работами последних лет в Восточном Казахстане выявлено до 20 погребенных мезозойских наложенных и упаследованных впадин и грабенов. Эти структуры обычно приурочены к зонам разломов или зонам наибольшего смятия в палеозойском фундаменте. В большинстве случаев простирание мезозойских структур совпадает с простиранием ограничивающих их древних разломов или с направлением палеозойских складчатых структур. Залегают мезозойские отложения на палеозойском фундаменте, как правило, с угловым несогласием. Мощность их возрастает с севера на юг и с запада на восток.

На крайнем северо-западе крупного палеозойского блока, юго-восточную часть которого занимает Алакольская впадина, по геофизическим данным под покровом третичных и четвертичных образований выявлены Чубартауская, Курубаканасская, Торткульская и другие впадины, выполненные породами, электромагнитные свойства которых идентичны мезозойским образованиям Курайлинской впадины (Жаймин и др., 1969а, 1969б) (рис. 2).

К юго-западу от Алакольской впадины расположен Северо-Джунгарский герцинский синклинорий, имеющий в плане форму клина, открывающегося в сторону современной Прибалхашской впадины, сформировавшейся в северной части герцинского Балхашского синклинория. На востоке Северо-Джунгарский синклинорий ограничен с севера Главным Джунгарским, на юге — Колпаковским глубинными разломами. По геофизическим данным, в пределах Северо-Джунгарского и северо-восточной части Балхашского синклинориев выявлены небольшие впадины, выполненные мезозойскими образованиями,— Лепсинская, Саркандская,

Западно-Арганатинская, Восточно-Арганатинская и др. (Жаймин и др., 1969а).

Следовательно, не исключена возможность широкого развития в Казахстане мезозойских впадин, в настоящее время погребенных под мощными покровами более молодых образований.

На территории каледонид Западного и Центрального Казахстана известны две крупные впадины — Карагандинская и Майкюбенская, выполненные мезозойскими образованиями, и три — Чуйская, Джезказганская и Тенгизская — мел-палеогеновыми толщами.

Карагандинская впадина

Впадина заложилась на Карагандинском палеозойском прогибе, разграничивающем области каледонид и герцинид Казахстана.

Карагандинский прогиб протягивается с запада на восток на 300 км при ширине от 60 до 5—10 км. Это сложная структура, состоящая из Чурубай-Нуринской, Михайловской, Верхне-Сокурской мульд и Восточно-Ащисуйской синклинали, четковидно вытянутых с запада на восток. С юга прогиб ограничен протяженной Спасской системой разломов.

Карагандинская впадина имеет меньшие по сравнению с палеозойским прогибом размеры. Она вытянута в широтном направлении на 100 км при ширине 40 км и занимает только южные и центральные части Михайловской и Верхне-Сокурской мульд. Южная ее граница, как и для палеозойского этапа развития, совпадает со Спасской системой разломов.

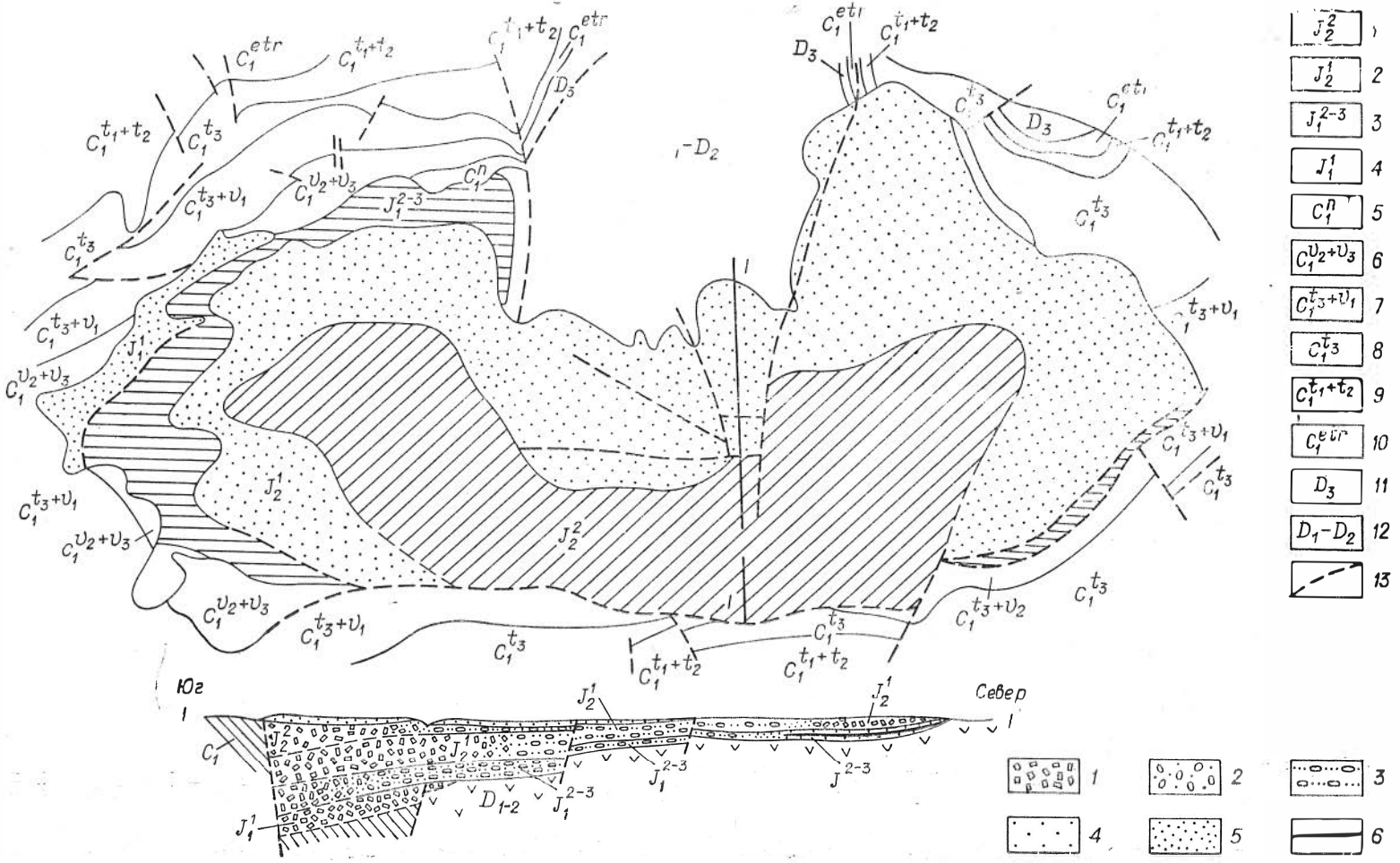
Таким образом, после триасового перерыва осадконакопление в Карагандинском прогибе возобновилось только в центральной его части, а западные, северные и восточные борта были приподняты.

В современной структуре Карагандинской впадины выделяются Михайловская мульда на западе и Верхне-Сокурская на востоке и разделяющий их Майкудукский горст. С юга эти структурные элементы срезаны широтным разломом, совпадающим примерно с осевой частью впадины, южнее которого расположен Акжарский грабен (рис. 5).

Мезозойские отложения залегают на размытой поверхности палеозоя. Лишь некоторыми скважинами вскрыта доюрская кора выветривания. В северной части Майкудукского горста в основании дубовской свиты мощность коры выветривания, развитой по девонским порфиритам, не превышает первых метров. На западе Михайловской, в центре и близ юго-западного борта Верхне-Сокурской мульд и вдоль северного борта Акжарского грабена кора выветривания, развитая по каменноугольным аргиллитам и алевролитам, достигает мощности нескольких десятков метров (Воронцов, 1965).

В. В. Воронцовым (1965) мезозой Карагандинской впадины расчленен на четыре свиты: майкудукскую, дубовскую, сокурскую и михайловскую.

Майкудукская свита развита в юго-восточной части Михайловской, частично в Верхне-Сокурской мульдах и южной части Акжарского грабена. На дневную поверхность породы этой свиты выходят в виде узкой (1—2 км) полосы вдоль западной границы впадины от пос. Волынка до пос. Дубовка. В Верхне-Сокурской мульде и Акжарском грабене она установлена в нескольких скважинах. Отложения ее с угловым несогласием залегают на различных горизонтах палеозоя. Свита сложена конгломератами и полимиктовыми песчаниками с линзообразными прослоями алевролитов. Литологический состав ее закономерно изменяется. Наиболее грубообломочные конгломераты развиты вдоль южной границы распространения свиты. К северу конгломераты сменяются полимиктовыми песчаниками. Окраска пород серая, зеленовато-серая и голубовато-серая. Генетически отложения майкудукской свиты представляют собой преимущественно аллювиально-пролювиальные фации. Фитологические данные позволяют отнести свиту к нижнему лейасу. Мощность ее 150 м.


Юг
Север
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Дубовская свита выступает на поверхность узкими полосами (1—3 км) в северной, западной и южной окраинах Михайловской мульды, на северо-западе и северо-востоке Верхне-Сокурской мульды и вскрывается скважинами в Акжарском грабене. Свита согласно перекрывает майкудукскую и с угловым несогласием — палеозойские толщи. Дубовская свита состоит из серых алевролитов, песчаников и аргиллитов с пластами углистых аргиллитов и углей. Там, где она залегает на палеозойских породах, нижние части ее насыщены конгломератами. В Акжарском грабене угли отсутствуют, в Верхне-Сокурской мульде они встречены в ее восточной части. Больше всего пластов углей (до 20) она содержит в Михайловской мульде. Генетически отложения дубовской свиты относятся к аллювиально-пролювиальным и болотным фациям. Мощность свиты на Майкудукском поднятии 40—100 м, в Акжарском грабене 150—200 м, в центральной части Верхне-Сокурской мульды 120—150 м, в восточной ее части 20—40 м. По остаткам флоры возраст ее определяется как средне-позднелейасовый.

Сокурская свита распространена наиболее широко. Ее отложения обнажаются в северо-западной, северной и юго-восточной частях Верхне-Сокурской мульды, на северо-западе и юге Михайловской мульды и в Майкудукском горсте. Слои сокурской свиты залегают с размывом на отложениях дубовской свиты и с угловым несогласием на палеозойских толщах. В низах разреза присутствуют серые конгломераты, переходящие вверх в песчаники и алевролиты. На юге Карагандинской впадины весь разрез этой свиты сложен грубо- и среднеобломочными породами зеленовато-серой, красновато-коричневой и буроватой окраски. Такой гаммой цветов она резко отличается от серых и темно-серых образований подстилающей и перекрывающей ее свит. Сокурская свита имеет невыдержанную мощность с резким увеличением ее к югу впадины. Мощность варьирует от 30 м в южной части Майкудукского горста до 320 м в Акжарском грабене. В краевых частях впадины резко увеличивается количество грубообломочного материала, который в центральных частях ее замещается более тонкозернистыми терригенными породами. Особенно характерно погрубение материала вдоль южного борта впадины (рис. 5).

Генетически отложения свиты относятся к фациям озер, заболоченных водоемов и болот. Спорово-пыльцевой комплекс позволяет отнести ее к нижним горизонтам средней юры.

Михайловская свита связана постепенными переходами с сокурской. Она сложена сероватыми и темными алевролитами и аргиллитами, замещающимися к югу песчаниками и конгломератами. В центральной части Михайловской мульды свита содержит до 8 пластов бурых углей, быстро выклинивающихся на юг, восток и запад. В Акжарском грабене и Сокурской мульде угли отсутствуют. В южной части Карагандинской впадины михайловская свита состоит из красноцветных конгломератов. Мощность ее увеличивается с севера на юг от 60—100 до 230 м. Отложения представлены на юге аллювиально-пролювиальными фациями, на севере— бассейновыми и болотными. Растительные остатки и спорово-пыльцевой комплекс позволяют датировать михайловскую свиту средней юрой (условно она относится к средним горизонтам доггера).

Рис 5. Геологическая схема Карагандинской впадины (по В. В. Воронцову, 1965).

Юрские отложения, свиты: 1 — михайловская, 2 — сокурская, 3 — дубовская, 4 — майкудукская; каменноугольные отложения, свиты: 5 — надкарагандинская, 6 — карагандинская, 7 — ашлярикская, 8 — аккудукская; 9 — терентинские, русаковские и кассинские слои; 10 — посидониевые слои; девонские отложения: 11 — калькаратусовые и сульциферовые слои; 12 — эффузивно-обломочная толща; 13 — разломы. Разрез по линии I—I: 1 — преимущественно конгломераты; 2 — конгломераты с прослоями песчаников и алевролитов; 3 — песчаники и алевролиты с прослоями конгломератов; 4 — преимущественно песчаники; 5 — преимущественно алевролиты; 6 — угли и углистые сланцы.

Анализ фаций и мощностей мезозоя Карагандинской впадины дает возможность заключить, что в раннеюрское время произошло неравномерное опускание палеозойских блоков. Майкудукский горст, Михайловская и Верхне-Сокурская мульды, разграниченные между собой разрывными нарушениями в позднепалеозойское время, продолжали унаследованное развитие и в мезозойское время. Наиболее прогнутые центральные части Михайловской и Верхне-Сокурской мульд имеют большие по сравнению с краевыми частями мощности, а также наиболее тонкообломочный материал в составе юрских отложений. Майкудукский горст, вероятно, отставал в общем прогибании впадины. В результате в его пределах майкудукская и михайловская свиты отсутствуют, а мощность дубовской и сокурской сокращена. Снос материала во впадину происходит в основном с юга, с Тектурмасского антиклинория, наиболее приподнятого в то время. На юге Карагандинской впадины в разрезе Акжарского грабена преобладающее значение имеют крупнообломочные аллювиально-пролювиального генезиса галечники (до валунников), которые к северу замещаются озерно-болотными песчано-алевролитовыми разностями с пластами углей. Мезозойские породы включают обломки пород палеозоя прибортовых ограничений впадины.

Михайловская мульда представляет собой крупную чашеобразную синклинальную складку с крутым юго-восточным крылом. Крылья синклинали осложнены дизъюнктивными нарушениями небольших размеров и складками более мелких порядков с углами падения крыльев 25—45° в слоях майкудукской и дубовской свит и 10—16°— сокурской и михайловской. Увеличение углов падения нижних слоев связано с первичными углами наклона поверхности седиментации (Воронцов, 1965). Максимальная глубина залегания палеозойского основания в Михайловской мульде не превышает 500—600 м.

Верхне-Сокурская мульда — пологая брахисинклинальная складка с северо-восточным направлением оси. Северное крыло складки пологое (3—5°), южное круче (10—15°). Близ южного разлома, окаймляющего впадину, углы падения увеличиваются и варьируют от 20—40° до 70°. Кроме того, в кернах пробуренных здесь скважин значительно количество зеркал скольжения в юрских породах. В Верхне-Сокурской мульде углового несогласия между дубовской и михайловской свитами не обнаружено. Глубина залегания палеозойского основания достигает здесь 500 м.

Майкудукский горст, простирающийся субмеридионально, с востока и запада ограничен разломами и имеет торцовое сочленение с Акжарским грабеном. В южной части горста мощность мезозоя максимальна. На всем своем протяжении горст осложнен серией разрывных нарушений более высоких порядков с различными (80—120 м) амплитудами смещения по ним. В результате этого на территории горста резко изменяется мощность мезозойских отложений. В целом мезозойские слои в Майкудукском горсте образуют моноклиналь, осложненную небольшими пологими брахискладками. Зеркало складчатости наклонено к югу под углом 5—8°.

Акжарский грабен ограничен с юга системой глубинных разломов широтного простирания. В. Я. Кошкин (1969) относит эту систему к Спасской зоне надвигов, являющихся фронтальной частью крупного Центрально-Казахстанского сдвига. Выделенный В. Я. Кошкиным Карабасский тектонический покров надвинут на мезозойские образования Акжарского грабена с юга с амплитудой в несколько километров. С севера грабен ограничен субширотным разломом с амплитудой смещения по нему до 300 метров. На западе Акжарский грабен переходит в Михайловскую, а на востоке — в Сокурскую мульды. Для грабена характерно моноклинальное падение слоев на юг под углами от 10 до 30°. Эта моноклиналь, местами осложненная разрывами, является продолжением моноклинали Майкудукского горста.

Майкюбенская впадина

Впадина расположена на севере Центрального Казахстана, к северо-востоку от Карагандинской впадины. Она имеет сглаженные очертания и вытянутую в субширотном направлении форму (70 × 16 км).

Фундамент впадины представляет собой каледонское складчатое сооружение. Сложно построенные складки фундамента часто рассечены разломами и прорваны интрузиями. Простирания складчатых структур в обрамлении Майкюбенской впадины разнообразны — на западе и севере северо-восточные, на востоке — близкие к меридиональным, на юге — северные и северо-западные (Ритенберг, Фаддеева, 1961).

Разломы, нарушающие каледонские структуры, обычно совпадают с направлением осей складок, реже секут их в поперечном и диагональном направлении (Бувалкин, 1961 г.).

Мезозойские отложения в Майкюбенской впадине залегают с угловым несогласием на различных толщах палеозоя. Единой стратиграфической схемы их расчленения нет. Существующие схемы порой значительно отличаются друг от друга (Кушев, 1954; Севрюгин, 1960; Белянкин и др., 1961б, Ритенберг и Фаддеева, 1961; Бувалкин, 1961 г., 1964а; Мураховская, 1968; Орловская, 1960, 1961, 1962, 1968, и др.). Наиболее детальное расчленение предложено А. К. Бувалкиным (1964) и Е. И. Мураховской (1968). По их данным, мезозой Майкюбенской впадины подразделяется на четыре свиты — ащикольскую, сарыкольскую, шоптыкульскую и майкюбенскую.

Ащикольская свита вскрыта скважинами на юго-западной окраине впадины и залегает с угловым несогласием на размытой поверхности осадочно-вулканогенных пород, а южнее оз. Майкюбень — на гранитах палеозоя. На севере свита по разлому соприкасается с породами среднего и верхнего палеозоя.

В основании разреза лежит толща конгломератов с несортированными слабоокатанными гальками из гранитов, альбитофиров, порфиритов и туфов. Мощность конгломератов 0,15—50 м. Их сменяет толща переслаивающихся песчаников и алевролитов, местами с тонкими пропластками угля. Мощность свиты на юге от 20 до 370 м, на севере 1250 м, возраст рэт-лейасовый (Бувалкин, 1964а; Мураховская, 1968).

Сарыкольская свита согласно перекрывает ащикольскую и сложена средне- и мелкозернистыми серыми и серо-зелеными песчаниками, конгломератами и темно-серыми алевролитами и углями. Свита содержит до 23 пластов угля мощностью от 0,5 до 2,3 м. По литологическому составу она подразделяется на две подсвиты: нижнюю (150 м), представленную в основном песчаниками и конгломератами с одним угольным пластом (3,4 м), и верхнюю (500 м), сложенную равномерно переслаивающимися алевролитами, аргиллитами и углями. Возраст нижней подсвиты раннелейасовый, а верхней — среднелейасовый (Орловская, 1961, 1968; Бувалкин, 1961 г.; Мураховская, 1968, и др.).

Шоптыкульская свита трансгрессивно перекрывает слои ащикольской и сарыкольской свит, а на юго-востоке залегает на палеозойских породах. Состоит из конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей с невыдержанной мощностью. На востоке и в центральной части впадины разрез обогащен конгломератами и песчаниками, на севере и юге — алевролитами и аргиллитами с углями. Мощность свиты до 350 м. Возраст нижней ее половины определен Е. И. Мураховской (1968) как позднелейасовый, верхней половины — как аален-байосский.

Майкюбенская свита распространена на северо-западе впадины. Она с размывом перекрывает породы шоптыкульской свиты и представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями.

Мощность ее около 200 м. Возраст свиты, по Е. И. Мураховской (1968), батский.

Верхнеюрские и меловые отложения в Майкюбенской впадине не обнаружены. Третичные, сохранившиеся в большинстве случаев в виде останцев на вершинах холмов, представлены кварцевыми песчаниками саксаульской свиты.

В современном структурном плане Майкюбенская впадина — вытянутая субширотно, асимметричная брахисинклиналь. Близ надвига, ограничивающего впадину с севера, мезозойские слои падают к югу под углом 20—30°, на южном замыкании, где крупные разрывные нарушения отсутствуют, — 5—10°.

Чуйская, Джезказганская и Тенгизская впадины

Мезозойские — Чуйская, Джезказганская и Тенгизская впадины территориально совпадают с одноименными дейтероорогенными впадинами средне-позднепалеозойского развития каледонид.

Триасовые, юрские и нижнемеловые отложения в этих впадинах отсутствуют. Только в юго-западной части Чуйской впадины, прилегающей к Малому Каратау, геофизические данные позволяют предполагать присутствие юры. Однако, согласно Н. Я. Кунину (1968), результаты бурения показывают, что физическими параметрами, типичными для юрского разреза в Чу-Сарысуйской депрессии, обладают и пермские осадки. Следовательно, вопрос о существовании юры остается дискуссионным. Тем не менее Н. Я. Кунин допускает наличие юрских отложений в захороненных под чехлом наиболее опущенных грабенах типа Каратауского, тяготеющих к Главному Каратаускому разлому.

Осадконакопление в Чуйской, Джезказганской и Тенгизской впадинах возобновилось в позднем мелу — палеогене. Континентальные отложения этого возраста — это продукты перемыва древних кор выветривания мощностью до 20—100 м. Наибольшую мощность эти образования имеют в пониженных эрозионных участках.

Чуйская впадина расположена к западу от Илийской и отделена от последней перешейком из отрогов хребтов Заилийского Алатау и Кунгей Алатау. С юга и юго-запада она ограничена хребтами Киргизским и Каратау, с северо-запада — отрогами гор Улутау, с севера — Сарысу-Тенгизским водоразделом и с северо-востока — Илийскими горами. Впадина имеет сглаженные очертания, протягиваясь на 800 км при ширине 300 км.

В основании верхнего мела Чуйской впадины отмечена кора выветривания из каолиновых глин различной окраски, обогащенных железистыми соединениями (Балашов, 1961; Варенцов и др., 1967). Выходы коры выветривания есть в северо-западной части Чуйской впадины, по бортам урочища Тас-Туек и на левобережье р. Чу, в урочище Уланбель. Кора выветривания залегает на различных горизонтах палеозоя и перекрывается верхнемеловыми и палеогеновыми образованиями. По этим широко развитым образованиям и определяются современные контуры впадины.

Верхнемеловые отложения, перекрывая палеозойские слои, сливаются на западе с одновозрастными образованиями чехла Туранской плиты. Они выделяются по северо-восточным склонам хр. Каратау и по долине р. Чу, буровыми скважинами вскрыты в районе низовьев рек Сарысу и Бакты-Карын (западная оконечность Бетпак-Дала). На северном склоне Каратау они обнажаются в районе г. Даут, где ясно выражены две пачки — нижняя (14 м), сложенная песками, слюдистыми алевролитами с мелкой кварцевой галькой, и верхняя (3 м), представленная пластичными, по-видимому, вторично загипсованными глинами шоколадного

цвета (Балашов, 1961; Разумова, 1961). Возраст нижней песчаной пачки определен как альб-сеноманский, верхней — сеноман-туронский.

В юго-восточной части Чуйской впадины мел представлен красноцветной свитой, развитой также в северных предгорьях Киргизского хребта и состоящей из гравелитистых песчаников кирпично-красного цвета, алевролитов, глин и мергелей общей мощностью 500 м (Балашов, 1961). С. С. Шульц (1954), сопоставив эти отложения с осадками Иссык-куля и Илийской впадины, определил их возраст как мел-третичный.

Наиболее детально мезозойские и кайнозойские отложения прибортовых частей Чуйской впадины описаны В. Н. Разумовой (1957, 1961). Ею выделены здесь следующие свиты (табл. 5).

Кырккудукская свита (50 м) сложена горизонтально-слоистыми зеленовато-белыми глинистыми алевролитами, слюдистыми песками с тонкими пропластками серых глин с сеноманской платановой флорой. Между слоями нередки местные размывы.

Белеутинская свита (50 м) представлена чередующимися между собой зеленовато-белыми гидрослюдисто-каолинитовыми и монтмориллонитово-каолинитовыми глинами, белыми алевролитами и черными углистыми, лигнитовыми глинами, содержащими остатки платановой флоры, и линзами красных железняков.

По многочисленным флористическим и палинологическим остаткам, а также на основании сравнения с отложениями близлежащих впадин кырккудукская и белеутинская свиты датируются поздним мелом.

Более молодые образования Чуйской впадины развиты в основном в западных ее частях и на северо-восточных склонах западного окончания хр. Каратау. Это морские и прибрежно-морские отложения тасаранской (30 м), саксаульской (50 м), чеганской (50 м), кендерлыкской (50—200 м) и акзансорской (50 м) свит средне-позднепалеогенового возраста (Разумова, 1957, 1961; Никифорова, 1957, 1960). Здесь они не рассматриваются.

Джезказганская впадина граничит на юге с Чуйской, на западе с Улутауским антиклинорием, на востоке с Западно-Балхашским синклинорием, на севере отделена от Тенгизской впадины системой разломов северо-западного простирания. Выделение мел-палеогеновых континентальных образований в Джезказганской впадине весьма затруднительно, так как они тесно связаны с мощной корой выветривания, являясь продуктами ее переотложения. В отличие от последней мел-палеогеновые отложения содержат прослои углистых глин и растительные остатки. На каракенгирской и опоковидной свитах с неустановленным возрастом залегают джартасская и сарысуйская свиты дат-эоценового возраста (Разумова, 1961).

Джартасская свита вскрыта скважинами в междуречье Жезды и Каракенгир. Для нее характерны каолиновые и бокситоносные образования. Она сложена каолиновыми гидрослюдистыми, бокситоносными галуазитовыми, реже монтмориллонитовыми глинами, белыми глинистыми алевритами с красно-бурыми железистыми бобовинами.

Сарысуйская свита состоит из каолиновых глин и глинистых алевритов, сцементированных в опоковидные алевролиты, включающие фиолетовые, малиновые и бурые железистые бобовины. Для нее характерны железисто-каолиновые образования. По латерали свита замещается джартасской. Мощность обеих свит одинакова и не превышает 100 м.

Тенгизская впадина, расположенная севернее Джезказганской, имеет сходный разрез мел-палеогеновых образований. В ее пределах, как и в Джезказганской впадине, на коре выветривания по палеозойским образованиям залегают две сопоставляемые между собой свиты — аркалыкская бокситоносная каолиновая и каскакольская железисто-каолиновая.

Аркалыкская свита тяготеет к окраинам Тенгизской впадины, выполняет мелкие и глубокие эрозионные и карстовые формы. Свита представлена красными, белыми и фиолетовыми каолиновыми глинами с прослоями и линзами бокситов, кварцевых песков с каолиновым цементом и углистых глин в глубоких понижениях древнего рельефа и красными железистыми бокситами в мелких. Мощность свиты от 5—10 до 50—120 м.

Каскакольская свита развита также в прибортовых частях впадины. Она сложена красными и пестрыми песчанистыми каолиновыми глинами и линзами красных бобовых железняков. Мощность ее не превышает 4—6 м. Свита сопоставляется со слоями железистых бокситов аркалыкской свиты синхронного возраста. Возраст каскакольской и аркалыкской свит Тенгизской впадины палеоцен-эоценовый (Разумова, 1961).

В трех описанных впадинах дат-палеоцен-эоценовые образования переотложенной коры выветривания перекрываются почти сплошными покровами олигоцен-миоценового и четвертичного возраста. В отличие от триасовых и юрских отложений, выполняющих различного типа впадины, мел-палеогеновые отложения дислоцированы очень слабо, в большинстве случаев только в приразломных зонах. В основном они слагают близкие к горизонтальным или сохраняющие наклоны древнего рельефа слои, перекрывающие на больших площадях как мезозой, так и палеозой.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ И ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ ФОРМАЦИЙ МЕЗОЗОЯ И ПАЛЕОГЕНА КАЗАХСТАНА

Анализ вещественного состава, парагенетических ассоциаций (Боголепов, 1970), мощностей и структурного положения мезозойских и палеогеновых образований Казахстана дает возможность расчленить их на формации.

Пестроцветная каолинитовая формация коры выветривания позднего триаса в Казахстане изучена слабо, и сведения о ней кратки и немногочисленны. Возможно, процессы образования коры выветривания перед началом юрского осадконакопления в Казахстане охватывали значительные территории. В настоящее время эти образования встречаются локально. Пестроцветная каолинитовая формация представляет собой остаточную кору выветривания, в редких случаях переотложенную. Остатки ее сохранились лишь в Илийской, Алакольской, Карагандинской, Майкюбенской и Каратауской впадинах (Бувалкин, Власов, 1962; Горский, Леоненок, 1958; Ламотина, 1961 г.; Ритенберг, Фаддеева, 1961; Волкова, 1936; Геккер, 1948; и др.). Мощность формации обычно не превышает десятков метров и лишь в отрицательных эрозионных формах древнего рельефа достигает 100 м (Майкюбенская впадина). Развиваясь по осадочно-вулканогенным и интрузивным образованиям палеозоя, кора выветривания имеет в основном каолинитовый состав. Продукты ее обогащены гидроокислами железа, алюминия и марганца и перспективны на поиски соответствующих полезных ископаемых (Ритенберг, Фаддеева, 1961; Бувалкин, Власов, 1961).

Молассоидная угленосная формация позднего триаса — средней юры пользуется наибольшим распространением. Она присутствует во всех мезозойских впадинах и сложена обломочным материалом различного размера — от крупноглыбовых конгломератов до углисто-глинистых сланцев и пластов углей. Залегая на пестроцветной каолинитовой формации, молассоидная угленосная формация в нижних частях разреза содержит продукты ее размыва. Конгломераты, залегающие в основании угленосной формации, местами имеют красноватую и буроватую окраску и сцементированы материалом, содержащим значительное количество каолинита.

Начало формирования молассоидной угленосной формации в разных впадинах падает на разное время. В Кендерлыкской впадине формация начинается с отложений средне-позднетриасового возраста, в Илийской, Зайсанской и Майкюбенской — позднетриасового, в Алакольской и Курайлинской — рэт-лейасового, а в Карагандинской и Каратауской — с отложений раннеюрского возраста. Последние — единственное стратиграфическое подразделение, прослеживающееся по всем без исключения впадинам.

Среднеюрские отложения трансгрессивно перекрывают нижнеюрские и в большинстве случаев в краевых частях впадин выходят за пределы полей, сложенных нижележащими толщами. Они присутствуют в Илийской, Майкюбенской, Карагандинской и Каратауской впадинах. По составу они идентичны нижнеюрским. Таким образом, возрастной объем молассоидной угленосной формации в разных впадинах оказывается разным. Видимая мощность ее варьирует от 800 до 2500 м. Истинные мощности в настоящее время определить трудно, так как верхние горизонты формации размыты и трансгрессивно перекрыты более поздними образованиями.

Фациальный анализ показывает, что образование угленосной формации происходило в межгорных депрессиях в речных, озерных и болотных условиях. «Соотношение в плане пролювиальных, аллювиальных и озерно-болотных фаций позволяет прийти к выводу о том, что современные контуры развития угленосной формации совпадают или весьма близки к границам бассейнов осадконакопления, существовавшим в позднетриасовое и юрское время» (Боголепов, 1967, стр. 241). Частое чередование в разрезах грубообломочных пород, постепенно сменяющихся более тонкообломочными, с пластами углей придает формации облик ритмично построенных толщ.

Известковисто-сланцевая формация поздней юры имеет весьма ограниченное распространение и в настоящее время может быть выделена только в Каратауской впадине. Очевидно, большая часть территории Казахской складчатой области в позднеюрское время была областью размыва и пенепленизации.

В состав известковисто-сланцевой формации Каратауской впадины входит свита «рыбных сланцев», сложенная тонкослоистыми известковистыми доломитами, алевролитами, песчаниками и конгломератами. Эти образования с размывом залегают на различных горизонтах молассоидной угленосной формации. Мощность известковисто-сланцевой формации в наиболее сохранившихся от размыва частях достигает 240 м, но чаще всего менее 100 м, а иногда и 10—20 м.

Р. Ф. Геккер (1948) предполагает, что толща «рыбных сланцев» образовалась в озерных условиях. Присутствие в ней значительного количества известковистого материала он объясняет разрушением ограничивающих юрское озеро палеозойских блоков, сложенных толщами девонских и каменноугольных известняков. Вместе с тем не исключено, что в поздней юре в связи с начавшейся аридизацией климата развивались озерные бассейны карбонатного класса. Происхождение хорошо окатанных конгломератов в верхнеюрской толще Каратауской впадины Р. Ф. Геккер связывает с переотложением в юрское озеро галечного материала, образующегося при разрушении палеозойских конгломератов. Пространственно известковисто-сланцевая формация на западе, вероятно, сливалась с чехлом Туранской плиты, составляя с ним единое целое.

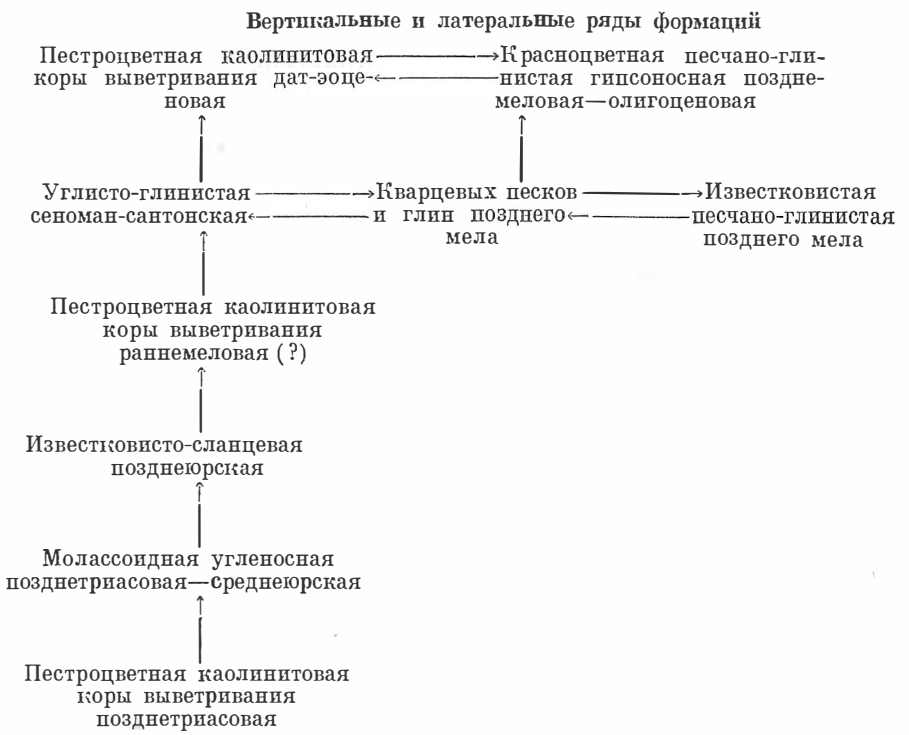
Начиная со второй половины раннего мела на выровненной поверхности страны происходит формирование прерывистого осадочного платформенного чехла. Состав его разнообразен. В период его формирования гумидные климатические условия неоднократно сменялись аридными. При гумидных климатических условиях образовывались каолиновые и латеритные коры выветривания и продукты их переотложения. При усилива-

ющейся аридизации, наступающей обычно с юга, формировались красноцветные, в той или иной мере загипсованные толщи песков и глин с примесью карбонатного материала. В результате создалась сложная ассоциация совмещенных друг с другом или взаимно перекрывающихся аридных, гумидных и переходных между ними формаций. Стратиграфия этих образований разработана недостаточно, и выделение среди них формационных тел затруднительно. Наиболее полно изучен поздний мел и палеоген в Западном Казахстане (Разумова, 1961) и Зайсанской (Ржаникова, 1962, 1968; Цеховский, 1970) впадине. Опираясь на упомянутые работы, а также привлекая к анализу материалы других исследователей, представляется возможным с некоторой долей условности выделить в Казахстане следующие формации.

Пестроцветная каолинитовая формация коры выветривания раннего мела (?) в Казахстане распространена широко. Это сохранившиеся от размыва, а также частично переотложенные остатки коры выветривания. Они известны в Илийской, Алакольской, Зайсанской, Кендерлыкской впадинах и на западе Казахстана (Ли, 1962; Власов, 1964; Жаймин, 1965; Ржаникова, 1968; Цеховский, 1970; Цеховский, Ерофеев, 1962; Нехорошев, 1941; Василенко, 1961; Разумова, 1961; и др.).

Лучше пестроцветная каолинитовая формация изучена в западных районах Казахстана — в Чуйской, Джезказганской и Тенгизской впадинах. Здесь она сложена красноцветными пестрыми гидрослюдисто-каолинитовыми глинами, песками и алевролитами, слабо сцементированными песчаниками и гравелитами, иногда с валунами выветрелых пород. Мощность пестроцветной каолинитовой формации оценивается в 50—100 м (Разумова, 1961).

С первой половины позднего мела на западе и востоке Казахстана формировались одновозрастные, но различные по составу образования. В связи с этим в латеральном ряду формаций позднего мела представляется возможным выделить три формации (рис. 6):



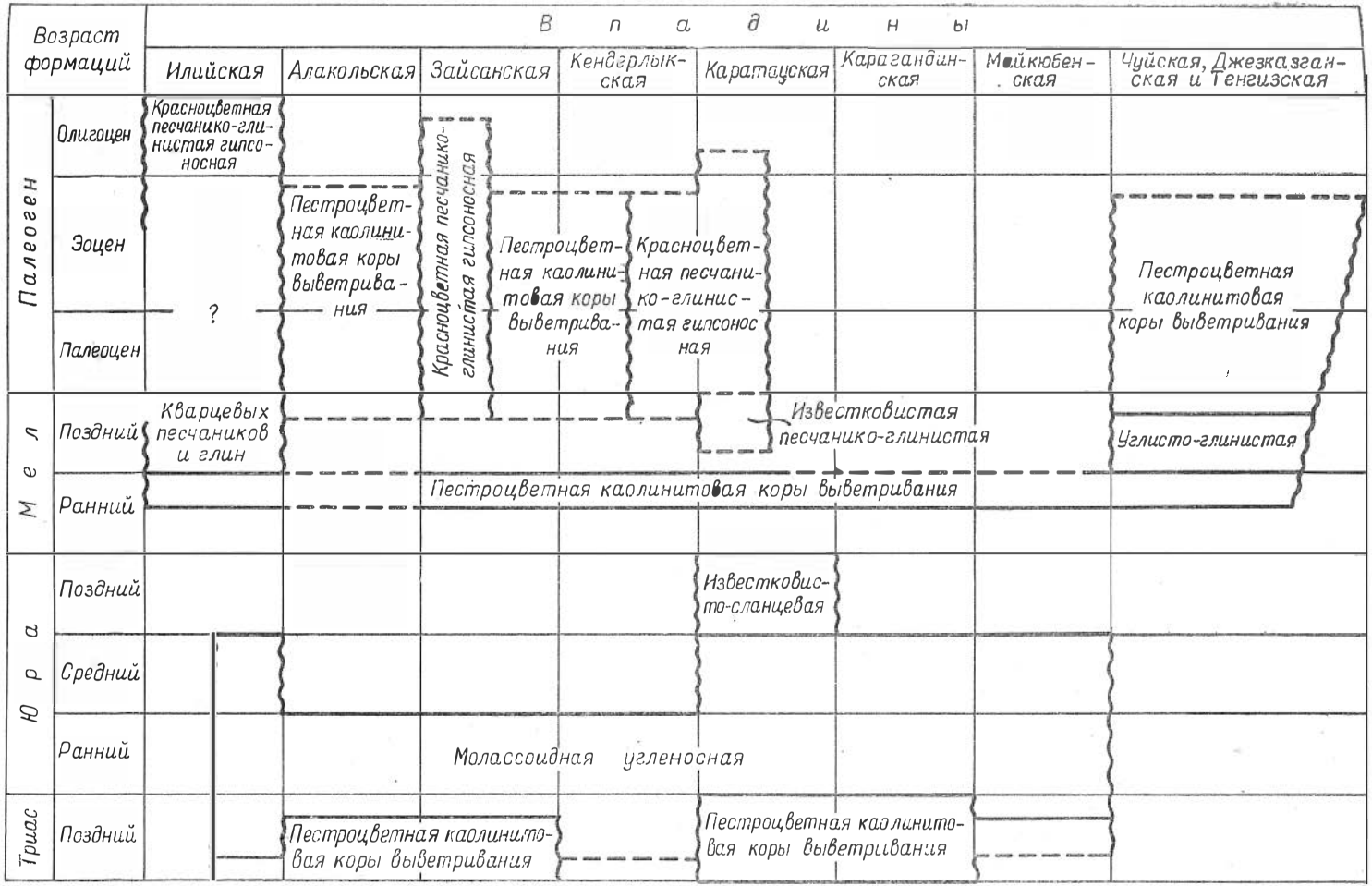


Рис. 6. Распространение формационных рядов мезозойских и палеогеновых формаций Казахстана.

Углисто-глинистая формация сеноман-сантона известна в Чуйской впадине и представлена зеленовато-белыми глинистыми алевролитами, глинами, содержащими каолинит с примесью гидрослюды, монтмориллонитовыми глинами с прослоями углистых глин и включениями крупных вторичных сростков гипса и ярозита. Эти образования соответствуют кыркудукской сеноманской и белеутинской туронсантонской свитам общей мощностью 100 м.

Формация кварцевых песчаников и глин позднего мела зафиксирована в Илийской впадине и сложена пачкой светло-серых кварцевых песков и слабо сцементированных песчаников. Эта формация в восточной части Джаркентской впадины плащеобразно с угловым несогласием лежит на триасовых и юрских образованиях моласоидной угленосной формации, а в западной части Алма-Атинской впадины — на верхнепалеозойских образованиях (Ли, 1962; Власов, 1964; Варенцов и др., 1967). Мощность формации — первые десятки метров, местами в западной части впадины доходит до 100 м.

Известковистая песчаниково-глинистая формация позднего мела (?) присутствует в Каратауской впадине и представлена светло-серыми известняками, переслаивающимися с красно-бурыми песчаниками и глинами. Мощность ее не превышает 20 м (Бувалкин, 1960).

Пестроцветная каолинитовая формация коры выветривания дат-эоцена отмечена в Джезказганской, Тенгизской и Зайсанской впадинах. В Джезказганской впадине формация сложена каолиново-бокситоносными образованиями джартасской свиты (100 м) и каолиновыми глинами и глинистыми опоковидными алевролитами с железистыми бобовинами сарысуйской свиты (100 м). В Тенгизской впадине эта формация сложена литологически сходными образованиями аркалыкской (120 м) и каскакольской (3—4 м) свит палеоцен-эоценового возраста. В Зайсанской впадине пестроцветная каолинитовая формация представлена каолиновыми, местами монтмориллонитовыми глинами, кремнистыми алевролитами с линзами и прослоями железистых песчаников и гравелитов дат-палеоценовой северозайсанской (10—200 м) и ранне-среднеэоценовой зимунайской (40—110 м) свит. По преобладанию железистых или бокситовых образований В. Н. Разумова (1961) разделяет формацию на железистую каолиновую и бокситоносную каолиновую подформации.

Краспоцветная гипсопосная песчано-глинистая формация дат-олигоцепа (?) по своему положению тяготеет к южным районам Казахстана и связана с аридными климатическими условиями.

На юго-западных и северо-восточных склонах хр. Каратау в состав формации включены кремовые доломиты и гипсоносные монтмориллонитовые глины (20 м) бухарского яруса палеоцена и гипсоносные глины (50 м) чеганской свиты раннего олигоцена. В Илийской впадине ее слагают олигоценовые зеленовато-серые и красно-коричневые глины с горизонтами глинистого гипса (5—20 м), развитые вдоль подножий гор Калканы (Тимуш, 1965). У южных подножий гор Актау развита толща олигоценовых сильно загипсованных глин (1,5 м), гипсов (5,7 м), кварцевых песков с волокнистым гипсом (2,5 м), галечников, песков и супесей (34 м) (Н. М. Чабдаров, 1967 г.).

С. Е. Чакабаевым (1960) описан разрез олигоценовых образований в Илийской впадине, представленный нижнеолигоценовыми кварцевыми песками с мангано-кальцитовым цементом (0—30 м), слабоизвестковистыми глинами и песками (30 м) и среднеолигоценовыми кирпично-красными известковистыми глинами с прослоями и линзами кристаллических ангидритов (10—15 м), засоленными сургучно-красными глинами с про-

слойками мергелей (20—25 м). Формирование этих осадков С. Е. Чакабаев связывает с засолоненными заливами, лиманами и лагунами.

Н. М. Ивкин, В. П. Соколов и П. Т. Тажибаева (1969) подробно описали кайчинский горизонт среднего олигоцена Илийской впадины на месторождениях Актау, Ащибастау, Илийском и у ст. Сары-Озек, протягивающийся на 110 км. Кайчинский горизонт подразделен ими на три подгоризонта: кирпично-красных карбонатных глин (45 м), гипсовых глин с прослоями ангидрита (16 м) и сургучно-красных засолоненных глин (15—20 м).

В южной части Зайсанской впадины и в Кендерлыкской впадине красноцветная гипсоносная формация сложена монтмориллонитовыми и каолиновыми загипсованными глинами с известковистыми стяжениями, песками и алевролитами северозайсанской (10—200 м) палеоценовой и зимунайской (40—110 м) эоценовой свит. В Зайсанской впадине тузкабакская (110 м) раннеолигоценовая и ашутасская (110 м) позднеолигоценовая свиты венчают разрез красноцветной гипсоносной песчано-глинистой формации.

Проведенный анализ дает возможность объединить все формации мезозоя и палеогена, развитые на территории Казахстана, в две крупные группы — орогенную и платформенную. В платформенной группе следует различать формации кор выветривания и собственно осадочные (покровные) формации. К формациям кор выветривания относятся пестроцветная каолинитовая позднетриасовая, пестроцветная каолинитовая раннемеловая (?) и пестроцветная каолинитовая дат-эоценовая. В подгруппу покровных формаций входят известковисто-сланцевая позднеюрская, углисто-глинистая сеноман-сантонская, кварцевых песчаников и глин позднего мела, известковистая песчано-глинистая позднего мела (?) и красноцветная песчано-глинистая гипсоносная позднемеловая—олигоценовая. К орогенной группе отнесена молассоидная угленосная формация позднего триаса—средней юры.

Проведенный формационный анализ позволяет наметить основные этапы формирования структурных этажей мезозоя и палеогена Казахской складчатой области.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

В мезозойской истории Казахской складчатой области, исходя из структурно-формационного анализа, выделяются три этапа развития.

Первый этап охватывает значительную часть среднего и позднего триаса. К этому этапу относятся выравнивание сформировавшихся к концу палеозоя дейтероорогенных сооружений на каледонидах и протоорогенных сооружений на герцинидах и региональное развитие пестроцветных каолинитовых и бокситоносных кор выветривания. Этот этап можно рассматривать как субплатформенный.

Второй этап включает время от второй половины конца позднего триаса до конца средней юры. В это время на территории Казахстана вновь сформировались горные сооружения и сопутствующие им межгорные впадины, заполнявшиеся молассоидной угленосной формацией. Заложение впадин происходило неодновременно. В пределах герцинид межгорные впадины начали развиваться с конца позднего триаса, а на каледонидах — в основном с ранней юры. К концу средней или началу поздней юры, по-видимому, следует относить проявления складчатости в прибортовых частях межгорных впадин.

Третий этап начинается с позднеюрского времени. На большей части территории он фиксируется образованием раннемеловых кор выветривания.

Одновременно начинает формироваться прерывистый платформенный чехол, состоящий из сложно сочетающихся друг с другом гумидных и аридных формаций. Последние тесно связаны с вышележащими образованиями неоген-четвертичного возраста и отвечают в целом платформенному этапу развития области.

По вещественно-структурным признакам здесь выделяются два структурных этажа: нижний дейтероорогенный, сложенный молассоидными толщами межгорных впадин, и верхний платформенный, образованный чехлом позднеюрских, меловых и палеогеновых формаций.

Нижний структурный этаж характеризуется специфическими формами дислокаций.

В линейных впадинах типа двусторонних или односторонних грабенов (Каратауская, Алакольская, восточная часть Илийской) слои триасовых и юрских пород образуют складки, близкие к линейным. Как правило, складки располагаются параллельно основным, ограничивающим впадины, разломам. Им присущи более или менее пологие наклоны крыльев. Но в приразломных зонах они осложнены складками более высоких порядков. Падение слоев здесь доходит до опрокинутого. Эти осложнения особенно характерны для принадвиговых зон. Складчатые структуры впадин обычно рассечены системами разломов на блоки. Движения по разломам контролировали объем накапливающихся осадков, а следовательно, и скорость осадконакопления и влияли на возникновение и развитие конседиментационных складок. Складки такого типа описаны Р. Ф. Геккером (1948) в Каратауской впадине. Послеюрскими разрывами нижний структурный этаж разбит на системы блоков с различными амплитудами перемещения их, достигающими десятков метров. Разломы этого типа обычно расположены субнормально или диагонально по отношению к ограничивающим впадины разломам. По-видимому, образование подобных разрывов можно объяснить движениями, связанными с последующими за седиментацией осадков сжатиями слоев нижнего структурного этажа со стороны ограничивающих впадины блоков.

Впадины, по форме близкие к изометричной, имеют обычно более простое строение. Слои юрских пород в большинстве случаев полого наклонены от бортов к центрам впадин (Майкюбенская, Курайлинская, Карагандинская) и иногда нарушены складками высоких порядков. Близ ограничивающих впадины разломов и разломов, нарушающих внутреннее строение впадин, мезозойские слои имеют более крутое падение, редко до опрокинутого (северный борт Кендерлыкской, южный борт Карагандинской впадин). В Карагандинской впадине устанавливаются конседиментационно развивавшиеся складки облекания (Михайловская, Верхне-Сокурская мульды, Майкудукский горст).

Возраст складчатости в мезозойских впадинах дискуссионен. Локальные внутриформационные размывы и слабые угловые несогласия между стратиграфическими подразделениями можно связывать, вероятно, с переменой знаков движения отдельных блоков фундамента на фоне общих погружений впадин в ранне- и среднеюрское время.

Представляется наиболее приемлемой точка зрения Н. Г. Кассина (1952), И. И. Горского (1954, 1963) и других исследователей, относивших время складкообразования на конец средней — начало поздней юры. Как показано выше, в Казахской складчатой области верхнеюрские отложения в мезозойских впадинах отсутствуют, а меловые и палеогеновые образуют плащеобразные покровы, занимающие значительные территории и выходящие далеко за пределы юрских впадин. Только в Каратауской впадине верхнеюрские образования перекрывают трансгрессивно, местами со слабым угловым несогласием, нижележащие среднеюрские свиты. Проявившееся здесь предпозднеюрское складкообразование было кратковременным и слабым.

«В связи с вопросом о возрасте дислокаций особо следует отметить Кендерлыкскую впадину, в пределах которой в ядре опрокинутой и срезанной надвигом синклинальной складки залегают меловые и третичные отложения, смятые так же, как и подстилающие их породы юры. Однако проявление активных альпийских движений, по-видимому, присуще только Калба-Чингизской зоне разломов» (Боголепов, 1967, стр. 249).

Граница между нижним и верхним структурными этажами проводится между средне- и верхнеюрскими меловыми образованиями. На территории Казахстана верхний структурный этаж залегает как на палеозойском фундаменте, так и на различных горизонтах нижнемезозойского структурного этажа. Перерыв в осадконакоплении порой достигает значительных размеров — от ранней юры до позднего мела включительно (Зайсанская, Кендерлыкская впадины). Этап формирования верхнего структурного этажа знаменуется широким развитием поверхностей выравнивания и кор выветривания. Процессам выветривания подвергались в основном палеозойские породы. Приблизительно до позднего мела развивались остаточные коры выветривания. С раннего мела до конца эоцена, а местами и среднего олигоцена, наряду с процессами выветривания переотлагаются продукты выветривания сначала в наиболее глубоких эрозионных формах рельефа, затем захватывая все большие территории, сплошными покровами.

Как правило, толщи, слагающие верхний структурный этаж, залегают горизонтальными покровами. Исключение составляют случаи, когда слои этого этажа облекают древний рельеф или залегают в мезозойских грабенах, где вследствие субнормального сжатия последних в древнечетвертичное время или более активных унаследованных нисходящих движений меловые и палеогеновые слои приобрели слабые наклоны от бортов к осевым частям впадин (Кендерлыкская — Белянкин, Воронцов, 1961а, Каратауская—Геккер, 1948, восточная часть Илийской впадины—Косыгин, 1958).

До сих пор остается открытым вопрос о мезозойском магматизме в Казахстане. Один исследователи (Монич, 1949; Гокоев, 1937, 1952; Михайлов, 1958а, 1958б, и др.) считают, что мезозойские магматические проявления, как эффузивные, так и интрузивные, развиты широко. Другие (Кассин, 1952, и др.) придерживаются противоположной точки зрения. По материалам М. В. Тащининой и Е. Р. Семеновой-Тяньшаньской (1959), Г. Н. Щербы и др. (1962), Н. Н. Великой (1964), К. В. Боголепова (1967, 1969) и других исследователей, большинство магматических тел приурочено к позднепермскому-раннетриасовому времени — времени завершения протоорогенного этапа герцинид. Мелкие дайки базальтов, андезито-базальтов и др. чаще всего контактируют с палеозойскими породами, и их мезозойский возраст определяется весьма условно. Лишь рэт-лейасовый возраст пластовых тел андезито-базальтов Алакольской впадины не вызывает сомнения. Кроме того, имеются данные, показывающие, что в Казахстане возможно и более широкое развитие мезозойских магматических образований. Так, радиометрические определения для биотитов Хоргосского гранитоидного массива, расположенного на южном склоне Джунгарского Алатау, дали возраст 185, 182 и 170 млн. лет (Щерба и др., 1962). Не исключено, что проявления магматизма есть и в других районах Казахстана. Этот вопрос требует дальнейшего подробного изучения. При этом необходимо отметить, что интрузии, как показывает практика, тяготеют к положительным структурам, которые для мезозойского этапа развития выражаются межвпадинными пространствами, сложенными палеозойскими образованиями.

Учитывая все сказанное, можно наметить историю формирования мезозойских впадин в Казахской складчатой области. В этой истории

ясно устанавливаются две тенденции: общая, характерная для всех впадин, и частная, которая позволяет различать группы впадин.

Общая тенденция выражается в том, что все мезозойские впадины Казахстана межгорные и отвечают единому циклу орогенеза. Действительно, мезозойское время для всей территории Казахстана является как бы зеркальным отображением ранней каледонской геосинклинальной стадии развития. Как указывалось выше, в досилурийское время территория Казахстана представляла собой единую геосинклинальную область (табл. 1). Начиная с силура область резко дифференцируется и отдельные ее части начинают развиваться автономно. В мезозойское время территория Казахской складчатой области снова консолидируется в единое целое с общей тенденцией развития.

Частная тенденция выражается в том, что отдельные черты развития некоторых групп впадин, на наш взгляд, зависят от того фундамента, на котором они заложились. На развитие некоторых мезозойских впадин влияли участки Казахской складчатой области, развивавшиеся автономно с силура по средний триас включительно. Так, выше было отмечено, что впадины, располагающиеся на герцинском основании, закладывались раньше, чем такие же на каледонском основании.

Начало заложения мезозойских впадин на герцинидах можно считать началом дейтероорогенного этапа развития этой области. В ранних каледонидах дейтероорогенный этап начинается с раннего девона, а в поздних — с фаменского века. Следовательно, к началу этапа формирования мезозойских впадин, в основном с более или менее сходным характером развития для всей Казахской складчатой области, в каледонидах уже существовал длительный дейтероорогенный этап. Поэтому представляется возможным выделить этот этап в самостоятельный — ранний дейтероорогенный. В таком случае сменивший его во времени поздний дейтероорогенный этап (мезозойский) будет соответствовать дейтероорогенному этапу герцинид.

С позднего мела начинается затягивание этой обширной области почти сплошным чехлом, что дает возможность многим исследователям (Боголепов, 1967; Маркова, 1954; Матвеевская, 1969; Яшин, 1966; и др.) трактовать современную структуру Казахстана как молодую платформу.

К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ВПАДИН КАЗАХСТАНА

Анализ геологического строения фундамента показал, что к концу палеозоя территория Казахской складчатой области представляла собой резко дифференцированную горную область. Последующая дифференциация, вероятно, обусловлена различными по амплитуде движениями блоков, ограниченных крупными разломами. Движения блоков были неравномерными и неодновременными. Эти факторы обусловили, вероятно, неодновременное начало мезозойского осадконакопления на разных блоках. В Кендерлыкской впадине оно осуществлялось почти непрерывно с позднего палеозоя, в других — с ранней юры.

Разломы, ограничивающие блоки, по отношению к складчатой структуре фундамента располагались по-разному. Местами они располагались согласно складчатым структурам, разграничивая их на участки, местами соответствовали границам межгорных впадин предшествовавших орогенезов, иногда же располагались диагонально по отношению к структурам фундамента. В этом случае возникал новый блок с гетерогенным внутренним строением. В зависимости от этих факторов все мезозойские впадины можно разделить на две крупные группы — унаследованные и наложенные.

Под унаследованными понимаются такие впадины, форма которых, а также общий план их внутреннего строения сходны с формой и внутренним строением структурных элементов фундамента (геосинклинальных прогибов, межгорных впадин), на котором расположены впадины, но отличаются от последних более пологими складчатыми формами.

К унаследованно развивавшимся мезозойским впадинам представляется возможным отнести Кендерлыкскую, Карагандинскую, Курайлинскую, Илийскую и условно Зайсанскую. В перечисленных впадинах переход от палеозойских образований к мезозойским более или менее постепенен, без резких угловых несогласий в основании, но с перерывом в осадконакоплении. Характерный признак этой группы впадин — повторение очертаний и формы подстилающих палеозойских структур с некоторым, иногда значительным, уменьшением в размерах (Курайлинская, Карагандинская). Илийская впадина заложилась в восточной части протяженного палеозойского орогенного прогиба, со временем увеличиваясь в размерах к западу и наследуя его форму вплоть до мелового времени. С мелового времени она была перекрыта образованиями платформенного типа, вышедшими за пределы впадины и перекрывшими значительные пространства обрамления. В Зайсанской впадине накопление юрских отложений также локализовалось в пределах опущенного в мезозое крупного палеозойского блока. Несмотря на то, что мезозойские отложения обнаружены в ней только на юго-востоке, можно предполагать их присутствие под чехлом, как и в Алакольской впадине (Жаймин и др., 1969а).

По форме среди унаследованных впадин различаются изометричные и линейные. К изометричным относятся такие, которые имеют сглаженные очертания и отношение длины к ширине не выше 1:4 (Кендерлыкская, Карагандинская и Зайсанская); к линейным относится Илийская впадина.

Как изометричные, так и линейные впадины по способу ограничений можно разделить на ограниченные разломами и не ограниченные ими. Наиболее распространена первая группа. В ней в свою очередь можно выделить два самостоятельных типа. Первый тип — односторонние грабены, ограниченные одним разломом, располагающимся в направлении, субпараллельном оси впадины. Примером таких впадин могут служить Кендерлыкская и Карагандинская. Второй тип — двусторонние грабены, ограниченные разломами с двух противоположных бортов, например Илийская впадина, ограниченная на большом протяжении разломами древнего заложения.

В том и другом случае, кроме основных, ограничивающих впадины разломов, имеют место разрывные нарушения более высоких порядков, которые располагаются как в бортах впадин (северный борт Карагандинской, восточный борт Кендерлыкской и т. д.), так и внутри их.

К числу унаследованных впадин, не ограниченных разломами, относится Курайлинская. В плане она повторяет контуры выходов палеозойских пород.

Под наложенными понимаются такие впадины, форма и структурные элементы которых резко отличаются от таковых фундамента, на котором они расположены. В этих случаях мезозойские впадины, не считаясь со строением фундамента, развивались на опущенных по разломам блоках или прогнутых участках земной коры.

Наложенные впадины, как и унаследованные, по форме разделяются на изометричные и линейные. К изометричным отнесена Майкюбенская впадина. Она располагается на гетерогенном палеозойском основании, структурные элементы которого имеют резко различные простирания относительно оси впадины. С севера она ограничена протяженным разломом типа надвига, по которому с севера на юг палеозойские породы надвинуты на мезозойские образования. Мезозойские слои близ этого разлома имеют небольшие мощности и углы наклона.

Таблица 6

Классификация мезозойских впадин Центрального и Восточного Казахстана

Унаследованные						Наложенные					
Форма											
изометричная			линейная			изометричная			линейная		
Ограничения											
разломами		без разломов	разломами		без разломов	разломами		без разломов	разломами		без разломов
двумя	одним		двумя	одним		двумя	одним		двумя	одним	
Зайсанская	Кендерлыкская Карагандинская	Курайлинская	Илийская				Майкюбенская		Каратауская Алакольская	Алакольская	

Каратауская впадина, как и Майкюбенская, заложилась на гетерогенном палеозойском основании, имеющем различное с впадиной направление и характер складчатости. В отличие от Майкюбенской она имеет линейную форму и при небольшой ширине простирается на значительное расстояние. Каратауская впадина ограничена двумя протяженными разломами северо-западного простирания, за пределы которых нижнеюрские отложения не распространяются. По этим признакам она отнесена к двусторонним линейным грабенам в группе наложенных.

К этому же типу впадин представляется возможным отнести и кайнозойскую Алакольскую впадину, считающуюся многими исследователями грабеном (Жаймин, 1965; и др.). Крупный палеозойский блок, на котором расположена Алакольская впадина, имеет сложное строение. Он осложнен небольшими мезозойскими грабенами, в большинстве случаев односторонними (Пограничный, Узунбулакский и Сартологайский участки).

Таким образом, все мезозойские впадины Казахстана можно расчленить по целому ряду признаков (табл. 6). В конечном итоге выделяется 12 типов впадин. Из них в Казахстане присутствуют 7. В построенной классификации использованы не все признаки. Нами, на наш взгляд, использованы наиболее важные — отношение структуры впадин к фундаменту, их формы и способы ограничений.

Кроме того, впадины можно различать по количеству ограничивающих разломов и характеру наклона поверхностей их смес-

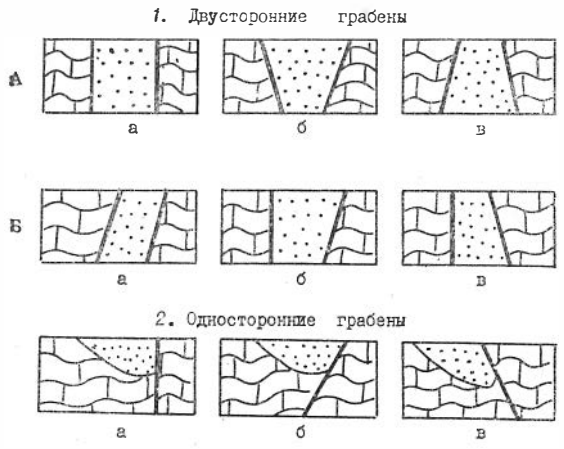


Рис. 7. Типы грабенов.

тителей. Схематично эта классификация представлена на рис. 7.

Все грабены подразделяются на двусторонние и односторонние. В классе двусторонних грабенов намечаются два рода. Первый (1А) род представляет собой основные виды грабенов: а) грабен или простейший вид грабена с вертикальными или близкими к ним поверхностями сместителей; б) рифт или грабен, поверхности сместителей которого наклонены в сторону грабена; в) рамп или грабен, поверхности сместителей которого наклонены в противоположные от грабена стороны.

Второй ряд двусторонних грабенов (Б) вмещает в себя три комбинации наклонов поверхностей сместителей, производных от первого рода. Эти структурные элементы пока не имеют названий.

Односторонние грабены или грабенообразные структуры* представляют собой впадины, ограниченные одним разломом. В зависимости от наклона поверхности сместителя различаются: а) ограниченные вертикальным разрывом (сбросы и взбросы), б) ограниченные наклоненной в сторону опущенного блока поверхностью сместителя (сбросы), в) ограниченные наклоненной в сторону поднятого блока поверхностью сместителя (взбросы и надвиги).

Нижеприведенные впадины будут принадлежать к следующим типам (рис. 7): 1Аа — Зайсанская (?), 1Ав — Каратауская и Илийская, 1Ба — Кусакская (Алакольская впадина), 2б — Узунбулакская (Алакольская впадина), 2в — Карагандинская, Кендерлыкская, Майкюбенская, Сарыбулакская и Пограничная Алакольской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

Абдулкабирова М. А. Некоторые особенности тектоники Северного Казахстана.— Изв. АН КазССР, сер. геол., № 2, 1966.

Арсовски М. И. Структура Боролдайского антиклинория и история его развития. М., 1957.

Архангельский Н. И. Геотектонические основы поисков важнейших полезных ископаемых в мезозойских образованиях восточного склона Урала и Зауралья.— Тр. Ин-та геол. УфАН СССР, вып. 63, 1962.

Балашов Е. В. Стратиграфия и основные этапы геологической истории Чуйской впадины.— В кн. «Геология и нефтегазоносность Средней Азии, Волго-Уральской области, Предкавказья и Прикаспия». Тр. ВНИГНИ, вып. XXX, М., 1961.

Белянкин Л. Ф., Воронцов В. В. История нижнемезозойского угленакопления на территории Кендерлыкской мульды.— В кн. «История нижнемезозойского углепакопления в Казахстане». Тр. лаб. угля, вып. XII. Изд-во АН СССР, 1961а.

Белянкин Л. Ф., Волков В. Н., Воронцов В. В., Ритенберг М. И. К формационной характеристике нижнемезозойских отложений Южного Урала и Казахстана.— В кн. «Угленосные формации некоторых регионов СССР». Изд-во АН СССР, 1961б.

Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 1, 34, 1959.

Богданов А. А. Основные закономерности развития палеозойской складчатости на территории СССР.— В кн. «Каледонская орогения». Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геол. Изд-во АН СССР, 1960.

Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. «Наука», 1967.

Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.— Геол. и геофиз., № 8, 1968.

Боголепов К. В. Области повторного горообразования (дейтероорогенеза) и принципы тектонического и металлогенического районирования.— Геол. и геофиз., № 12, 1969.

Боголепов К. В. Некоторые вопросы учения о геологических формациях.— Геол. и геофиз., № 1, 1970.

Борсук Б. И. Геосинклинальные и платформенные этапы в развитии Казахской складчатой области.— В кн. «Русская и Сибирская платформы и их обрамле-

* Под грабенообразными структурами понимаются грабены изометричной или близкой к ней формы.

ние». Тр. геол. музея им. А. П. Карпинского АН СССР, вып. XIV—2. Изд-во АН СССР, 1963.
Борукаев Р. Н., Каюпов А. К., Ляпичев Г. Ф. и др. Тектоническое и металлогеническое районирование Восточного Казахстана.— Вестн. АН КазССР, № 11, 1965.
Бувалкин А. К. О причинах расщепления угольных пластов Майкюбенского бассейна.— Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 4, 1959.
Бувалкин А. К. К вопросу о тектонических движениях мезозоя Восточного Казахстана. — Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 3(40), 1960.
Бувалкин А. К. Условия накопления нижнемезозойских отложений Майкюбенского бассейна по некоторым геохимическим показателям.— Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 6(51), 1962.
Бувалкин А. К. Стратиграфия нижнемезозойских отложений Майкюбенского бассейна.— Изв. АН КазССР, сер. геол., № 6, 1964а.
Бувалкин А. К. Илийский угленосный бассейн.— Вестн. АН КазССР, № 1, 1964б.
Бувалкин А. К. Палеогеографические условия осадконакопления в нижнем мезозое на территории Илийской впадины.— Изв. АН КазССР, сер. геол., № 5, 1965.
Бувалкин А. К. Условия осадконакопления нижнемезозойских угленосных отложений Алакольского месторождения.— В кн. «Литологические исследования в Казахстане».— Тр. ИГН АН КазССР, т. 16, 1966.
Бувалкин А. К. Геология и условия формирования верхнеюрских отложений Южного Казахстана.— Тр. ИГН АН КазССР, т. 23, 1968.
Бувалкин А. К., Власов В. И. Триасовые отложения Южного Казахстана.— Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 4(45), 1961.
Бувалкин А. К., Жаймин М. И. Алакульский угленосный район.— Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 1(30), 1958.
Варенцов М. И., Дитмар В. И., Дорошко С. М. и др. Основные черты тектоники, классификация и нефтегазоносность впадин Средней Азии и сопредельных регионов.— В кн. «Тектоника нефтегазоносных впадин Средней Азии и Казахстана». «Наука», 1967.
Варенцов М. И., Дитмар В. И., Ли А. Б. Основные черты тектоники и сравнительная характеристика нефтегазоносных впадин Казахстана и смежных областей Средней и Центральной Азии.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1966.
Василенко В. К. Стратиграфия третичных континентальных отложений Зайсанской депрессии.— Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сибири, 1957.
Василенко В. К. Геологическая история Зайсанской впадины.— Тр. ВНИГРИ, вып. 162, 1961.
Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Лист «Аулие-Ата», р. VII, л. 6 (северо-западная часть).— Тр. ЦНИГРИ. вып. 67, 1935.
Вебер В. Н. Стратиграфия и тектоника Каратау. Геология СССР, т. XX, ч. I, 1941.
Великая Н. Н. Новые данные о проявлении мезозойского магматизма в Центральном Казахстане.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Алтая и Казахстана.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. III, 1964.
Власов В. И. Новые данные по стратиграфии и угленосности мезозойских отложений Юго-Восточного Казахстана.— Вестн. АН КазССР, № 5, 1962.
Власов В. И. Угленосные отложения Юго-Восточного Казахстана и их перспективное промышленное значение. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1964.
Войтович В. С. Природа Джунгарского глубинного разлома. «Наука», 1969.
Волкова М. С. Геологическое строение западных отрогов северо-восточной и центральной части хр. Каратау. ОНТИ, 1936.
Воронцов В. В. Строение и условия образования нижнемезозойской угленосной толщи Карагандинского бассейна. «Наука», 1965.
Галицкий В. В. К изучению четвертичных отложений и геоморфологии гор Каратау.— Изв. Геогр. об-ва, т. XV, вып. 6, 1933.
Галицкий В. В. Тектоника Центрального Каратау.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XIV, № 4, 1936.
Галицкий В. В. Новые данные по тектонике Центрального Каратау.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1937.
Галицкий В. В. К вопросу о структурном положении Турланского месторождения.— Цветные металлы, № 9, 1938.
Галицкий В. В. Рецензия о книге И. И. Машкара «Геология Центрального Каратау».— Сов. геол., № 5—6, 1940.
Галицкий В. В. Геоморфология и четвертичные движения Каратау.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1943.
Галицкий В. В. О геологическом строении и закономерностях распределения оруденения в Джаланктайском рудном поле Центрального Каратау.— Докл. АН СССР, т. 47, № 3, 1945.

Галицкий В. В. Тектоника хребта Каратау.— В кн. «Тектоника и динамометаморфизм палеозоя Казахстана». Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 19, 1967.
Галицкий В. В. Покровная структура хребта Каратау.— В сб. «Орогенные пояса». «Наука», 1968.
Геккер Р. Ф. Каратауское месторождение фауны и флоры юрского возраста (ископаемое юрское озеро в хр. Каратау). Тр. ПИН АН СССР, т. XV, вып. I, 1948.
Гокоев А. Г. К вопросу о проявлении мезозойского вулканизма в Северном и Северо-Восточном Казахстане.— Пробл. геол., сб. II, 1937.
Гокоев А. Г. О мезозойском вулканизме Восточного Казахстана.— Изв. АН КазССР, сер. геол., № 119, вып. 15, 1952.
Горский И. И. Геотектонические условия формирования нижнемезозойских буроугольных месторождений Казахстана.— Тр. ЛАГУ АН СССР, вып. II, 1954.
Горский И. И. Нижнемезозойские тектонические движения Казахстана. Ч. III. Изд-во АН СССР, 1963.
Горский И. И., Леоненок Н. И. Некоторые вопросы геологии и угленосные области Тургайского пролива.— Тр. ЛАГУ АН СССР, вып. VIII, 1958.
Диденко-Кислицына Л. К. Новые данные по стратиграфии кайнозоя и новейшей тектонике Джунгарского Алатау.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 2(27), 1964.
Диденко-Кислицына Л. К. Геоморфология, стратиграфия кайнозоя и новейшая тектоника северо-восточной части Джунгарского Алатау.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 3(28), 1965.
Ерофеев В. С., Литвинович А. М., Кравченко М. М., Жевагo Я. В. Геологические основы поисков мезозойско-кайнозойских бокситов в Восточном Казахстане.— Изв. АН КазССР, № 3, 1970.
Жаймин М. И. Геологическое строение Алакольского угольного месторождения.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 3(28), 1965.
Жаймин М. И., Буш В. А., Синицын Ф. Е., Третьяков В. Г. О тектонике Алакольской впадины. Тематический сб. ст. аспирантов и соискателей, вып. V. Геология. Алма-Ата, 1969а.
Жаймин М. И., Третьяков В. Г., Рощин И. Н. Новые данные о мезозойских отложениях Юго-Восточного Казахстана. Тематический сб. ст. аспирантов и соискателей, вып. V. Геология. Алма-Ата, 1969б.
Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улу-Тау.— Матер. по геол. Центрального Казахстана, т. III. Изд. МГУ, 1961.
Зоненшайн Л. П. О многогеосинклиналях.— Геотектоника, № 4, 1969.
Ивкин Н. М., Соколов В. П., Тажибаева П. Т. Монтмориллонит-гидрослюдистые глины Илийской и Кегень-Каркаринской впадин как возможные природные микроудобрения.— В кн. «Литологические исследования в Казахстане». Тр. ИГН им. Сатпаева, 1969.
Ильинская И. А. О сменах флор в Зайсанской впадине с конца верхнего мела до конца миоцена.— Докл. АН СССР, т. 146, № 6, 1962.
Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана.— Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 15, № 19, 1952.
Клейман Г. П. Стратиграфия палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений хр. Саур.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 38, 1960.
Коптева В. В., Щерба И. Г. О некоторых особенностях проницаемости Северо-Балхашской вулканической впадины.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 80, 1963.
Косыгин Ю. А. Тектоника нефтеносных областей, т. II. Изд-во нефт. и горнотопливной лит., 1958.
Кошкин В. Я. Центрально-Казахстанский сдвиг.— Геотектоника, № 1, 1969.
Кунин Н. Я. Тектоника Среднесырдарьинской и Чу-Сарысуйской депрессий по геофизическим данным. «Недра», 1968.
Кушев Г. Л. Карагандинский угленосный бассейн. Госгеолиздат, 1941.
Кушев Г. Л. О возрасте и параллелизации угленосных толщ Центрального Казахстана. Геология, горное дело и металлургия.— Юбил. сб. науч. тр. Казах. горно-металлург. ин-та, № 9, 1954.
Кушев Г. Л. Карагандинский угленосный бассейн. Изд-во АН КазССР, 1963.
Кушев Г. Л. Обзор распространения мезозойских угленосных отложений в Казахстане.— В. кн. «Нижнемезозойские угленосные отложения Казахстана». Тр. ИГН КазССР, т. 23, 1968.
Ли А. Б. Стратиграфия, литология и структурно-тектонические особенности Текесской, Илийской и Каркаринской впадин в связи с перспективами их нефтегазоносности.— Тез. докл. Первой конф. молодых науч. сотр. геол. ин-тов АН республик Средней Азии и Казахстана при участии науч. сотр. ин-тов Закавказ. республик, 1961.

Лп А. Б. Особенности геологического строения Илийской, Текесской и Каркаринской впадин и проблема их нефтегазоносности. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1962.
Макарычев Г. И. Тектоническое районирование Тянь-Шаня и разломы.— Геотектоника, № 4, 1970.
Маркова Н. Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана.— В кн. «Складчатые области Евразии». «Наука», 1964.
Маркова Н. Г., Клитин К. А. Области поздней каледонской складчатости.— В кн. «Тектоника Евразии». «Наука», 1966.
Матвеевская А. Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления.— Тр. Ин-та геол. и геофиз., вып. 58, 1969.
Михайлов Н. П. Общие закономерности распространения ультраосновных и основных интрузий в Восточном Казахстане.— Сов. геол., № 7, 1958а.
Михайлов Н. П. Очерки мезозойского и кайнозойского магматизма отдельных районов (Восточный Казахстан). Геологическое строение СССР, т. 2. Магматизм. 1958б.
Монич В. К. Изверженные породы семейтауского комплекса.— Изв. АН КазССР, вып. II, сер. геол., № 70, 1949.
Мураховская Е. И. Спорово-пыльцевые комплексы нижнемезозойских отложений основных депрессий Восточного Казахстана и их стратиграфическое значение.— В кн. «Нижнемезозойские угленосные отложения Казахстана». Изд-во АН КазССР, 1968.
Мухин В. Г. О находке ископаемых рыб юрского возраста в Аулие-Атинском уезде Сырдарьинской области. — Изв. Туркм. отд. Русс. геогр. об-ва, т. IV, 1922.
Мухин В. Г. Некоторые данные об юрских отложениях Каратауских гор.—Изв. Туркм. отд. русс. геогр. об-ва, т. XVI, 1923.
Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. 1926.
Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии в кайнозойскую эру.— Изв. геол. ком., т. XI, VII, вып. 2, 1928.
Наливкин Д. В. Новые данные и проблемы геологии Средней Азии.— Вести. Всесоюз. геол. развед. объед., № 3—4, 1932.
Нехорошев В. П. Зайсанская синклиналь.— Пробл. геол., вып. 1, 1934.
Нехорошев В. П. Хребет Саур. Очерки по геологии Сибири.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 9, 1941.
Никифорова К. В. Континентальные третичные отложения Чу-Сарысуйской депрессии и прилегающих к ней территорий Бетпак-Далы.— Тр. межвед. совещ. по разраб. стратигр. схем Сибири 1956 г. Гостоптехиздат, 1957.
Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 45, 1960.
Орловская Э. Р. Находка триасовой флоры в Кетменском хребте.— Вести. АН КазССР, № 6, 1960.
Орловская Э. Р. К флоре папоротников из мезозойских отложений Восточного Казахстана.— В кн. «Материалы по истории фауны и флоры Казахстана». Т. III. Изд-во АН КазССР, 1961.
Орловская Э. Р. Новые данные о нижнемезозойской флоре Кетменского хребта.— Тр. палеобот. конф. Томск, 1962.
Орловская Э. Р. Нижнемезозойская флора Восточного Казахстана.— В кн. «Нижнемезозойские угленосные отложения Казахстана». Тр. ИГН АН КазССР, т. 23, 1968.
Разумова В. Н. Континентальные третичные отложения северо-западной части Казахского нагорья.— Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Гостоптехиздат, 1957.
Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 46, 1961.
Ржаникова Л. Н. О спорово-пыльцевом составе северозайсанской свиты горы Кшш-Кереш в Зайсанской впадине.— Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 4(49), 1962.
Ржникова Л. Н. Палинологическая характеристика палеогена и неогена Зайсанской впадины. 1968.
Ритенберг М. И., Фаддеева З. И. Нижнемезозойское угленакопление на территории Майкюбенского бассейна.— В кн. «История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане». Ч. I. Тр. ЛАГУ, вып. XII. Изд-во АН СССР, 1961.
Романова Э.В. К флоре северозайсанской свиты горы Кшш-Кереш.— Вести. АН КазССР, № 2(179), 1960а.
Романова Э. В. Новый род покрытосемянных верхнемеловых отложений Зайсанской впадины.— Вести. АН КазССР, № 8(185), 1960б.
Севрюгин Н. А. Стратиграфическая схема нижнего карбона юго-западной части Зайсан-Иртышской геосинклинальной зоны.— Тр. совещ. по униф. стратигр, схем допалеозоя и палеозоя Вост. Казахстана. Изд-во АН КазССР, 1960.

Тащилина М. В., Семенова-Тяньшаньская Е. Р. Новые данные о проявлении молодого вулканизма в Центральном Казахстане.— Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 23, 1959.
Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии. М-б 1 : 5 000 000. Под ред. А. Л. Яншина. «Наука», 1966.
Тимуш А. В. К стратиграфии палеогена и неогена центральной части Илийской впадины.— В. кн. «Матер. по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 3(28), 1965.
Третьяков В. Г. Тектоническое строение фундамента Алакульской впадины.— В кн. «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности впадин Южного Казахстана». 1968.
Успенский В. П. Палеозойское тектоническое развитие Чингиза и вопрос о возрасте его складчатых структур.— Геотектоника, № 5, 1970.
Фалькова Э. А. Гидрогеологические исследования в бассейнах рек Баролдай и Бала-Бугунь в хребте Кара-Тау (Тянь-Шань). Изд. Среднеазиатского гос. ун-та, 1928.
Херасков Н. П. Области герцинской складчатости.— В кн. «Тектоника Евразии». «Наука», 1966.
Цеховский Ю. Г. Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гетит-каолиновой формации Восточного Казахстана (верхний мел-палеоген). Автореф. канд. дисс. М., 1970.
Цеховский Ю. Г., Ерофеев В. С. Горизонты выветривания в мел-палеогеновых отложениях Северо-Восточного Казахстана.— Литол. и полезн. ископ., № 2, 1962.
Чакабаев С. Е. О морском палеогене Илийской впадины.— Докл. АН СССР, т. 133, № 4, 1960.
Чуйкова В. Г. Возрастное положение герцинских интрузий Северо-Восточного Прибалхашья. Совещ. по унифиц. стратигр. схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Тез. докл., 1957.
Шалабаев С. А., Мухамедиев И. Основные черты строения мезозойской угленосной формации Илийской впадины. 1968.
Шахов Р. А. Основные черты геологического строения и нефтегазоносность Чу-Сарысуйской синеклизы.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана». 1965.
Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана.— В кн. «Складчатые области Евразии». «Наука», 1964.
Шульц С. С. Третичные отложения Северной Киргизии. Геол. СССР, т. XXV. Госгеолтехиздат, 1954.
Щерба Г. Н., Ершов Б. В., Иванов А. И. и др. О возможном мезозойском возрасте Хоргосского интрузивного комплекса.— В кн. «Материалы по геологии некоторых эндогенных месторождений Центрального Казахстана». 1962.

К. В. БОГОЛЕПОВ

МАТЕРИАЛЫ ПО МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИКЕ ВОСТОЧНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ ДЖУНГАРИИ И БЕЙШАНЯ

Мезозойская структура юго-западной части Центрально-Азиатского пояса, расположенной на территории Китайской Народной Республики, может быть охарактеризована очень схематично из-за слабой изученности и недостатка материалов, ограниченных в основном сводными работами и отдельными статьями, опубликованными к началу 60-х годов. Среди них в первую очередь должны быть упомянуты работы Ли Сы-гуана (1952), Хуан Бо-циня (Хуан Цзи-циня) (1952, 1961), «Основы тектоники Китая» (1962) и «Региональная стратиграфия Китая» (1960), серия работ В. М. Синицина (1948, 1954а, 1956, 1957а, б и др.), посвященная различным аспектам геологии, геоморфологии и палеогеографии этих территорий, ряд статей М. И. Варенцова и его соавторов по тектонике нефтегазоносных впадин Китая, работы Б. С. Соколова (1944—1945 гг.), исследования К. Н. Кравченко (1957, 1958), Г. В. Багиряна (1958), а также отдельные публикации Н. А. Беляевского (1948), М. Н. Саидова (1956), В. Г. Казьмина и В. А. Фараджева (1961) и других исследователей, посвященные главным образом окраинным прогибам Таримского массива и Джунгарской впадины. Что же касается менее изученных или слабее освещенных в литературе районов, к числу которых относится Бейшань, Восточная Джунгария (Номин-Гоби), Алашань и т. п., то до сих пор не потеряли значения материалы маршрутных исследований В. А. Обручева, Тейар де Шардена, Г. Бекселя, Е. Норина, С. Гедина и других исследователей, посетивших Китай в конце XIX и первой трети XX века.

СТРУКТУРА ДОМЕЗОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

В строении домезозойского основания региона принимают участие докембрийские образования (архей—протерозой), слагающие ядра крупных платформенных массивов и мезозойских плит Тарима, возможно, Джунгарской впадины, поднятий Куруктага, Бейшаня и Алашаня, складчатые сооружения раннe- и позднекаледонского возраста, выходящие в пределах Монгольского Алтая, Пограничной Джунгарии и Восточного Тянь-Шаня, а также герцинские складчатые сооружения, являющиеся непосредственным продолжением герцинид Обь-Зайсанской, Джунгаро-Балхашской и Южно-Тяньшаньской геосинклинальных систем, расположенных на территории Сибири и советской Средней Азии (см. приложение 3).

Общий структурный план региона подчинен, во-первых, северо-западному направлению каледонских и герцинских систем Монгольского Алтая и Заалтайского Гоби, расположенных к северу и северо-востоку

от Джунгарской впадины, и, во-вторых, близкой к субширотной ориентировке складчатых систем Восточного Тянь-Шаня. Их дугообразный изгиб выражен в системах хребтов Борохоро и Богдоулинь, Нарат и Ташкартаг, Кокшаала и Харлыктау (Синицин, 1954а) и обусловлен северными контурами Таримского платформенного массива и Куруктага и клиновидным замыканием Джунгарской впадины. Этим основным направлениям соответствуют структурные швы и важнейшие глубинные разломы, определяющие и основные системы сводово-глыбовых поднятий и впадин, созданных мезозойским тектогенезом. Второстепенное значение имеют системы складок и разломов северо-восточного простирания, приобретающие господствующее положение на северо-восточном фланге Центрально-Азиатского пояса. В Северо-Западном Китае они выражены виргацией складчатых структур Джунгарского Алатау и Майли-Джаира на северо-западной границе Джунгарской впадины, разворотами складчатых структур западной части Кокшаала, подобным же изгибом северо-западного ограничения Бейшаня, наконец, разломами, оперяющими основные структурные швы северо-западного и субширотного направления и определяющими секторальные границы антиклинальных структур и их периклинальных замыканий.

Краткая характеристика домезозойской структуры Северо-Западного Китая приводится ниже отдельно по Монгольскому Алтаю, Пограничной Джунгарии, Восточному и Гобийскому Тянь-Шаню, Джунгарской впадине, а также по прилегающим к Центрально-Азиатскому структурному поясу древним массивам Тарима, Бейшаня и Алашаня.

Монгольский Алтай

В окраинной северо-западной части региона и смежных районах Западной Монголии выделяется Монголо-Алтайское сооружение каледонского возраста, ограниченное зонами глубинных разломов — Карапрытышского на юго-западе и Толтонурского на северо-востоке. В его осевой части в Средне-Алтайской антиклинальной зоне распространены гнейсы и кристаллические сланцы условно протерозойского возраста, слагающие отдельные блоки и ядра антиклинальных поднятий. Наиболее широко в Монголо-Алтайском антиклинории представлены терригенные, часто флишоидные отложения верхнего кембрия — тремадока и пестроцветные терригенные (конгломераты, песчаники, алевролиты) и известковистые отложения среднего-верхнего ордовика и силура, образующие соответственно нижний и верхний подъярусы нижнепалеозойского структурного яруса («Тектоника Евразии», 1966). Выше располагаются орогенные образования — вулканогенные и молассоидные толщи девона и нижнего карбона. Они смяты в спокойные брахискладки, резко несогласные по отношению к напряженным линейным складкам нижележащего структурного яруса. Среднепалеозойские отложения выполняют внутренние впадины. Они имеют изометричную или удлиненную грабенообразную форму и обычно ориентированы под углом к простиранию антиклинория, в соответствии с направлениями расколов фундамента (Синицин, 1956б). Монголо-Алтайское антиклинальное сооружение постепенно погружается на юго-восток и северо-запад, сменяясь в этих направлениях более молодыми герцинскими структурами. Как отмечают авторы «Тектоники Евразии» (1966, стр. 170), «в Западной Монголии и в расположенных южнее частях Китая можно установить, что полосы каледонид и герцинид постепенно исчезают и сливаются в единое поле. Однако отделение каледонид и герцинид, основанное главным образом на формационных отличиях девонских отложений, пока может быть сделано здесь лишь в первом приближении».

К юго-западу от каледонской зоны Монгольского Алтая между ним и Джунгарской впадиной на левобережье Иртыша и в южных предгорьях Алтаин-Нуру выделяется герцинская зона — продолжение Зайсанского синклинория, наиболее полно развитого в пределах СССР. В этой зоне широко распространена толща яшмовидных кремнистых пород среднего-верхнего девона (более 1800 м), содержащая пачки глинистых сланцев, окремненных туфов и покровы основных и кислых лав. Со стратиграфическим несогласием, особенно четко выраженным на границе с Алтаем, вулканогенно-кремнистая формация девона покрывается песчано-сланцевой толщей турне (такырская свита) мощностью до 1200 м, выше которой залегают конгломераты и песчаники верхнего визе и отчасти среднего карбона, заключающие линзовидные прослои известняка (карапртышская свита). По-видимому, они могут рассматриваться как нижняя морская моласса. В основании конгломератов визе устанавливается региональное несогласие. Толщи верхнего палеозоя распространены только на южной окраине Зайсанского синклинория, прилегающей к Джунгарской впадине. Они представлены лавами кислого и среднего состава (кварцевые порфиры, фельзиты, дацитовые и андезитовые порфириты), туфами и туфогенными песчаниками с отпечатками растений. Мощность их не превышает 500 м. В отличие от нижележащих отложений дислокации их пологие (Синицин, 1959).

Пограничная Джунгария

Самостоятельное положение в структуре региона занимает Западно-Джунгарская складчатая зона («Основы тектоники Китая», 1962; «Пограничная Джунгария», по В. А. Обручеву), разделяющая Джунгарскую и Алакульскую впадины. От складчатых сооружений Алтая и Тянь-Шаня она отличается преобладающей северо-восточной ориентировкой складчатых структур, сменяющихся в Тарбагатае, Сауре и Семистае субширотными простираниями. Большинство исследователей считает, что северо-восточная виргация структуры Пограничной Джунгарии обусловлена существованием жесткого массива в основании Джунгарской впадины. Однако имеются и другие представления. Так, авторы «Тектоники Евразии» (1966) связывают это явление с «тупым окончанием чингизских каледонид».

В группу горных сооружений Пограничной Джунгарии входят две цепи хребтов: восточная — Майли, Джаир, Хараарат и Салбурты и западная — Барлык, Уркашар и Коджур. Этим системам соответствуют Майли-Джаирская и Барлык-Уркашарская структурно-фациальные зоны. В Майли-Джаирской зоне широко развит ордовик-силурийский ярус, сложенный мощными песчано-сланцевыми толщами, собранными в систему сжатых складок северо-восточного простирания. Нижний структурный ярус Майли-Джаирской зоны состоит из трех толщ: нижней, представленной песчано-сланцевыми породами с подчиненными им пачками окремненных доломитов и брекчий, средней эффузивно-сланцевой (туфогенные песчаники и сланцы, основные туфы и лавы с прослоями яшм и известняков) и верхней песчано-сланцевой с высоким содержанием кремнистых пород. Нижняя принадлежит ордовику, средняя и верхняя толщи — силуру. На большей части территории ордовикско-силурийский ярус покрывается вулканогенно-осадочной толщей турне, сложенной пестроцветными порфиритами, фельзитами и туфами смешанного состава, чередующимися с пачками кремнисто-глинистых сланцев и песчаников. Лишь в северной части хр. Майли близ границы с Барлык-Уркашарской зоной указанные образования разделены песчано-сланцевой толщей среднего девона и вулканогенно-осадочной толщей предположительно позднедевонского возраста, трансгрессивно перекрывающими силур и ордовик.

В Барлык-Уркашарской зоне широко развиты отложения среднего девона, представленные чередованием туфогенных, граувакковых песчаников, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, пачек известняков и спилитов и основных туфов. В Барлыке и Семистае эта толща покрывается вулканогенно-осадочными образованиями верхнего девона и турне. Состав лав в них различен: в верхнем девоне это почти исключительно порфириты, в турне — производные кислой магмы. В верхнедевонской толще присутствуют кремнисто-глинистые сланцы, песчаники и известняки с фауной франского возраста, в нижнем карбоне широко развиты песчаники, сланцы и конгломераты. Вдоль границ Майли-Джаира и Барлык-Уркашара в пределах четко выраженной полосы разломов (Куп-Мукуртайская зона) северо-восточного простирания распространены пестроцветные конгломераты и песчаники верхнего палеозоя.

Наиболее древние отложения установлены в Эмельском блоке, разделяющем складчатые зоны Пограничной Джунгарии и Тарбагатая. Это сложно дислоцированные кремнистые сланцы и яшмы нижнего кембрия, переслаивающиеся с пачками спилитов, измененных диабазовых порфиритов и их туфов. По предположению В. М. Синицина, Эмельский блок играл роль срединной массы при каледонских и герцинских движениях. В его пределах нижний кембрий, собранный в крутые линейные складки северо-западного простирания, с резким угловым несогласием покрывается полого дислоцированной вулканогенно-осадочной толщей верхнего девона.

В Восточно-Тарбагатайской зоне, расположенной между Эмельским блоком и Зайсанским синклинорием, также выделяются два структурных яруса: нижний сложен мощной толщей филлитовидных сланцев, песчаников и кремнистых алевролитов силура, верхний содержит вулканогенно-осадочные толщи верхнего девона и турне, аналогичные одновозрастным толщам Барлыка и Джаира. Породы верхнего яруса собраны в пологие брахиформные складки, приобретающие линейные формы лишь в соседстве с разломами.

Восточная часть хр. Саур располагается на стыке северо-восточной Барлык-Уркашарской зоны, широтной Восточно-Тарбагатайской и северо-западной Зайсанской. В Восточном Сауре в основании разреза залегает мощная песчано-сланцевая толща среднего девона, аналогичная барлык-уркашарской. По В. М. Синицину, элементами Зайсанского синклинория в Сауре являются песчано-сланцевая толща верхнего визе и среднего карбона и вулканогенная толща среднего-верхнего карбона. Влияние Восточно-Тарбагатайской зоны выражается в развитии системы широтных разломов, предопределивших соответствующее направление хребта. Складчатые дислокации Саура характеризуются сопряжением северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений.

Подводя итог краткой характеристике палеозойской структуры Пограничной Джунгарии, следует подчеркнуть, что в этом сложном тектоническом узле весьма наглядно проявилось разновременное завершение геосинклинального процесса от среднего кембрия в Эмельском блоке и конца силурийского периода в Майли-Джаирской зоне и Тарбагатае до конца позднего девона — начала каменноугольного периода в Барлык-Уркашарской зоне и конца визе в Зайсанском синклинории. Начиная со среднего палеозоя в орогенных впадинах на ранее стабилизированных блоках накапливаются вулканогенно-осадочные молассы. Они постепенно замещаются нормальными геосинклинальными сериями в продолжающих развиваться геосинклипальных прогибах герцинид. Только во второй половине каменноугольного периода вся территория преобразуется в орогенную область. Молассовые образования, выполняя отдельные мульдообразные и приразломные впадины, наиболее широко распространены в зонах, прилегающих к Джунгарскому массиву. Система субширотных,

северо-восточных и северо-западных разломов, определяющих контуры палеозойских геосинклинальных и орогенных прогибов, унаследованно развивается в течение последующей геосинклинальной истории и находит выражение в современных сводово-глыбовых морфоструктурах.

Восточный Тянь-Шань

Восточный Тянь-Шань в орографическом и структурном плане разделяется на три зоны — северную, внутреннюю и южную. Они расширяются к западу и выклиниваются к востоку соответственно положению границ Таримского и Джунгарского массивов. Хребты южной зоны обрываются перед впадиной Баграшкуля, внутренней зоны — достигают южных границ Турфанской впадины, северной зоны — доходят до стыка с Гобийским Алтаем, срезающим их под острым углом (Синицин, 1956б).

Внутренняя зона Восточного Тянь-Шаня является продолжением каледонских сооружений, развитых на территории Советского Союза — Сусамыр-Терскейского и Кунгей-Заилийского антиклинориев и разделяющего их Киргиз-Иссыккульского синклинория («Тектоника Евразии», 1966). Орографически внутренняя зона представлена хребтами Кетмень, Аврал, Нарат, Саармин, Ташкартаг, Чолтаг и системами впадин Илийской, Кашской, Кунгесской, Турфанской, Кумышталинской и Баграшкульской, располагающихся главным образом по окраинам зоны. В основании разреза в ядрах антиклинориев и отдельных приподнятых блоках залегают докембрийские образования, среди которых выделяются два: гнейсово-сланцевый (кварцево-биотитовые сланцы и гнейсы с гранитом, кордиеритом и силлиманитом) и кварцево-карбонатный (слюдяные кварциты и филлиты с пачками мраморов). Отложения докембрия покрываются мощными сериями среднего и верхнего палеозоя пестрого литологического состава (снизу вверх): эффузивно-вулканогенная толща верхнего девона—турне, сложенная кварцевыми и андезитовыми порфирами, туфами, кремнистыми и известково-глинистыми сланцами с прослоями известняков, мощностью от 2 до 3,5 км; песчано-конгломератовая толща визе — низов среднего карбона, содержащая пачки кремнисто-глинистых сланцев, известняков и вулканогенных пород, варьирующих от кислых до основных разностей, мощностью 1—2 км; песчано-сланцевая толща верхней части среднего — низов верхнего карбона, местами содержащая мощные горизонты известняков; вулканогенно-осадочная толща верхнего карбона — нижней перми мощностью до 1,5 км, сложенная средними и кислыми лавами, туфами и песчано-сланцевыми породами с прослоями известняков. Разрез венчают верхнепермские отложения, установленные в хр. Аврал и на окраине Турфанской впадины. Они представлены в нижней части конгломератами и грубыми песчаниками, в верхней части — мелкозернистыми песчаниками и аргиллитами с остатками флоры. Средне-верхнепалеозойские отложения разделены стратиграфическими и угловыми несогласиями, но в отличие от нижнего структурного этажа для них характерны относительно простые, крупные, часто конседиментационные антиклинальные и синклинальные складки. Наиболее мощные и полные разрезы среднего и верхнего палеозоя тяготеют к Илийской и Турфанской впадинам.

Северная зона Восточного Тянь-Шаня, пограничная с Джунгарской впадиной, представлена хребтами Борохоро-Укэн, Джаргес, Богдошань, Карлыктаг и Гобийского Тянь-Шаня. В ее строении принимают участие геосинклинальные образования от ордовика до среднего карбона включительно. Ордовик и силур включают филлитизированные песчано-сланцевые толщи с пачками известняков и горизонтами андезитов и диабазовых порфиритов и туфов. Они образуют мелкие крутые складки, наклоненные вместе с разрывающими их системами надвигов по направле-

нию к Джунгарскому массиву. Силур несогласно перекрывается морскими песчано-сланцевыми, кремнистыми и карбонатными толщами среднего и верхнего палеозоя, среди которых наиболее широко распространены образования, относимые к визе — среднему карбону. Отложения верхнего карбона, по-видимому, могут рассматриваться как моласса. Это не выдержанные по составу и широко варьирующие по мощности (от незначительной до 1,5 км) конгломератово-песчаные и сланцевые породы, а также порфириты, порфиры и их туфы. На небольших площадях встречаются нижнепермские отложения — пестроцветные конгломераты, серые массивные песчаники и аргиллиты с прослоями известняков, остатками рыб и отпечатками растений. В целом северная зона представляет собой крупный асимметричный антиклинорий с нижнепалеозойским ядром и крыльями, сложенными породами среднего и верхнего палеозоя. В северном крыле средне-верхнепалеозойский комплекс обладает повышенной мощностью и включает преимущественно морские фации, складчатость крутая с тенденцией к опрокидыванию в сторону Джунгарской впадины. На южном крыле, примыкающем к внутренней зоне, средне-верхнепалеозойские образования имеют меньшую мощность, содержат много вулканогенных и континентальных пород; им присуща более простая складчатость.

Южная зона Тянь-Шаня по долине Таушкандарьи разделяется на восточную ветвь, включающую Кокшаалтау и Харлыктау, и западную, представленную хребтами Майдантаг, Коктун и Уччат (Синицин, 1959; «Основы тектоники Китая», 1962). Строение восточной ветви имеет сходство со строением северной зоны. В основании разреза залегают мощные ордовикско-силурийские песчано-сланцевые толщи с пачками известняков, зеленокаменных пород (спилиты и основные туфы) и ассоциирующихся с ними кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев. Породы ордовикско-силурийского возраста образуют систему сильно сжатых и расчлененных надвигами складок, опрокинутых в сторону Таримского массива. В основании вышележащего структурного яруса с резким угловым несогласием залегает песчано-сланцевая толща предположительно позднесилурийского-раннедевонского возраста, состоящая из глинистых и кремнистых сланцев, алевролитов, граувакк и покровов спилитов. Она покрывается окремненными известняками с фауной среднего и верхнего девона. К юго-востоку известняки постепенно выклиниваются (от 1500 до 300—500 м) и замещаются пестроцветными мергелями, песчаниками и конгломератами. При погружении структуры на восток (хр. Коктепетау) известняки девона трансгрессивно перекрываются карбоном, представленным в основании конгломератами и аркозовыми песчаниками, сменяющимися вверх по разрезу сланцево-карбонатной толщей с остатками средне-верхнекаменноугольной фауны. На Таримском фланге восточной подзоны развиты песчано-сланцевые и известняковые отложения карбона и перми, содержащие вулканогенные образования и мощные горизонты конгломератов. Породы собраны в крутые асимметричные складки, опрокинутые в сторону Таримского массива и осложненные чешуйчатыми надвигами.

В целом восточная подзона представляет собой крупный антиклинорий с полно развитым южным — притаримским крылом и редуцированным северным. Ядро антиклинория сложено силурийско-ордовикскими породами, крылья в хайдыкгольской части — образованиями позднего силура и девона и в области таримского фланга — геосинклинальными образованиями позднего палеозоя.

В западной части Южного Тянь-Шаня между каледонским ядром антиклинория и Таримским массивом выделяется полоса средне-верхнепалеозойских геосинклинальных образований, разделяющихся на две структурно-фациальные зоны: Майдантагскую на севере и Муздукскую

(пограничную с Таримской) на юге. Зона Майдантага — это глубокий прогиб, выполненный флишем среднего и верхнего карбона мощностью около 4000 м, собранным в систему мелких асимметричных складок, опрокинутых к югу. На севере флишевый трог ограничен поднятием осевой части Южного Тянь-Шаня. На юге по системе крупных разломов он сочленяется с Муздукским карбонатным прогибом. Толща выполняющих его известняков имеет возраст от визе до нижней перми включительно, мощность — до 1200 м. В антиклинальных поднятиях муздукский карбонатный комплекс залегает с угловым несогласием на песчано-сланцевой серии верхнего силура — девона. Разрез в Муздукской структурно-фациальной зоне завершается песчано-сланцевой толщей (до 300 м), содержащей растительные остатки раннепермского возраста. К югу известняки Муздукской зоны замещаются маломощной платформенной толщей известняков, песчаников и мергелей (до 120 м), имеющей возраст от визе до нижней перми включительно. Смена разреза приурочена к узкому поясу (Чонмуздукский) разломов, разграничивающих позднепалеозойскую геосинклиналь Тянь-Шаня и Таримский массив. Породы Муздукской зоны смяты в крупные сундучного типа складки. «По мере приближения к Таримскому массиву складчатость усложняется и начинают преобладать крупные асимметричные формы, еще дальше приобретающие наклон к югу» (Синицин, 1959, стр. 184).

Особое положение в структуре Южного Тянь-Шаня занимает Кашгарский узел (Синицин, 1957, 1959), расположенный к северо-западу от Таримского массива. В пределах узла смыкаются северо-восточные структуры Алайского хребта, широко ориентированная складчатая зона северной виргации Куэньлуня, представленная системой хр. Киньтау, и наложенные структуры мезозойского хр. Коктун, ориентированного в северо-западном направлении. Центр узла — Сулутерекский массив, высоко приподнятая докембрийская глыба. В основании массива залегают гнейсы и кристаллические сланцы архея — раннего протерозоя, покрывающиеся в юго-восточной части гор Уччат полого дислоцированными кварцитами и глинистыми сланцами позднего протерозоя. В облекающих Сулутерекский массив с северо-запада складчатых структурах Теректауского антиклинория и синклинория гор Уччат обнажены мощные сильно смятые песчано-сланцевые серии силура и карбонатные толщи среднего-верхнего палеозоя (до нижней перми включительно). В основании мезозойской структуры гор Коктун выделяются песчано-сланцевая толща верхнего силура — девона, известняково-сланцевая толща среднего-верхнего девона и толща верхнепалеозойских известняков, сланцев и песчаников, смятых в сложную систему складок северо-восточного простирания. На них с резким угловым несогласием налегают песчано-конгломератовые и глинистые отложения мезозойского Коктун-Ферганского прогиба.

Джунгарский массив

Структурные соотношения палеозойских складчатых систем Северо-Западного Китая в значительной мере определяются границами Таримского массива, докембрийский возраст которого не вызывает сомнения, и Джунгарской впадины. Ее тектоническая природа неясна и трактуется по-разному. Большинство китайских геологов (Ли Сы-гуан, 1952; Хуан Бо-цинь (Хуан Цзи-цинь), 1952, 1961; «Основы тектоники Китая», 1962; и др.) и русских исследователей этой территории (Синицин, 1947, 1959; и др.) предполагают существование в ее основании массива древней стабилизации — отторженца раздробленной Китайской платформы. Эта точка зрения, учитывая охарактеризованные выше структурные особенности

окружающих складчатых сооружений, представляется наиболее вероятной. Основание Джунгарской впадины погружено на большую глубину и неизвестно. Однако представление о нем, по-видимому, могут дать выходы метаморфического фундамента, обнаженные в окраинных частях Номин-Гоби (Восточно-Джунгарской впадины), развивающейся в палеозое и отчасти в мезозое подобно Джунгарской впадине и, очевидно, представляющей собой отторженец Джунгарской глыбы. На окраинах Номин-Гоби в северных грядах Мэчин-Ула, в массивах Атас-Ула и Атыс-Ула Гобийского Тянь-Шаня обнажены кварцево-серицит-хлоритовые сланцы, кварциты и мраморы условно протерозойского возраста, покрывающиеся отложениями визе и среднего карбона. Аналогичные метаморфические образования устанавливаются в западном и восточном углах «джунгарского треугольника» — в хр. Беджинтау и Куарчатау. В. М. Синицин рассматривает их (1959) как отторженцы фундамента, увлеченные поднятием Тянь-Шаня. Базальные слои залегающих на них осадочных серий имеют, как и в районе Номин-Гоби, среднедевонский и визейский возраст. Это позволяет предполагать, что оба массива начали опускаться только к концу среднего палеозоя, а в раннем палеозое в отличие от ограничивающих их геосинклиналей испытывали поднятие.

Домезозойский чехол Джунгарской впадины изучен в предгорьях Тянь-Шаня и в холмах Паташань. Он представлен визейскими конгломератами и гравелитами, сменяющимися выше по разрезу песчаниками и сланцами. Верхняя часть визейской толщи сложена преимущественно кремнистыми песчаниками и сланцами с покровами основных лав и слоями туфов. Средний и верхний карбон характеризуется близким набором осадочных пород (песчаники, сланцы, известняки). Они чередуются с лавами и туфами преимущественно основного и среднего состава, ассоциирующимися с пачками кремнистых алевролитов и сланцев. Нижняя часть перми сложена мелкозернистыми грауваккковыми песчаниками с прослоями туфов, кремнистых песчаников и известняковистых аргиллитов с кораллами, верхняя — песчано-глинистой толщей с прослоями оолитовых известняков, остатками флоры и чешуей ганоидных рыб. Несогласия внутри палеозойской группы осадков, а также между ней и вышележащими мезозойскими толщами наблюдаются только на окраинах впадины и, видимо, связаны с периодическими поднятиями Тянь-Шаня и Джаира.

Близкий разрез палеозойских покровных образований устанавливается вдоль северной и южной окраин впадины Номин-Гоби. В составе чехла выделяются две толщи — нижняя преимущественно осадочная (визе и низы среднего карбона) и верхняя вулканогенная (средний и верхний карбон). В основании нижней толщи залегает пачка крупногалечных конгломератов, сменяющихся вверх по разрезу песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и покровами андезитовых порфиров. Нижняя толща венчается органогенными известняками. В южной части Номин-Гоби среди известняков увеличивается количество терригенных углистых и красноцветных пород. Верхняя вулканогенная толща слагает внутренние части Номин-Гоби и сложена кварцевыми порфирами, фельзитами, андезитовыми и дацитовыми порфиритами, туфами и песчаниками. Обе толщи, слагающие верхнепалеозойский структурный ярус, образуют пологие широкие складки с углами наклона не более 15°. На обширных площадях они имеют ненарушенное залегание и лишь в бортовых частях впадины, близ ограничивающих хребтов, собраны в узкие крутые складки. «Ромбовидная масса» Номин-Гоби отделена от Джунгарского массива «диагональным поясом складчатости» (горы Неменчу, Кара-Майли, Куарчатау, Мэчин-Ула), для которого характерно широкое развитие геосинклинальных песчано-сланцевых и вулканогенных толщ ордовик-силура и среднего палеозоя. Таким образом, массив Номин-Гоби был отделен от Джунгарского массива еще в раннем палеозое.

Таримская платформа

Центрально-Азиатский пояс палеозойских складчатых структур ограничен на юге Таримским массивом и протягивающейся к востоку от него областью Бейшань-Алашаньских глыбовых структур, которые одними исследователями рассматриваются как активизированные блоки древней Китайской платформы («Основы тектоники Китая», 1962; Синицин, 1954а), другими включаются в состав Корейско-Северо-Китайского пояса байкалид («Тектоника Евразии», 1966).

В составе Таримского массива выделяются следующие основные структурные элементы. Его центральную часть занимает Ойхартское поднятие с неглубоко залегающим докембрийским фундаментом. На северо-западе поднятие сменяется Кальпинским окраинным прогибом, сопряженным по Чонмуздукскому глубинному разлому (Синицин, 1954б) с Муздукской структурно-фациальной зоной Южного Тянь-Шаня. На юго-западе Таримского массива располагается Яркендский (Предкуэньлуньский) предгорный прогиб, выполненный мощными толщами мезозоя и кайнозоя, и на севере симметричный по отношению к нему Кучарский (Предтяньшаньский) предгорный прогиб. Восточная часть Таримского массива в пределах Лобнорской низменности наименее изучена. По данным В. М. Синицина (1954в), подтвержденным последующими исследованиями, ее платформенное основание скрыто под маломощными толщами неоген-четвертичных образований. К Таримскому массиву относится и горное сооружение Куруктага, представлявшее собой в позднем палеозое окраинный платформенный прогиб, резко приподнятый в новейшее время вместе со смежными горными сооружениями Южного Тянь-Шаня. Авторы «Тектоники Евразии» (1966) относят Куруктаг, как и Бейшань, к Северо-Китайскому поясу байкалид.

Породы фундамента Таримского массива обнажаются по периферии Куэньлуня (Тэклитаг) и Тянь-Шаня (Куруктаг). По составу и степени метаморфизма среди них выделяются две серии: нижняя — гнейсы и кристаллические сланцы с пачками амфиболитов, имеющая предположительно архейский возраст, и верхняя, состоящая из кварцитов, мраморов и кварцево-слюдистых сланцев протерозойского возраста. Выше с резким угловым несогласием залегают отложения позднепротерозойского платформенного чехла, представленные наиболее полно в Кельпинском и Куруктагском прогибах. В Кельпинских кряжах позднепротерозойский возраст (синийский) имеет толща кварцитов и граувакковых песчаников, переслаивающихся с конгломератами и покровами основных лав. Мощность толщи не превышает нескольких сотен метров. Более мощный разрез синия установлен в Куруктаге. В его основании залегают плохо сортированные продукты выветривания архейских гнейсов, сменяющихся толщей кислых лав и пирокластических пород, чередующихся с аркозовыми кварцитами и сланцами. Верхняя преимущественно терригенная часть разреза содержит мощные горизонты тиллитов и лавы основного состава. Полный разрез палеозойской группы устанавливается в Кельпинском прогибе. Он сложен типичными платформенными терригенными, красноцветными (в том числе соленосными) и известняковыми формациями. Его суммарная мощность, по оценке В. М. Синицина (1948б), не превышает 2,5—3 км, т. е. более чем в пять раз меньше мощности одновозрастных толщ в смежных геосинклинальных прогибах Южного Тянь-Шаня. Накопление чехла продолжается до начала верхней перми. Позднее, начиная с конца пермского и начала триасового периодов, осадконакопление локализуется в Кучарском и Яркендском предгорных прогибах, остальная же территория Таримского массива (в частности, его Ойхартская зона) остается областью поднятия.

Массивы Бейшаня и Алашаня

Бейшань и прилегающие к нему с запада районы восточной части Гашуньского Гоби представляют собой в современной структуре обширное сводово-глыбовое поднятие, рассеченное системами разломов северо-западного и северо-восточного направлений. Отдельные блоки образуют короткие горные хребты, разделенные широкими межгорными долинами. Их простирание в западной части Бейшаня северо-восточное, в восточной — северо-западное. Излом простираний орографических и структурных элементов приходится на центральную часть сводового вздутия, имеющую наиболее высокие отметки рельефа. В Бейшане намечается три субширотно ориентированные структурные зоны. Северная кристаллическая зона, охватывающая группу поднятий Цзигечинцзе, сложена толщей гнейсов и мигматитов, перемежающихся с пачками кварцево-слюдяных и амфиболитовых сланцев, иногда содержащих горизонты мраморов. Южная кристаллическая зона, соответствующая группе горных поднятий Босянцзы и непосредственно примыкающая к Ганьсуйскому коридору (Преднаньшаньскому предгорному прогибу), сложена близким по составу комплексом глубоко метаморфизованных пород, имеющих, по представлениям китайских геологов, досинийский возраст. Синийская система представлена кварцитами и известняками. Она покрывается толщей средне-верхнекембрийских и ордовикских известняков, чередующихся с пачками глинистых и известково-глинистых сланцев. Непосредственно на ордовик налегают песчано-сланцевые отложения верхнего палеозоя, содержащие в основании песчаники с растительными остатками позднего карбона и в верхней части — известняки с фауной ранней перми. Отложения верхнего палеозоя выклиниваются по направлению к Южно-Гобийскому поднятию и к меридиональной системе Холошаня, отделяющей Алашаньский массив от синеклизы Ордоса.

Северная часть Алашаня, тяготеющая к герцинским структурам Южного Гоби, рассматривается В. М. Синицыным как область палеозойской активизации. Активизация выразилась в широком распространении вулканогенных образований карбона и перми и внедрении герцинских гранитоидов. Позднепалеозойская складчатость проявилась четко выраженным несогласием между отложениями нижнепермского и предположительно триасового возраста в бортах Эдзингольской депрессионной зоны.

Таким образом, юго-западный сегмент Центрально-Азиатского палеозойского геосинклинального пояса на юге по системе долгоживущих разломов ограничен полосой массивов докембрийской консолидации, обладавших в течение всего палеозоя, а частично и позднего протерозоя (синия) платформенным режимом. Наименее четка граница между платформенными массивами и палеозойским складчатым поясом в северной части Бейшаня и Алашаня, активизированных и прорванных гранитами в герцинскую эпоху. В палеозойский складчатый пояс впаяны жесткие докембрийские блоки (массивы Джунгарии и Номин-Гоби), определившие виргацию палеозойских складчатых структур. В составе палеозойского складчатого комплекса выделяются зоны ранне- и позднекаледонской и герцинской консолидации, связанные постепенными переходами или разделенные длительно развивающимися разломами. Исключительно широко распространен орогенный комплекс вулканогенных и молассовых образований. Его формирование, начавшееся на каледонских ядрах в конце силура и первой половине девона, закончилось в позднепермскую и раннетриасовую эпохи. Средне- и отчасти верхнепалеозойские орогенные образования по латерали сменяются толщами нормальных геосинклинальных отложений в прогибах ранних и поздних герцинид.

МЕЗОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА

Положение полей распространения мезозойских отложений на территории Северо-Западного Китая определяется в основном структурными соотношениями гетерогенного складчатого основания, сложившимися в результате герцинской орогении (см. приложение 3). Наиболее обширными областями мезозойского осадконакопления являлись окраинные части Таримской платформы. В ее пределах вдоль южного фаса вздымавшихся сводово-глыбовых сооружений Восточного Тянь-Шаня сформировался Кучарский предгорный прогиб. Сюда же протягивается его структурный аналог — Яркендский прогиб. Близ границ с Тянь-Шанем он выражен Западно-Кашгарской впадиной, смыкающейся на северо-западе с юрским прогибом Коктуна и Ферганского хребта. Следующее обширное поле распространения мезозойских образований приурочено к Джунгарскому массиву, испытавшему в течение всего мезозоя относительное опускание по сравнению с ограничивающими его палеозойскими складчатыми сооружениями. На его южной окраине вдоль крупной зоны Джунгарского глубинного разлома, отделяющего массив от герцинских сооружений хребтов Борохоро, Джаргес и Богдоулинь (Богдашань), вырисовывается глубокий Южно-Джунгарский (Урумчинский) предгорный прогиб, аналогичный прогибам Тарима.

Более мелкие поля мезозойских отложений заполняют системы впадин, связанных, как правило, с границами различно построенных палеозойских тектонических блоков и тяготеющих к системам долгоживущих глубинных разломов северо-западного, субширотного и реже (Пограничная Джунгария) северо-восточного простирания. Сюда относятся Кашская, Илийско-Кунгесская и Текесская впадины, расположенные в зонах разломов между каледонскими и герцинскими сооружениями Северного и Центрального Тянь-Шаня, Багришкульская впадина, лежащая между приподнятым докембрийским массивом Куруктага и палеозойскими структурами Южного Тянь-Шаня. Более мелкие впадины северо-западного простирания распространены в Восточно-Джунгарской и Гоби-Тяньшаньской зонах. Судя по геологическим картам, они имеют четко выраженную грабенообразную форму и тяготеют к системам разломов, оперяющих структурные швы, ограничивающие массивы Джунгарии и Номин-Гоби. Субширотное простирание, обусловленное, по-видимому, соответствующим изгибом Джунгарского глубинного разлома, имеет обширная Турфанская (Турфан-Хамийская) впадина, продолжающая активно погружаться и на неоген-четвертичном этапе. Весьма примечательно, что ее современное дно располагается на 154 м ниже уровня моря, т. е. погружено по отношению к ограничивающим ее горным сооружениям Богдошаня и Борто-Ула более чем на 4 км.

Субширотное простирание с перегибом к северо-восточному имеет впадина бассейна р. Дям, расположенная на северо-западном фланге Джунгарского массива. Ее структурное положение связано с виргацией ограничивающих ее складчатых сооружений Джаира и Семистая.

Небольшие по площади поля мезозойских отложений есть в докембрийской глыбовой зоне Бейшаня. Они вытягиваются в субширотном направлении соответственно общему простиранию структур фундамента и, по-видимому, выполняют серию грабенов, образующихся при дроблении и вздутии массива в мезозое. Впрочем, не исключено, что часть их представляет собой останцы чехла, покрывающего значительные участки смежной территории Алашаня и формирующего мощные покровные толщи Предньяньшаньского предгорного прогиба.

Таким образом, исходя из площадных соотношений между полями распространения мезозойских толщ и разновозрастными структурными комплексами основания, предварительно могут быть намечены следую-

щие группы мезозойских образований: 1) чехлы мезозойских плит, расположенных к югу от Центрально-Азиатского горного пояса на Алашане, Тариме и отчасти Бейшане; в окраинных частях платформенных структур, при сочленении с активно поднимающимися горными сооружениями Тянь-Шаня, Наньшаня и Куэньлуня они переходят в 2) предгорные прогибы, к которым принадлежат Кучарская, Яркендская, Преднаньшаньская и, по-видимому, Коктун-Ферганская впадины; 3) межгорные впадины, расположенные внутри Центрально-Азиатского горного пояса; 4) промежуточного характера мезозойские толщи, покрывающие Джунгарскую впадину. Ее размеры (ширина до 350 км, длина до 1000 км) выходят за рамки обычных для межгорных впадин. Располагаясь (по высказанным ранее представлениям) на срединном массиве, сложенном докембрием, и обладая полно развитым, слабо дислоцированным и длительно формировавшимся чехлом, она ближе к структурам платформенного типа. Существование на окраине массива Южно-Джунгарского предгорного прогиба также сближает ее со структурами типа Тарима. По-видимому, к Джунгарской впадине, начиная со среднего палеозоя и, возможно, и ранее, может быть применен термин «малая платформа» или «параплакос», предложенный Р. Г. Гарецким.

Разрезы мезозоя

Характеристику разрезов мезозоя целесообразно дать раздельно для описываемого сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса и для ограничивающих его с юга платформенных структур Тарима, Бейшаня и Алашаня.

Наиболее изучен благодаря нефтепоисковым работам разрез Джунгарской впадины, в первую очередь ее южной части, выделяемой многими исследователями под названием Южно-Джунгарского (Кравченко, 1957) или Урумчинского («Основы тектоники Китая», 1962) прогиба. Данные по стратиграфии и литологии мезозоя Джунгарской впадины, приведенные в работах М. Н. Саидова (1956), М. И. Варенцова с соавторами (1962), В. М. Синицина (1959 и др.), в «Региональной стратиграфии Китая» (1960) и «Основах тектоники Китая» (1962), часто противоречивы. Однако они позволяют составить общее представление об основных литолого-стратиграфических комплексах.

В основании мезозойского разреза юго-восточной части Джунгарской впадины и района Урумчи залегает толща красноцветных конгломератов, переслаивающихся с косослоистыми сероцветными песчаниками и аргиллитами, содержащими остатки рептилий и флоры. Они датируются ранним и средним триасом, возможно, их нижние горизонты принадлежат к концу поздней перми. Мощность отложений оценивается по-разному: от 1000—1300 м (Варенцов и др., 1962) до 2000 и даже 2700 м («Основы тектоники Китая», 1962). В северной части Джунгарской впадины мощность нижнего-среднего триаса всего 200—800 м — это серые и зеленые песчаники и глины. В ряде пунктов в бортах впадины отмечается резко несогласное залегание триаса на разновозрастных отложениях палеозоя. По данным М. И. Варенцова с соавторами (1962), на северо-восточной окраине впадины в районе Урхо пестроцветные конгломераты (карамайская свита), которые здесь датируются поздним триасом, залегают на мощной (10—40 м и более) коре выветривания палеозойских пород. Вместе с тем, судя по разрезам, описанным М. Н. Саидовым и Н. П. Туаевым в западной части Южно-Джунгарско гопрогиба и Юань Фу-ли в его восточной части, отложения триаса залегают без существенного несогласия на красноцветных песчано-глинистых породах перми (соответственно досигоуской свите и формации тунхуншан). Эти данные подтверждаются более ранними наблюдениями Юана и Тейар де Шардена (Синицин,

1954а). Отмечается, что в районах Урумчи и северных предгорий хр. Богдо-Ула красноцветные гипсоносные толщи пермо-триаса залегают согласно на песчаниках и аргиллитах нижней перми, содержащих остатки кордаитовой флоры и чешуй ганоидных рыб. Таким образом, не исключено, что на участках, более удаленных от подвижных бортов Джунгарской впадины, в перми и триасе происходило непрерывное накопление осадочного чехла. Вместе с тем трансгрессивное залегание триасовых конгломератов на разновозрастном палеозойском фундаменте в бортах впадины и существенная смена литологического состава пород свидетельствуют об энергичном поднятии окружающих Джунгарскую впадину горных хребтов в начале триаса.

В схеме М. И. Варенцова и его соавторов нижний-средний триас согласно покрывается толщей песчанистых глин и углистых сланцев верхнего триаса, содержащих остатки растений и рептилий. Их мощность достигает 800—1000 м. Резкая смена литологического состава пород — красноцветных образований сероцветными, появление горизонтов углистых сланцев позволяют выделить их в отдельный комплекс, существенно отличающийся от нижележащего. Эти отложения, по-видимому, могут быть сопоставлены со свитой яньчан Кучарского прогиба (Кравченко, 1957). В юго-восточной части Урумчинского прогиба на красноцветных породах нижнего триаса несогласно залегают верхнетриасовые отложения (снизу вверх): свита шаофангоу, сложенная базальным горизонтом галечников, сменяющихся вверх по разрезу песчаниками и глинами с остатками рыб, эстерий и окаменелой древесины; свита ганьгоу, состоящая из песчанистых сланцев и конгломератов; свита хуанэрлянь, сложенная в нижней части песчанистыми глинистыми сланцами и галечниками и в верхах глинами и глинистыми сланцами с прослоями угля и бурого железняка и остатками флоры, сфеноптерисов и тинифельдий. В восточной части на северных склонах хр. Богдошань свита шаофангоу содержит лавовый покров дацитов и горизонты туфов. Суммарная мощность верхнего триаса достигает 2570 м («Региональная стратиграфия Китая», 1960).

Данные о соотношении верхнего триаса и вышележащих угленосных юрских отложений, которые, по-видимому, включают в свой состав и рэтский ярус (Кравченко, 1957; Синицин, 1959), противоречивы. М. Н. Саидов (1956) и М. И. Варенцов с соавторами указывают на заметное угловое несогласие в основании юрской толщи, залегающей не только на триасе, но и на более древних породах*. Авторы «Региональной стратиграфии Китая» предполагают согласное залегание этих толщ. Видимо, наиболее правилен вывод В. М. Синицина: «несогласия в осадочном покрове между палеозойской и мезокайнозойской группами, а также внутри этих групп между отдельными свитами наблюдаются только на окраинах, испытавших влияние поднятий Джаира и Тянь-Шаня. В направлении Джунгарской впадины несогласия становятся менее отчетливыми и сменяются нормальным напластованием» (Синицин, 1959, стр. 305).

Отложения нижней и средней юры выделяются в «угленосную свиту» или «комплекс угленосных и нефтеносных пород». В южной части Джунгарской впадины они представлены горизонтом грубогалечных конгломератов (80—90 м), сменяющихся вверх по разрезу серыми и зеленовато-серыми глинами и глинистыми сланцами с частыми прослоями грубозернистых песчаников и пластами (10—12) каменного угля. Верхняя часть разреза часто сложена пестроокрашенными горелыми породами. Мощность нижне-среднеюрских отложений изменчива. В Урумчинском про-

* На месторождении Карамай триас перекрыт несогласно средней юрой, на которую также несогласно налегают пестроцветные верхнеюрские породы (Пан Чжу-сян, Рябухин, 1961).

гибе она достигает 3750 м, в пределах северного борта впадины составляет 100—360 м. Здесь разрез состоит из мелкозернистых песчаников и глин и почти не содержит конгломератов.

Породы, датируемые поздней юрой (чийгуйская свита, серия цигуй китайских исследователей), связаны с нижележащими, по М. Н. Саидову, постепенным переходом, по данным «Региональной стратиграфии Китая» (1960) — угловым несогласием. Они представлены красноцветными и коричневыми глинами и песчаниками, часто грубозернистыми и содержащими линзы мелкогалечных конгломератов. Мощность 600—1800 м (по китайским источникам, до 3000 м), по направлению к южному борту впадины увеличивается. На северо-восточной окраине Джунгарского массива мощность составляет всего 30—120 м. Среди песчаников встречаются туфогенные разности.

Существенное угловое несогласие отмечается всеми исследователями в основании меловой системы (по данным «Региональной стратиграфии», оно отсутствует в районе г. Урумчи). В какой мере несогласие проявилось в удаленных от бортов частях Джунгарской впадины — неизвестно. По данным М. Н. Саидова, нижнемеловые отложения расчленяются на три свиты (снизу вверх): 1) ишакдаванская, сложенная мощной толщей разногалечных плохо окатанных, иногда валунных конгломератов с известково-глинистым цементом; 2) караджарская, связанная постепенным переходом с нижележащей и сложенная преимущественно песчаниками с прослоями конгломератов и местами глин и известняков с остракодами; 3) тугулукская, состоящая из чередующихся красноцветных и серых глин и песчаников. Караджальская и тугулукская свиты в отдельных частях ложатся с резким угловым несогласием непосредственно на отложения средней юры и палеозоя. М. И. Варенцов с соавторами разделяют тугулукскую свиту на нижнюю и верхнюю «полосчатые» свиты и отмечают присущее им тонкое флишоидное чередование коричнево-красных глин и зеленых песчаников. Мощность нижнемеловых пород достигает 2100—2400 м в Южно-Джунгарском прогибе и сокращается до 1400 м и менее на северной окраине Джунгарской впадины.

Вопрос о границе нижне- и верхнемеловых отложений в Джунгарской впадине дискуссионен. Нижнемеловая тугулукская свита схемы М. Н. Саидова, по представлениям китайских геологов, относится к верхнему мелу (свита тугулу), причем предполагается возможное несогласие между ней и нижнемеловыми отложениями («Региональная стратиграфия Китая», 1960, стр. 26). К концу верхнего мела все исследователи относят вышележащую «красную свиту». В ее основании залегают красно-бурые грубозернистые косослоистые песчаники, переходящие в мелкогалечный конгломерат. Выше по разрезу они сменяются темно-бурыми и кирпично-красными песчанистыми глинами с прослоями песчаников и конгломератов. М. И. Варенцов с соавторами выделяют две «красные» свиты, налегающие друг на друга и, судя по описанию, сходные по литологическому составу. Верхнюю из них они условно относят к палеоцен-эоцену (Варенцов и др., 1962, стр. 348), но в то же время указывают, что палеоцен и эоцен в разрезе Джунгарской впадины выпадают (там же, стр. 351). Аналогом «красной» свиты северного борта Джунгарской впадины те же исследователи считают горизонт «белых кварцевых песчаников, конгломератов и глин», хотя верхние части аналогичного по литологическому составу горизонта сопоставляются ими со свитой «зеленых глин и битуминозных песчаников», датируемых по многочисленной фауне (ящерицы, черепахи, крокодилы и пресноводные моллюски) олигоценом. Свита «зеленых глин» залегает на «красной свите» с угловым несогласием. Следует полагать, что «красная свита» (ее верхние горизонты относятся к низам палеогена) завершает разрез мезозойского тектонического этапа развития Джунгарской впадины. Следующая «зеленая свита» и ее аналог — толща крас-

ноцветных песчаников, резко отличающаяся от нижележащих по литологическому составу, по-видимому, отражают существенные изменения климатических условий (гумидизация, формирование и размыв кор выветривания) и фиксируют начало нового неоген-четвертичного тектонического этапа в развитии страны, сопровождавшегося новым усилением тектонических движений и накоплением грубообломочных моласс.

К востоку от Джунгарской впадины в пределах предполагаемого массива Номин-Гоби сплошной чехол мезозойских осадков, по-видимому, не формировался. Отложения юры и мела отмечены в отдельных депрессиях в районах месторождений Шатомей и Шитанье, хотя не исключено, что они имеют более широкое распространение под покровом третичных осадков. Юра налегает непосредственно на верхнепалеозойский структурный ярус и представлена чередованием песчаников, мелкогалечных конгломератов и аргиллитов с пластами каменного угля и гнездами сидеритов. Юрские угленосные толщи покрываются свитой красно-бурых песчаников, возможно, мелового возраста. Мощность юрских пород оценивается В. М. Синицыным в 400 м (Синицин, 1956б, 1959).

Наиболее полные разрезы мезозоя для межгорных впадин Восточного Тянь-Шаня известны в Турфанской и Илийской впадинах. В Турфанской намечается следующий сводный разрез.

1. На эффузивно-осадочных образованиях верхнего палеозоя с угловым несогласием налегают породы нижнего триаса — красноцветные конгломераты и песчаники с прослоями пестроцветных песчано-глинистых сланцев. Мощность 500—1100 м.

Угловое несогласие.

2. Верхний триас. Его нижняя часть представлена пачкой конгломератов с прослоями грубозернистых красноцветных песчаников. Верхняя часть — преимущественно песчаники с прослоями конгломератов и остатками флоры. Суммарная мощность 400—480 м. В северной части Турфанской впадины близ пос. Токсун и далее к востоку к верхнему триасу, по данным китайских геологов («Региональная стратиграфия Китая», 1962), относится вулканогенная свита байянгоу, сложенная мощными покровами ортофиров, порфиритов и кварцевых порфиров, чередующихся с горизонтами красно-бурых конгломератов, песчаников и туфов. Мощность свиты около 200 м. По тем же источникам, верхняя часть триаса, возможно относящаяся к рэтскому ярусу, сложена разнозернистыми песчаниками и сланцами с остатками флоры и пластами каменного угля.

Подобная же вулканогенно-осадочная толща (байянхэ) устанавливается в восточной части Турфанской впадины в районе Хами и предгорий Бейшаня. Здесь ее рассматривают как нерасчлененные отложения триаса и юры. Она включает лавовые потоки ортофиров и порфиритов, прослои крупногалечных конгломератов и красно-бурых песчаников и в верхней части содержит грубо- и тонкозернистые песчаники и пласты угля.

3. Нижняя-средняя юра залегает согласно на верхнетриасовых породах. Она сложена двумя толщами. Нижняя состоит преимущественно из конгломератов и грубозернистых песчаников, сменяющихся вверх по разрезу мелкозернистыми песчаниками и алевролитами; мощность достигает 1800 м. Верхняя толща — чередующиеся мелкогалечные конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые, в том числе бумажные, сланцы и угли; мощность, как и нижней толщи, изменчива и колеблется от 380—640 м в восточной части впадины до 1350—1600 м в западной. Нижнесреднеюрский возраст отложений определяется по комплексу растительных остатков.

4. К верхней, отчасти, быть может, средней юре условно относится толща красноцветных и буроцветных конгломератов и песчаников, сме-

няющихся в восточной (Хамийской) зоне известковистыми песчанистыми сланцами, песчаниками и конгломератами с прослоями мергелей и остатками флоры. Мощность изменчива, но, по данным Атласа нефтегазоносных областей КНР (1957), не превышает 150 м. Толща залегает на средней юре несогласно.

5. Меловые отложения наиболее широко распространены в центральной и восточной частях Турфанской впадины. Они залегают несогласно на верхнеюрских толщах, представлены глинами и рыхлыми красноцветными песчаниками и содержат прослои и включения гипса и каменной соли. Мощность изменчива — от 110 до 1160 м. Возможно, верхние части разреза принадлежат началу палеогена. Меловые породы с четко выраженным угловым несогласием покрываются литологически близкими соленосными красноцветами неогена.

Разрезы мезозоя, близкие к хамийским, есть в западной части Бейшаня. Особенно характерным является присутствие здесь вулканогенно-осадочной толщи байянхэ предположительно юрско-триасового возраста.

Следующая группа впадин, меньших по размерам — к ним принадлежат на западе Кашская, Кунгесская, Текесская, а восточнее — Баграшкульская, Кумышталинская и впадины района Номин-Гоби — характеризуется выпадением триаса и налеганием нижнеюрских или рэт-лейасовых отложений непосредственно на палеозойский фундамент. В той или иной мере сокращен и разрез нижне-среднеюрских пород. Он состоит из грубообломочных конгломерато-песчаниковых нижних горизонтов, сменяющихся выше песчано-алевролитовой и глинистой толщей с пластами каменного угля. Мощность юры в наиболее погруженных частях впадин превышает 1000 м. В некоторых впадинах (Текесская, Кумышталинская) меловой покров отсутствует или имеет небольшую мощность. В связи с этим К. Н. Кравченко и другие исследователи отмечают, что предмеловые яншаньские тектонические движения привели к замыканию ряда небольших межгорных впадин, вновь активизировавшихся только в неогене.

Аналогично развивалась Дямская межгорная впадина, расположенная между Джаиром и Семистаем и связанная общим полем распространения юры с Джунгарской впадиной. Здесь в районе Акджар на верхнем девоне с резким угловым несогласием залегают (снизу вверх): а) чередующиеся серые и желто-серые песчаники и конгломераты, содержащие в верхней части прослои серых глинистых и углистых сланцев и каменного угля; мощность до 450 м; б) песчаники серые, бурые и розовые, прослои серых глин, углистых сланцев и угля; мощность 610—620 м; в) чередующиеся песчаники, серые и углистые глины и конгломераты с частыми пластами угля; мощность 600—650 м. Общая мощность нижне-среднеюрской толщи оценивается в 1635—1720 м (Саидов, 1956).

Более полные по сравнению с межгорными впадинами Тянь-Шаня литолого-стратиграфические данные имеются по Кучарскому предгорному прогибу, ограничивающему Центрально-Азиатский пояс на юге, а также по Яркендскому и Преднаньшаньскому прогибам, расположенным вдоль южных границ Тарима и Бейшаня. Разрез Кучарского прогиба, судя по материалам исследований К. Н. Кравченко (1957) и Г. В. Багиряна (1958), следующий.

1. На верхнепермской свите шихэцзы, которая, по мнению К. Н. Кравченко, фиксирует заложение «передового» прогиба, местами согласно, местами с размывом и слабым угловым несогласием залегает триасовая система. Она включает две свиты. Нижняя (шицзянфэн) сложена красноцветными косослоистыми песчаниками и конгломератами и подчиненными пачками темно-серых аргиллитов. Мощность 200—650 м. Верхняя свита яньчан сложена зелено-серыми гравелитами и песчаниками с пачкой черных глинистых сланцев и аргиллитов. В средней части мощ-

пость свиты 450—600 м. Отпечатки флоры позволяют относить не только свиту яньчан, но и часть свиты шицзянфан к верхнему триасу.

2. Отложения нижне-средней юры залегают согласно на верхнем триасе и лишь в крайней восточной части впадины ложатся на размытую поверхность палеозоя (Багирян, 1958). Они представлены двумя угленосными свитами мощностью соответственно 350—780 и 1100—1400 м, разделенными свитой светло-серых песчаников, реже гравелитов с прослоями мелкогалечных конгломератов мощностью 100—350 м. Нижняя угленосная свита состоит из глинистых сланцев, аргиллитов и алевролитов, вверху с прослоями песчаников и углей и содержит рэт-лейасовый комплекс флоры. Верхняя угленосная свита имеет более грубый состав, включает значительное количество разнозернистых песчаников и конгломератов и содержит остатки флоры, типичные для средней юры.

3. Верхнеюрский отдел лежит согласно на угленосных породах средней юры. Нижняя его часть—толща голубовато-серых глинистых сланцев и аргиллитов с прослоями песчаников и известняков мощностью 100 м, верхняя — толща вишнево-красных аргиллитов мощностью 300 м.

4. На верхней юре с размывом и иногда со слабым угловым несогласием залегает нижний мел. В его основании выделяется толща темно-серых и фиолетовых разногалечных и валунных конгломератов средней мощностью 100 м. Выше залегает серия красноцветных и пестроцветных преимущественно песчано-глинистых известковистых пород общей мощностью около 1000 м, разделяющихся по литологическому составу на ряд свит.

5. Верхнемеловые породы залегают с размывом и местами угловым несогласием на нижнем мелу. Их средняя суммарная мощность 230 м. В основании они сложены разногалечными, иногда валунными конгломератами, сменяющимися вверх по разрезу чередованием красноцветных песчаников, известковистых конгломератов, известняков. Разрез завершается толщей гипсов и сильно загипсованных песчано-глинистых пород мощностью около 60 м. На них с локальными несогласиями налегают соленосные отложения кайнозоя. Для верхнемеловой толщи особенно характерна фациальная невыдержанность и замещение конгломератами на севере и северо-западе Кучарского прогиба при приближении к фасу Тянь-Шаня.

На составленных К. Н. Кравченко палеоструктурных схемах хорошо видна асимметрия Кучарского прогиба, выраженная в активном погружении его северного притяньшаньского крыла.

Особого описания заслуживают разрезы мезозоя северо-западной окраины Таримского массива (Западно-Кашгарская впадина), а также Коктунского хребта и прилегающих к нему районов Южного Тянь-Шаня, объединяемых В. М. Синицыным (1957 а) в протяженную Яркенд-Ферганскую депрессию, вытянутую вдоль Теректинского и Ферганского разломов.

На Кашгарском отрезке этой депрессии В. М. Синицин выделяет три типа разрезов юры. Она залегает на слабо изученных триасовых отложениях — бурых конгломератах и пачках пестроцветных песчано-глинистых пород.

Первый тип юрского разреза приурочен к массиву Коктун, непосредственному продолжению Ферганского хребта.

1. В основании разреза на триасовых валунно-галечных конгломератах несогласно залегает толща зеленовато-серых полимиктовых конгломератов, сцементированных разнозернистыми песчаниками — 500 м.

2. Песчаники средне- и крупнозернистые, с прослоями мелкогалечных конгломератов — 250 м.

3. Переслаивание мелкозернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев — 1100 м.

4. Переслаивание черных глинистых сланцев и серо-зеленых алевролитов с остатками пелеципод — 400 м.

5. Переслаивание мелкозернистых песчаников, содержащих обильный углистый материал, с алевролитами, грубозернистыми песчаниками и гравелитами — 350 м.

Эти отложения, датируемые нижне-средней юрой, выходят на поверхность и имеют сложное складчатое строение.

Второй — консуйский тип разреза расположен на погружении Сулутерекского блока и отделен от коктунского Терекгинским разломом. В составе юры выделяются три толщи:

1. Серо-зеленые конгломераты, в нижних слоях крупногалечные с валунами, выше по разрезу мелкогалечные, переслаивающиеся с крупно- и среднезернистыми песчаниками, — 1250 м.

2. Переслаивание сероцветных песчаников и алевролитов с подчиненными пачками углистых алевролитов и углей — 600 м.

3. Пестроцветные песчаники, преимущественно мелкозернистые, переслаивающиеся с пачками красноцветных алевролитов и аргиллитов, — 400 м.

Первые две толщи датируются ранней и средней юрой, верхняя — поздней юрой. Верхняя юра несогласно покрывается конгломератами, залегающими в основании меловой системы. Ее описание дано ниже.

Третий тип разреза приурочен к горному массиву Уччат. Он расположен к северо-западу от Сулутерекского массива и отделен от гор Коктун северным отрезком Терекгинского разлома. По описанию В. М. Синицина, юрские отложения гор Уччат, образующие обширные выходы в верховьях р. Чон-Терек, залегают на древней денудационной поверхности, выработанной на сложно смятых метаморфических сланцах и филлитах нижнего палеозоя. Домезозойский фундамент обнажается на нижних частях современных долин. В средних и верхних частях склонов долин обнажены полого дислоцированные юрские отложения. Их разрез следующий.

1. Серо-зеленые конгломераты, переслаивающиеся со средне- и грубозернистыми песчаниками, — 15—35 м.

2. Серо-зеленые песчаники средне- и мелкозернистые с прослоями алевролитов и аргиллитов, содержат обильный растительный детрит — 50—70 м.

3. Серые песчаники мелко- и среднезернистые в тонком переслаивании с алевролитами и аргиллитами, содержащими обильную примесь углистого вещества, — 320 м.

Суммарная мощность отложений 400—450 м. Остатки флоры в верхней песчано-аргиллитовой пачке свидетельствуют о среднем и отчасти раннеюрском возрасте толщи.

Средняя юра покрывается (район перевала Толкайды) предположительно верхнеюрскими алевролитами и тонкозернистыми песчаниками серого и буро-красного цвета и фиолетовыми песчаниками с прослоями конгломератов (230 м). Вышележащие меловые породы залегают на денудационной поверхности, срезающей юрские толщи вплоть до их базальных слоев.

Среди меловых отложений того же района также выделяются три основных типа разрезов. Первый — кызылойский тип содержит морские позднемеловые осадки, более широко развитые в смежных районах Яркендского прогиба. Нижний мел (?) представлен красно-бурыми конгломератами, сменяющимися вверх по разрезу грубыми песчаниками и гравелитами — 200—300 м. Сеноман (?) — кирпично-красные песчаники с прослоями гравелитов, бурых и зеленых глин — 600—700 м. Турон — серо-зеленые, пестроокрашенные известковистые глины и мергели с пластами устричного известняка с обильной фауной экзогир, медиол и лиострей (60—80). Сеноман и датский ярус — кирпично-красные песчаники

с прослоями глин, гипсов и известняков с остатками экзогир (40—60). Выше следуют гипсоносные отложения третичного возраста. Суммарная мощность мела в кызылойском разрезе оценивается в 1100 м (Синицин, 1957).

Консуйский тип разреза располагается на погруженной части Сулутерекского массива. Для него характерно сочетание дельтовых и вклинивающихся в них морских отложений верхнего мела, залегающих на конгломератах и песчаниках нижнего отдела. Суммарная мощность мела около 300 м.

Уччатский тип разреза наблюдается в системе грабенов рр. Арык-Торга, Сулу-Терек и др. Здесь на юре залегают (снизу вверх) буро-красные средне- и крупнозернистые песчаники — 200 м, мелко- и среднегалечные буро-красные конгломераты — 90 м, красноцветные средне- и крупнозернистые песчаники с прослоями гравелитов — 180 м.

Обширное поле меловых отложений известно в Тоюнской, или Тоюн-Аксайской, впадине. Она ограничена на севере хребтами Атбаши и Купретау, на юге хр. Майдантаг и на западе прилегает к зоне Ферганского разлома. Меловые образования несогласно залегают на сложно дислоцированных песчано-сланцевых породах верхнего палеозоя. Разрез мела, по Н. А. Беляевскому (Синицин, 1957), следующий:

Нижний мел (?): конгломераты крупногалечные, красноцветные. В состав галек, помимо палеозойских пород, по данным Л. Б. Вонгаза (1956), входят юрские песчаники — 375 м.

Сеноман (?): чередование мощных пачек красно-бурых конгломератов с желтыми, серыми и бурыми средне- и крупнозернистыми песчаниками. Мощность пачек колеблется от 15—25 до 300 м. Общая мощность 1080 м.

Турон (?): алевролиты, глины и песчаники серо-зеленого цвета с подчиненными прослоями мергелей — 140 м.

Сенон и датский ярус — песчаники кирпично-красные с прослоями мелкогалечных конгломератов — 230 м.

По сравнению с кызылойским и консуйским разрезами в Тоюнской межгорной впадине значительным развитием пользуются мощные пачки конгломератов. Близкий разрез с почти тождественной датировкой его частей дает Л. Б. Вонгаз (1956), оценивающий общую мощность мела в 1400 м.

Меловые отложения Тоюнской впадины прорваны интрузивными телами щелочных габброидов и покрываются серией оливиновых и анальцимовых, часто миндалекаменных базальтов, достигающих мощности 200 м. Они накладываются на горизонты меловой толщи, палеозойский фундамент и, по Л. Б. Вонгазу, переслаиваются с ракушечными (устричными) известняками. Н. А. Беляевский и В. М. Синицин предполагают, что излияния базальтов происходили на границе мела и палеогена. Однако присутствие в эффузивно-осадочной толще устричников, известных из сумсарского яруса, скорее свидетельствует об олигоценовом возрасте эффузивов и о связи вулканизма с начальными этапами позднепалеогеновой-неогеновой активизации Тянь-Шаня. Базальты Тоюна перекрыты красноцветной песчано-конгломератовой толщей, которую Л. Б. Вонгаз (1956) параллелизует с массагетской серией (поздний олигоцен — миоцен) юго-восточной Ферганы и верхними и средними горизонтами киргизского комплекса Восточного Тянь-Шаня.

Геологические формации

Охарактеризованные разрезы позволяют выделить следующую систему горизонтальных и вертикальных рядов геологических формаций, прослеживающихся в пределах межгорных впадин, внешних (Тарим) и внутренних (Джунгария) плит и расположенных вдоль их границ

предгорных прогибов. Датировка формаций в ряде случаев условна в связи с недостаточной палеонтологической обеспеченностью, что, однако, не оказывает существенного влияния на установление общих закономерностей их распространения и смены во времени.

Триасовый латеральный ряд формаций, выстилающих основание мезозойских структурных форм, устанавливается в Турфанской и Илийской впадинах в прогибе Коктуна, Джунгарской впадине и ее Урумчинском прогибе. Ряд состоит из следующих формаций: красноцветной конгломерато-песчаной (грубообломочной), красноцветной песчано-глинистой и вулканогенной (дацит-липаритовой).

В составе грубообломочной красноцветной формации преобладают разногалечные, часто валунные конгломераты, переслаивающиеся с пластами и пачками крупнозернистых, иногда косослоистых песчаников. Глинистые и алевролитовые породы находятся в подчиненном количестве преимущественно в верхних горизонтах формаций или отсутствуют. Устанавливается направленное изменение состава формаций вверх по разрезу от конгломератов к гравелитам и песчаникам.

В Турфанской и Кучарской впадинах намечаются два крупных ритма. Граница между ними тяготеет к основанию верхнего триаса и в Турфанской впадине представлена локальным несогласием и возможным выпадением из разреза («Региональная стратиграфия Китая», 1960) среднего триаса. Нижняя граница формации четкая, она фиксируется налеганием базальных конгломератов на складчатый палеозойский фундамент (Турфан, Коктун) или же без существенного несогласия на красноцветные песчано-глинистые породы перми (Урумчинский прогиб). Верхняя граница условна. Она может быть проведена по постепенному замещению красноцветов ассоциацией сероцветных слабоугленосных пород верхнего триаса (Турфан, Урумчи). В Коктуне верхняя граница выражена несогласным налеганием сероцветных песчано-конгломератовых образований рэт-лейаса на буроцветные конгломераты триаса.

Красноцветная песчано-глинистая формация триаса распространена вдоль северного борта Джунгарской впадины, а также в Кучарском прогибе, особенно его приплатформенном крыле. В ее составе преобладают песчаники, аргиллиты и глины. Конгломераты находятся в подчиненном количестве и часто представлены мелкогалечными и гравийными разностями. Границы формации аналогичны границам грубообломочной формации, но мощность ее значительно меньше, чем у последней (1,5—4 км), около 300—800 м.

Вулканогенная формация устанавливается только в блоковых структурах Бейшаня и его западных предгорьях на стыке с Гашуньской Гоби, а также в северной части Турфанской впадины и районе Хами («Региональная стратиграфия Китая», 1960). Ее фрагменты наблюдаются близ юго-восточных границ Джунгарской впадины на склоне хр. Богдошань. Формация состоит из переслаивания лавовых потоков ортофиров, андезитовых и дацитовых порфиритов с прослоями крупногалечных конгломератов, красноцветных песчаников и туфов. Ее мощность достигает в Турфанской впадине 200 м. По-видимому, она замещает верхнюю часть красноцветных грубообломочных формаций (тяготея к низам верхнего триаса).

Позднетриасовый ряд представлен пестроцветной песчано-глинистой слабоугленосной формацией, распространенной в Джунгарской, Турфанской и Кучарской впадинах. В Джунгарской впадине к ней относятся «формации канкоу» (по Юань Фу-ли) и карамайская свита, в Кучарском прогибе — верхняя часть свиты яньчан. В ассоциации пород преобладают песчанистые, желтые, иногда красновато-бурые глины, песчаники и углистые аргиллиты; встречаются прослои углей. В подчиненном количестве присутствуют конгломераты. Постепенным переходом формация связана с нижележащими красноцветными толщами. Верхняя граница обычно

резкая и фиксируется подошвой базальных конгломератов следующего рэт-юрского ряда формаций. Лишь в Кучарском прогибе ее граница с раннеюрскими угленосными отложениями кеклийской свиты (схемы К. Н. Кравченко) условна, и они могут быть объединены в единый комплекс пород. В зоне Яркенд-Ферганского прогиба и его Сулутерекской ступени (горы Уччат) формация не выделяется.

Следующий ряд (рэт-лейас-среднеюрский) включает угленосную и сланцево-конгломератовую формации; они выполняют не только длительно развивавшиеся прогибы и впадины типа Турфанской, но и систему возникших в конце триаса — начале юры грабенообразных впадин типа Баграшкульской, Дямской, Кумышталинской и др. Угленосная формация имеет грубое ритмичное строение. В основании каждого ритма залегают конгломераты, наиболее мощные в базальной части формации. Исключение составляют разрезы в Кучарском прогибе и на Уччатской ступени, где конгломераты имеют сугубо подчиненное значение, представлены гравийными разностями, чередующимися с песчаниками, или же локализуются в виде линз и пластов в верхних частях разреза (верхняя угленосная свита схемы К. Н. Кравченко). С конгломератами ассоциируются направленно сменяющие их к верхам каждого ритма песчаники, сероцветные и углистые, аргиллиты и алевролиты, чередующиеся с пластами и пачками каменных углей. Мощность формации в зависимости от положения в структуре колеблется в широких пределах — от первых сотен метров до 3,5—3,7 км. Намечается следующая зависимость — при уменьшении мощности формации на более пологих крыльях прогибов (северный борт Джунгарской впадины, Кучарский прогиб, Уччатская ступень) из парагенеза выпадают конгломераты, сменяясь песчаниками и даже аргиллитами.

Сланцево-конгломератовая формация того же латерального ряда распространена только в хр. Коктуи и южной части Ферганского хребта (суякская фация Д. И. Мушкетова), в прогибе, ограниченном Терекгинским и Ферганским разломами. Ее мощность достигает 4 км. Последовательность размещения горных пород формации имеет направленный характер. В основании залегают конгломераты (750 м), сменяющиеся песчаниками, а затем мощной толщей (9—2 км) тонкого переслаивания алевролитов, песчаников и черных глинистых сланцев. Верхняя часть формации представляет собой новый ритм с преобладанием песчаников и конгломератов. Характерно отсутствие углей, накапливающихся на окраинах Сулутерекской ступени, а также в северной части (Ферганский хребет) того же прогиба (Зубцов, 1956). Нижняя граница формации проходит по несогласию в кровле триасовых красноцветных конгломератов. Вслед за накоплением формации последовала инверсия прогиба и складчатость. В дальнейшем здесь существовало длительно развивавшееся горное сооружение.

Несколько иной характер имеет разрез «суякской фации» юго-восточной части Ферганского хребта. В основании на дислоцированном палеозое залегает толща песчаников с диагональной слоистостью, сменяющихся мощной серией ритмично переслаивающихся алевролитов и аргиллитов. Суммарная мощность 5000 м (Бельговский, 1956).

Верхнеюрский ряд представлен одной красноцветной песчано-сланцевой карбонатной формацией. Она варьирует по составу слагающих ее пород и связана постепенным переходом (за исключением отдельных структурных зон) с нижележащей угленосной формацией. В парагенезе преобладают красноцветные в той или иной мере карбонатные глинистые сланцы и песчаники. В подчиненном количестве (чаще в низах разреза) распространены грубые песчаники и конгломераты. Постепенная связь с нижележащей угленосной толщей выражается присутствием исчезающих вверх по разрезу зеленовато-серых, иногда углистых песчаников и

аргиллитов. В разрезах северной части Джунгарской впадины отмечается примесь туфового материала («Региональная стратиграфия Китая», 1960). Мощность формации, как правило, невелика — 0,1—0,4 км и лишь в Кучарском прогибе достигает по одним оценкам 1,8 км и по другим 3,0 км. Верхняя граница проходит по поверхности углового несогласия в подошве конгломератов, датируемых ранним мелом.

Среди меловых красноцветов с известной долей условности может быть выделено два латеральных ряда формаций — нижний принадлежит раннему мелу, верхний — позднему. Разделить их в связи со слабой литологической и стратиграфической изученностью можно далеко не везде. Критериями для разделения служат признаки структурного несогласия и появление вслед за этим грубообломочных пород (Кучарский прогиб), трансгрессивное залегание позднемеловых морских и прибрежно-морских отложений на нижнемеловые толщи в зоне, тяготеющей к западной и юго-западной окраинам Таримского массива, и замещение характерных для нижнего мела карбонатных красноцветных пород гипсоносными и соленосными.

Нижнемеловая грубообломочная красноцветная формация налегает с угловым несогласием на верхнеюрские красноцветные породы в Джунгарской и Турфанской впадинах, Кучарском прогибе, Западно-Кашгарской впадине и на Сулутерекской ступени Яркенд-Ферганского прогиба. В ряде районов Восточного Тянь-Шаня (Тоюнская впадина, грабены хр. Майдантаг и т. д.), во вновь образованных межгорных впадинах она залегает непосредственно на палеозойском основании. Вместе с тем меловые образования отсутствуют во многих впадинах и прогибах, выполненных юрой: в подвергшемся инверсии Коктун-Ферганском прогибе, Дямской впадине, небольших грабенах Бейшаня, Номин-Гоби и т. п. Такое размещение нижнемеловой формации подтверждает перестройку, происходившую в поздней юре или на грани поздней юры и раннего мела. Как правило, нижнемеловая красноцветная формация начинается толщей крупногалечных конгломератов, сменяющихся вверх по разрезу кирпично-красными известковистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, образующими местами тонкое «флишевое» (Варенцов и др., 1962) переслаивание. В отдельных разрезах могут быть выделены крупные ритмы, начинающиеся с красноцветных конгломератов или грубых песчаников. Преимущественно конгломератовый состав имеет нижнемеловая формация в районах Тоюнской впадины и гор Уччата. Мощность ее колеблется в широких пределах — от 2,4 км в Джунгарской впадине, около 1 км в Кучарском прогибе и Турфанской впадине, до 0,3—0,5 км во впадинах, прилегающих к приподнятому блоку хр. Коктун.

Верхнемеловой латеральный ряд состоит из двух формаций: конгломерато-песчано-глинистой красноцветной переменного литологического состава, содержащей прослои и линзы гипса и каменной соли, и глинисто-известняково-песчанистой, сложенной ассоциацией морских и лагунно-дельтовых осадков.

Первая формация распространена в межгорных впадинах и предгорных прогибах Тянь-Шаня и Бейшаня. Изменения ее состава выражаются в различных соотношениях грубообломочных и песчано-глинистых пород, зависящих от близости источников сноса. Так, К. Н. Кравченко (1957) отмечает, что в Кучарском прогибе при приближении к фасу Тянь-Шаня почти весь разрез верхнего мела замещается конгломератами. Наибольшая мощность формации установлена в Урумчинском прогибе и Тоюнской впадине — до 1,4—1,5 км. Верхняя граница формации определяется налеганием на нее со структурным несогласием палеоген-неогеновых пород (в Тоюнской впадине — покровов базальтоидов, в Кучарском прогибе — гипсоносных глин и в Джунгарской впадине — зеленоцветных глин и пресноводных известняков).

Известняково-песчаниковая формация распространена в западной кашгарской части Яркендского прогиба и на погруженной части Сулутерекской ступени. К западу от Коктун-Ферганского хребта на территории советской Средней Азии она образует более широкие плащеобразные покровы и, по-видимому, отражает начальный этап формирования мезозойской плиты. В парагенезе пород на Казылойском блоке Сулутерекской ступени участвуют кирпично-красные песчаники с редкой кварцевой и кремнистой галькой, известняковые глины, мергели, устричные известняки, прослои гипсов. Мощность формации значительна — до 800 м. По аналогии со смежными районами ее возраст определяется от сеномана до датского яруса включительно (Синицин, 1957а).

Все отмеченные формации за исключением верхнемеловой известняково-песчаниковой и, возможно, всего вертикального ряда формаций северной части Джунгарской впадины, по-видимому, должны быть отнесены к группе моласс. Различия в их литологическом составе внутри как отдельных формаций, так и их одновозрастных латеральных рядов обусловлены положением по отношению к активно развивающимся поднятиям возрожденной в триасе горной страны. Наиболее крупные изменения, позволяющие выделить в разрезе две группы красноцветных формаций и разделяющую их группу сероцветных угленосных формаций, связаны с существенными изменениями климата, произошедшими в позднем триасе и на границе средней и поздней юры.

Магматические комплексы

Весьма интенсивный магматизм в смежных областях Центральной Монголии и Северо-Восточного Китая, энергичные тектонические движения в триасе, юре и начале мела, казалось бы, были благоприятны для проявлений магматизма и на описываемой территории. Однако, несмотря на недостаточную изученность, следует признать почти полную амагматичность огромной части горного пояса к северо-западу от Бейшаня. Выше отмечалось присутствие вулканогенных пород среди позднетриасовых отложений Турфанской впадины и юго-восточной окраины Джунгарского массива. Но определение их возраста, по-видимому, не безупречно, оно основано главным образом на положении соответствующих толщ в разрезе. Не исключено, что эти эффузивы имеют позднепалеозойский возраст.

Более определенны данные о мезозойском вулканизме Бейшаня. На его южных склонах во впадине Чаошуй среди верхнетриасово-юрских угленосных отложений серии цинтуцзин установлены покровы базальтов, переслаивающихся с конгломератами и железистыми песчаниками базальной части разреза. В той же области во впадине Цзюцуань в нижней серии хуэхуэйбао, датируемой ранним мелом, также установлены покровы базальтов, в том числе миндалекаменных. В западной части Бейшаня к востоку от оз. Лобнор китайскими геологами отмечаются средние и кислые вулканогенные породы мезозоя. Встречаются средние и кислые эффузивы и дайки мезозойского возраста также на территории Алашаня. Косвенным признаком проявления вулканизма в районах, прилегающих к Джунгарской впадине, в поздней юре служат туфогенные песчаники, отмеченные китайскими геологами на ее северо-восточной окраине. Этим ограничиваются сведения о мезозойском магматизме, проявлявшемся весьма слабо и тяготеющем к восточной части территории.

Структурные ярусы

Отложения мезозоя слагают один крупный структурный ярус. Он залегает с резко выраженным угловым несогласием на разновозрастном складчатом (докембрийском и палеозойском) фундаменте и, по-видимому,

спаян с отложениями верхней перми только в наиболее крупных, длительно развивавшихся прогибах окраин Таримской платформы и Джунгарского массива. Анализ геологических формаций и их структурных соотношений позволяет выделить следующие структурные подъярусы.

1. Нижне-среднетриасовый, охватывающий частично и верхний триас. Он представлен латеральным рядом красноцветных грубообломочных и песчано-глинистых формаций и распространен в предгорных прогибах длительного развития — Кучарском, Яркенд-Ферганском, на Джунгарской плите и в наиболее крупных межгорных впадинах Илийской и Турфанской, наследующих орогенные впадины позднего палеозоя. Данных для подразделения на подъярусы нижне-среднетриасовый и верхнетриасовый недостаточно, хотя намечающееся выпадение среднего триаса в Турфанской впадине («Региональная стратиграфия Китая», 1960), оживление эрозионной деятельности и появление конгломератов в основании верхнего триаса и вулканогенной формации предположительно на том же стратиграфическом уровне свидетельствуют в пользу его расчленения.

2. Рэт-юрский структурный подъярус имеет более широкое распространение. Он выполняет широкую систему сформировавшихся к началу юры межгорных впадин и имеет особенно большую мощность в отмеченных выше структурных формах длительного развития. Подъярус сложен угленосной и сланцево-конгломератовой формациями рэта — средней юры и красноцветной песчано-сланцевой формацией верхней юры, хотя в отдельных случаях (окраина Урумчинского прогиба, прогиб Коктуна) между ними (в основании верхней юры) устанавливается структурное несогласие.

3. Нижнемеловой структурный подъярус с довольно четко выраженным угловым несогласием налегает на верхнюю юру. Его самостоятельность подтверждается перестройкой структуры на границе верхней юры и нижнего мела, выражающейся в образовании новой системы впадин (Тоюнская, грабены Майдантага и др.) и замыкании ряда отмеченных ранее грабенов, заложенных в предшествующий этап. Нижнемеловой структурный ярус сложен грубообломочной краспоцветной формацией.

4. Выделение верхнемелового структурного подъяруса в значительной мере условно. Оно обосновывается изменением литологического состава пород, местными проявлениями угловых несогласий (Кучарский прогиб), по-видимому, более широким площадным распространением верхнемеловых отложений, приобретающих плащеобразный характер, образованием типичного платформенного чехла, представленного морской известняково-песчаниковой формацией близ западной границы области к западу от Теректинского разлома. В составе верхнемелового структурного подъяруса выделяются конгломерато-песчано-глинистая переменного литологического состава и известняково-песчаниковая формации.

При выделении структурных подъярусов и определении их возрастных границ, что особенно важно для дальнейших межрегиональных сопоставлений, необходимо иметь в виду условность и несовершенство датировок, основанных на ограниченном числе палеонтологических, главным образом флористических, данных и широких аналогиях. Так, появление красноцветных пачек в верхних частях разреза юры рассматривается, исходя из общих палеоклиматических реконструкций, как признак позднеюрского возраста осадков, хотя начало аридизации климата в этом сегменте Центральной Азии могло наступить раньше, чем в прилегающих районах советской Средней Азии или Северо-Восточного Китая. То же можно сказать и о разграничении верхнего триаса, основанном на замещении красноцветных формаций сероцветными и угленосными.

Основные черты морфологии и структуры впадин

Сведений о морфологии и структуре мезозойских впадин еще меньше, чем о литологии и стратиграфии выполняющих их отложений. В структурном отношении наиболее изучены южная прибортовая часть Джунгарской впадины, Турфанская впадина и за пределами складчатого пояса — на его южной границе — Кучарский предгорный прогиб. На них мы остановимся подробнее, что же касается остальной системы впадин, то они будут охарактеризованы в целом, исходя из разрозненных данных и сведений, почерпнутых с геологических карт.

Турфанская впадина представляет собой глубокую вытянутую в субширотном направлении узкую депрессию длиной более 400 км и шириной от 20 до 80 км. Она отделяет расположенные к северу от нее альпинотипные горные хребты Богдо-Ула и Карлыктаг высотой до 4000 м от относительно выравненных окраинных массивов хребтов Чолтаг, Куруктаг и Бейшань на юге, имеющих абсолютные отметки 1500—2000 м.

Пологое сводообразное поднятие Кумтага делит Турфанскую впадину на две части: западную — Турфанскую котловину и восточную — Хамийскую (Шонанорскую). В Турфанской котловине выделяются Чиканская покатость — ступень с отметками от 1300 до 200 м, постепенно опускающаяся к югу от хр. Богдо-Ула, и низменность Асса, занимающая наиболее низкую часть котловины с отметкой до 150 м ниже уровня моря. Их разделяет асимметричный линейно вытянутый кряж Тузтаг, возвышающийся над смежными котловинами на 500—800 м. К Тузтагу с юга примыкает сводово-блоковое поднятие Кумтага. Оно имеет угловатые очертания, изометричную форму и, по-видимому, по всему контуру ограничено разломами. Его относительная высота над низменностью Асса 600—700 м.

Хамийская часть впадины, расположенная к востоку от Кумтага, понижается на юг от хр. Карлыктаг к Чолтагу уступами высотой до 60 м, расположенными на расстоянии 10—20 км друг от друга. Наиболее низкая ступень Хамийской равнины, около оз. Шопанор, имеет абсолютную отметку — 81 м. В юго-восточной части равнины проходит субширотный вал Такчан. В его сводовой части обнажены вулканогенные породы верхнего палеозоя. По-видимому, он связан с субширотной зоной разлома и является южной границей мезозойской впадины, расширившейся в кайнозое за счет погружения северных окраин Бейшаня и Куруктага. Помимо отмеченного вала и системы уступов, на Хамийской равнине выделяются поперечные вздутия, разделяющие ее на ряд котловин.

Северный борт Турфанской впадины представлен прямолинейными крутыми горными склонами, приуроченными к разломам северо-западного и северо-восточного простираний. Южное обрамление впадины выражено невысоким плоским поднятием, пологий склон которого постепенно переходит в ее днище.

Из краткого перечня современных морфоструктурных элементов Турфанской впадины видна большая роль разломов, разделяющих ее на в различной мере опущенные блоки. Структура и развитие впадины определяются ее расположением в сложном узле сочленения разновозрастных и различно ориентированных складчатых сооружений, прилегающих к крупному тектоническому шву. Это субширотные позднегерцинские сооружения Богдо-Ула, сложенные мощными геосинклинальными толщами верхнего девона и карбона; простирающиеся на северо-запад структуры каледонской зоны Чолтага и Гашуньской Гоби. В их пределах развит мощный сложно дислоцированный песчано-сланцевый комплекс верхнего силура — нижнего девона, местами покрытый красноцветной песчано-карбонатной пологоскладчатой молассой среднего — верхнего девона и карбона. С юго-востока к впадине подходят докембрийские струк-

туры Бейшаня, ориентированные в северо-восточном и субширотном направлении. Близ склона впадины они скрываются под мощной серией вулканогенной молассы верхнего палеозоя, выполняющей крупный позднепалеозойский орогенный прогиб, видимо, располагающийся в основании мезозойского грабена.

Южная и северная границы впадины приурочены к разломам, соответствующим направлению основных складчатых структур палеозойского и докембрийского фундамента. В поднятиях тектонических блоков вдоль бортов впадины выдвинуты на поверхность и геосинклинальные образования складчатого фундамента, и верхнепалеозойские породы орогенного структурного яруса. Таким образом, мезозойская Турфанская впадина не полностью повторяет позднепалеозойский орогенный прогиб, а оказывается в него вложенной.

Данные о характере дислокаций мезозойского структурного яруса немногочисленны. В. М. Синицин (1957б, стр. 90) отмечает, что мезозойский покров «на основании площади остается ненарушенным, дислокации имеют местный характер и связаны исключительно с разломами». Наряду с наблюдавшимися в бортах впадин (преимущественно северном) приразломными складками характерным элементом структуры является гребневидная асимметричная складка кряжа Тузтаг и Чиктымской гряды. Она протягивается в субширотном направлении в осевой части впадины более чем на 200 км и фиксируется выходами юры. Складка приурочена к крутому взбросу с надвинутым и подвернутым северным крылом и опущенным южным. Близ сочленения Тузтага с Кумтагским сводово-глыбовым поднятием складка рассечена серией сдвигов северо-восточного и северо-западного направления, параллельных ограничениям Кумтага. В северном крыле Тузтагской складки дислоцированы юрские, меловые и палеоген-неогеновые отложения. По наблюдениям В. М. Синицина (1957б, стр. 92), слои падают «под углом, выполаживающимся по мере перехода к более молодым толщам. Особенно крутые дислокации слоев, приближающихся к отвесным, наблюдаются в юрских и меловых толщах Восточного Тузтага и Чиктымской гряды. В неоген-плейстоценовой толще падение слоев обычно не превышает 30°». Время наиболее интенсивных дислокаций в зоне Тузтага, а также, по-видимому, и по северной периферии впадины относится к неогену, так как неоген-плейстоценовая толща на участке затухания структуры Тузтага при ее сочленении с Чиктымской грядой и в других районах залегает на более древних образованиях мезозойско-кайнозойского комплекса с резким угловым несогласием.

Общая структура Турфанской впадины недостаточно изучена. Большинство исследователей отмечают ее асимметричность — резкое погружение и увеличение мощности мезозойского структурного яруса по направлению к северному богдоулиньскому и карлыктагскому борту и постепенное поднятие и выклинивание осадочных толщ к югу. По представлениям В. М. Синицина, до неогена впадина была более узкой, ограниченной в основном территорией, расположенной к северу от линии Токсун-Люкчун-Хами. С неогена она разрастается в южном и юго-восточном направлении за счет погружения окраинных блоков Гашуньской Гоби.

Огромная Джунгарская депрессия, расположенная между Восточным Тянь-Шанем, горными массивами Пограничной Джунгарии и Монгольским Алтаем, охватывает площадь около 1200 тыс. кв. км и имеет форму неправильного, близкого к треугольнику блока длиной более 600 км и максимальной шириной около 400 км. На юге она ограничена зоной крупного Джунгарского структурного шва, протягивающегося на северо-запад в пределы Казахстана и, по-видимому, уходящего далеко на юго-восток до сочленения со структурным швом, ограничивающим на севере докембрийские глыбовые поднятия Бейшаня. На северо-востоке граница депрессии тяготеет к зоне Карапртышского глубинного разлома,

а на северо-западе — к системе разломов, отделяющих ее от виргирующих в северо-восточном направлении структур Пограничной Джунгарии.

Представления о домезозойском основании Джунгарской депрессии и ограничивающих ее складчатых сооружений были изложены выше. Мезозойская структура резко асимметрична, односторонний перекос блока складчатого основания с учетом разности его гипсометрического положения к северу и югу от зоны Джунгарского разлома, по-видимому, превышает 15 км. Основание мезозойских отложений, продолжающих развитие позднепалеозойского чехла, ступенчато погружается от северного борта Джунгарской плиты на юг, образуя в зоне сочленения с Восточным Тянь-Шанем крупный предгорный прогиб. В осевой части прогиба, тяготеющей к предгорьям Тянь-Шаня, мощность мезозоя и кайнозоя оценивается от 8 до 12 км. Из них только на долю грубообломочной формации триаса приходится около 4—5 км («Основы тектоники Китая», 1962). У северного борта прогиба мощность чехла сокращается до 5 км, а на участках плиты, тяготеющих к Монгольскому Алтаю и Пограничной Джунгарии, не превышает 1—2 км. При этом грубообломочные молассовые образования сменяются песчано-глинистыми.

Наряду с субширотной зональностью существенную роль в структуре Джунгарской плиты играет пояс разломов, протягивающихся в северо-восточном направлении от г. Урумчи к окраине поднятия Карамайлы и излучине р. Урунгу. Он разграничивает восточную часть массива (Бортень-Гоби), активно опускающуюся в перми и триасе, от западной глыбы, на территории которой более широко развиты отложения верхней юры и мела, выклинивающиеся к востоку. Отмечается, что «в современном рельефе к Урумчинскому поясу северо-восточных разломов приурочено как бы внезапное угасание хребта Богдошань и возвышенностей гор Немейчу и Кара-Майлы» (Синицин, 1959, стр. 307).

Осадочный покров Джунгарской плиты дислоцирован только по соседству с подвижными поясами Тянь-Шаня и в меньшей мере Джаира и Восточной Джунгарии. По оценке В. М. Синицина, на границе с Тянь-Шанем ширина полосы мезозоя и кайнозоя, охваченной складчатостью, достигает 50 км. Но сильное смятие проявляется лишь в узкой приразливной зоне шириной в несколько километров, далее же следуют постепенно исчезающие пологие складки. Вдоль склона Восточного Тянь-Шаня М. И. Варенцов с соавторами (1962) отмечает четыре кулисообразно расположенные линии складок. Первая линия находится в непосредственном контакте пермских и мезозойских пород предгорного прогиба со складчатым палеозоем, местами надвинутым на мезозой. Своды этих складок сложены пермью, триасом и юрой. В осевых частях складок второй линии обнажен мел и олигоцен и в более северных кулисах — неоген. Для всех складок характерны резкая асимметрия, запрокидывание к северу, сильно сжатые ядра и надвигание пологих южных крыльев на крутые, а иногда и опрокинутые, южные. Характерную форму имеет описанная М. Н. Саидовым складка Тушанцзы, детально изученная благодаря нефтеразведочному бурению. Морфологически она очень близка к складкам Тузтага в Турфанской впадине (см. выше). Но если в Тузтаге складка опрокинута на юг в направлении движения масс от хр. Богдо-Ула, то здесь фиксирует движение масс со стороны Тянь-Шаня на север. В районе Тушанцзы, как и в Тузтаге, устанавливаются системы продольных, поперечных и косых разрывов с амплитудами в несколько сотен метров.

Мезозой северного борта Джунгарской плиты моноклинально падает на юг и юго-восток под углом 2—3°. Моноклинальное падение нарушается ступенчатыми сбросами с амплитудой (по данным бурения) в несколько сот метров. На границе с горами Кара-Майли, а также вдоль подножия горных массивов Пограничной Джунгарии осадочный покров образует

плоские куполы и террасовидные уступы с выходами в сводах палеозойских пород.

Складчатые деформации мезозойского покрова являются результатом контрастных блоковых движений основания, локализовавшихся вдоль окраин массива в зонах разломов. Эти движения выражены в несогласиях между отдельными свитами мезозойской и кайнозойской групп. По данным В. М. Синицина, формирование окраинных складок в предгорьях Богдошаня, видимо, носило конседиментационный характер и происходило еще в период накопления юрской угленосной формации. В так называемом «Ущелье несогласий» уже первыми исследователями Джунгарии установлено резкое угловое несогласие между крутопадающими (до 40°) породами нижней и средней юры и полого залегающими отложениями верхней юры. В зоне складок Тушанцзы бурением прослежено угловое несогласие между юрой и мелом — результат тяньшаньских тектонических движений.

Значительная роль в формировании структуры принадлежит тектоническим движениям, происходившим между поздним мелом и олигоценом. С ними связано выпадение из разреза палеоценовых, эоценовых, а местами и верхнемеловых отложений и несогласное залегание верхнего палеогена на более древних толщах. Однако современные складчатые формы, наиболее напряженные в южной части Южно-Джунгарского прогиба, образованы в конце третичного — начале четвертичного периода в результате надвигания палеозойских и мезозойских масс Восточного Тянь-Шаня на продолжающий погружаться южный борт Джунгарского массива. Эти движения, по-видимому, не прекратились и в настоящее время.

Дать систематическое описание более мелких впадин Северо-Западного Китая и их структуры невозможно из-за их слабой изученности. По географическому и структурному положению они группируются следующим образом.

А. Впадины, являющиеся как бы сателлитами Джунгарской плиты, расположенные вблизи нее и связанные с оперяющими ее границы разломами. Это Дямская впадина Пограничной Джунгарии, расположенная между Семистаем и Джаиром, впадина Цайвопу, лежащая на южном оперении Джунгарского структурного шва, впадины Бурун-Хурай и Номин-Гоби. Все они сложены юрскими формациями, начали погружаться, по-видимому, только в конце триаса и лишены присущих Турфанской впадине и Джунгарской плите мощных базальных образований триаса. Не испытали они существенного погружения и в меловом периоде.

Б. Впадины, группирующиеся в Илийской зоне между хребтами Борохоро и Кетмень при сочленении герцинских и каледонских сооружений Восточного Тянь-Шаня. Наиболее крупная из них, Илийская, расположена почти целиком на территории советской Средней Азии и описана в соответствующем разделе. Подобно Турфанской впадине, она располагается на герцинском межгорном прогибе и принадлежит к структурным формам длительного развития, заложилась в триасе и продолжала развиваться в мелу. С ней соседствуют Кашская, Текесская и Кунгесская впадины; их разрез, по-видимому, ограничивается юрой.

В. Впадины, тяготеющие к структурному шву, отделяющему приподнятый блок докембрийских структур Куруктага от каледонского сооружения Ташкартага. К ним относятся крупная Багришкульская впадина и продолжающая ее на восток впадина Поченцзы-Тала, а также расположенная северо-восточнее Кумышталинская впадина. Первую из них еще Э. Норин, посетивший этот район в 1926—1930 гг., рассматривал как односторонний грабен с резко опущенным южным крылом, выполненный преимущественно юрской угленосной толщей.

Г. Впадины северных и центральных частей Бейланя, видимо, располагаются в цепочках грабенов между приподнятыми блоками докем-

брпйского фундамента. По В. А. Обручеву, Тейар де Шардену и Бекселю, юрские угленосные толщи здесь, как и в Преднаньшапьском прогибе (впадины Цзюцуань, Чжанье), структурно связаны с верхним палеозоем— они образуют единый комплекс, части которого дислоцпрованы одновременно и согласно (Синицин, 1954а). Однако местами со структурным несогласием они покрываются красноцветными отложениями мела.

При рассмотрении общих структурных закономерностей расположения впадин привлекает внимание их четкая приуроченность к разломам, ограничивающим с одной или двух сторон поля распространения юрских образований на поверхности.

От внутренних впадин Восточного Тянь-Шаня по составу формаций и структуре резко отличаются юрские образования Коктун-Ферганского трога, который мы ранее рассматрпвали в составе крупной Яркенд-Ферганской депрессии. Коктун-Ферганский трог, выраженный в современном рельефе горными хребтами Ферганскпм на территории Советского Союза и Коктун на территории Китая, протягивается в северо-западном направлении на расстоянии до 250 км прп ширине 25—50 км. Он расположен на глубоко погруженном блоке палеозойского фундамента, ограниченном Ферганским и Теректинским разломами. На юго-западном фланге Коктуна расположена Сулутерекская ступень, покрытая в пределах гор Уччат маломощным покровом слабо дислоцпрованных юрскпх образований, на северо-западном — меловая Тоюнская впадина. В южной части на границе с Кызылойской котловиной поднятие Коктуна обрывается зоной субширотных разломов, далее на юг оно выражено антиклинальным перегибом системы широтных Артушских складок, образованных в северо-западной краевой части Таримского массива мощной толщей пород мелового, третпчного и плейстоценового возраста (Синицин, 1957а).

Если на остальной территорип Северо-Западного Китая и, в частности, в Восточном Тянь-Шане триасовые и юрские образования залегают в орографически выраженных депрессиях и лишь в отдельных случаях приподняты вдоль склонов ограничивающих их хребтов (окраинные части Южно-Джунгарского и Кучарского прогибов), то в Коктуне они слагают крупный горный хребет с альпийскими формами рельефа и вершинами, достигающими 4500 м. Триасовые и нижне-среднеюрские породы Коктуна собраны в систему линейных асимметричных, несколько запрокинутых на юго-запад складок шириной от 3 до 6 км. Падение юго-западных крыльев 60—80°, северо-восточных — 40—60°. Системы разломов расчленяют складчатую структуру на мелкие блоки и клинья, вытянутые в северо-западном направлении. В отличпе от рыхлых песчаников и аргиллитов гор Уччат породы Коктуна подверглись значительному метаморфизму с образованием глинистых сланцев и филлитов.

Время наибольшего погруженпя Коктунского прогпба относится к ранней и средней юре. «В доггере нисходящие движения ослабевают и в опускание включаются смежные области Сулутерекского массива; в этой стадии депрессия достигала максимальных размеров. В конце доггера Коктунский блок испытывает поднятие и выходит из пределов депрессии, которая в это время продолжает сохраняться только в Уччатской зоне. В верхней юре Коктунский блок и лежащая на его продолжении водораздельная часть Ферганского хребта являлись областью размыва» (Синицин, 1957а, стр. 159). «Восходящие движения продолжались в течение меловой, третичной и четвертичной эпох. Об этом свидетельствует отсутствие в горах Коктуна, как и в остальных частях Восточно-Ферганского хребта, отложений моложе среднеюрских и присутствие в конгломератах мела и плиоцен-плейстоцена в Тоюнской и Кашгарской депрессиях галек юрских пород» (там же).

Отличие коктун-ферганской юры выражается и в ее структурной приуроченности к поперечной зоне, секущей субширотную кокшаальскую

ветвь Тянь-Шаня и отделяющей ее от Алайской системы, к которой относится Уччатское поднятие.

В составе гор Уччат, располагающихся к юго-западу от Коктуна, выделяются относительно опущенные Акрангский и Арыкторгский блоки, на которых сохранились останцы древней денудационной поверхности с покровом юрских и меловых отложений. Акрангский блок располагается к северу от приподнятого Сулутерекского блока и на востоке ограничен Терактинским разломом. Мезозойские отложения, включающие юрскую песчано-аргиллитовую толщу и меловые красноцветы, залегают горизонтально и лишь на отдельных участках образуют пологие изгибы с наклоном слоев до 10°. Крутые падения наблюдаются только близ выклинивающихся к югу разломов.

Арыкторгский блок имеет вид грабена, выклинивающегося к югу. В его бортах обнажен палеозой, а в донной части — песчано-сланцевые образования юры и красноцветные конгломераты мела, моноклинально падающие на северо-запад под углом 15—25°. На северо-восток Арыкторгский грабен расширяется и в северо-западной части гор Уччат сливается с плоским синклинальным прогибом, переходящим на севере (на территории Советского Союза) в депрессию Алайку. Здесь мезозойский покров образует пологие валообразные складки с наклоном слоев в крыльях не более 15°. В ядрах синклиналей обнажены верхние горизонты юрской угленосной серии и иногда красноцветные породы мела, а в антиклиналях — нижние и средние горизонты юры. Продолжением Арыкторгской зоны погружений на юго-западе служит плато Кара-Бель — крупный останец древней денудационной поверхности, перекрытой меловыми и третичными отложениями и переходящей далее в Алайскую долину (Синицин, 1957а, стр. 187).

Если не считать мелких грабенов мелового возраста, выполненных красноцветными пролювиальными отложениями и располагающихся в пределах Майдантага, единственной крупной впадиной в Восточном Тянь-Шане, формирование которой началось в меловом периоде, является обширная Тоюнская (Тоюн-Аксайская) депрессия, расположенная на восточном фланге Коктун-Ферганского поднятия. Это крупный асимметрично построенный синклинальный прогиб, разделенный поперечным плоским валом на юго-западную тоюнскую и северо-восточную аксайскую части. Строение первой из них сложнее, чем второй. Аксайская часть, по В. Н. Огневу, имеет вид асимметричного прогиба с более пологим юго-восточным склоном. В тоюнской части впадины выделяется крупная синклиналь Кульджа-Баши, вытянутая в северо-восточном направлении на расстояние более 60 км и ограниченная на юго-западе Ферганским разломом. Ширина синклинали достигает 20—25 км. Падение слоев в северо-западном крыле 65—70°, в северо-восточном — 10—12°.

На северо-западном крыле синклинали мезозойские и кайнозойские отложения образуют дополнительные крутые складки, срезанные на границе с палеозойским массивом Купратау разломом. С приближением к Коктуну складки выполаживаются и слои приобретают моноклинальное падение на северо-восток под углом 10—15°. По Ферганскому разлому полого дислоцированные меловые отложения юго-западного замыкания Тоюнской впадины сочленяются с юрской толщей Коктуна, собранной в крутые складки перпендикулярно Тоюнской синклинали северо-западного простирания. На юго-востоке к синклинали Кульджа-Баши примыкает антиклинальная складка Кара-Адам шириной около 4—5 км, отделяющая от основной части Тоюнской впадины небольшую синклинальную складку Умурчи. Падение слоев на северо-западном крыле 40—45°, на юго-восточном — 10—12°.

Крупнейшей депрессионной структурной формой, образовавшейся на границе складчатых сооружений Восточного Тянь-Шаня и Таримской

платформы, является Кучарский предгорный прогиб, унаследованно развивавшийся с позднего палеозоя. Он протягивается на расстояние около 450 км параллельно южному фасу Тянь-Шаня и имеет ширину до 120—150 км. Суммарная мощность выполняющих его мезозойских отложений достигает 6—7 км, а вместе с верхним палеозоем и кайнозоем, по оценке китайских геологов, возможно, превышает 9 км. На западе прогиб выклинивается в зоне сочленения Кокшаальского антиклинория с синклинальной структурой Майдантага (Кокшаальдарьинская депрессия), а юго-западнее ограничен платформенным поднятием Кельпинского кряжа. На востоке прогиб ограничен приподнятым блоком Куруктага и отделен от юрской впадины Багришкуля лишь узкой перемычкой поднятий, пропиленных долиной р. Кончедарьи.

В продольном направлении Кучарский прогиб отчетливо разделяется на две части. Северный, более крутой блок располагается на погруженном палеозойском фундаменте складчатой зоны Кокшаала и характеризуется отчетливо выраженной складчатой структурой мезозойско-кайнозойского комплекса пород. Южный, более пологий склон располагается на опущенной окраине Таримского массива. Мезозойские и кайнозойские породы южного, платформенного крыла постепенно выклиниваются по направлению к Ойхартскому поднятию Тарима. Можно предполагать существование здесь пологих дислокаций платформенного типа. Границей между Тяньшаньской и Таримской зонами, по-видимому, является Чонмуздукский структурный шов, отделяющий к западу от прогиба позднемезозойскую складчатую систему Майдантага от краевой платформенной структуры Кельпинских кряжей.

По описанию К. Н. Кравченко (1957), детально изучавшего эту область в составе советско-китайской экспедиции 1952—1954 гг., Кучарский прогиб вдается в область Восточного Тянь-Шаня двумя высоко поднятыми «структурными заливами» (Басалгинским и Карагольским), в которых под пологоскладчатым мезозоем залегает на небольшой глубине палеозойский фундамент. Основная глубоко прогнутая часть прогиба отделена от поднятия Восточного Тянь-Шаня краевой моноклиналью, осложненной серией структурных террас и слагающих их антиклинальных и синклинальных складок. В их ядрах обнажены меловые и третичные отложения. Большая часть складок наклонена на юг. Антиклинали узкие, гребневидные, рассечены продольными разрывами; синклинали имеют корытообразный поперечный профиль.

Система протяженных линейно вытянутых и кулисных структурных террас прослеживается на юг до подножия Чультага — крупной сложно построенной антиклинальной складки гребневидной формы с крутой приядерной частью и резко изогнутыми, относительно пологими крыльями. В нарушенном разломами ядре Чультагской антиклинали залегают породы палеогенового возраста.

Крайний на юге структурный элемент складчатого борта прогиба — Губбезско-Яккинская цепь складок, образованная изолированными группами простых коробчатых антиклиналей; в их ядрах обнажены породы бактрийской серии неоген-раннечетвертичного возраста; разделяющие антиклинали синклинальные понижения выполнены четвертичными отложениями.

Характерной особенностью развития Кучарского прогиба является последовательное смещение его края от активного тяньшаньского борта по направлению к Таримскому массиву (Синицин, 1957а; Кравченко, 1957). «Периферические части депрессии, увлекаемые разрастающимся Тяньшаньским поднятием, с каждым новым этапом исключались из области осадконакопления, последовательно отступавшей на юг. В связи с этим в зоне, пограничной с палеозойским массивом Тянь-Шаня, между основными свитами юры получили развитие локальные структурные несогласия,

сменяющиеся в направлении депрессии нормальным напластованием» (Синицин, 1957а, стр. 160).

Палеотектонические реконструкции К. Н. Кравченко позволили ему прийти к следующим выводам. Кучарский прогиб возник в первой половине перми и представлял собой цепь изолированных впадин. С триаса он существовал как единый крупный бассейн осадконакопления, разделенный на частные поднятия и впадины. Ось прогиба в перми и триасе непосредственно прилегала к его современному северному краю, в меловом периоде проходила в области северных предгорий, в палеогене и миоцене сместилась еще южнее и совпала с районом Байской впадины. Отчетливый ряд крупных эмбриональных складок, составляющих основу современной структуры, возникает в среднем миоцене, основная же складчатость, создавшая конформные дислокации мезозойского и кайнозойского покрова, относится к концу плейстоцена.

Смена осадочных формаций в вертикальном ряду, проявление локальных несогласий и различия в мощностях и скорости накопления осадков позволяют наметить эпохи усиления процессов горообразования в смежных областях Тянь-Шаня. Они приходятся на триас, значительную часть ранней и средней юры, начала раннего мела. Поздняя юра, поздний мел и и начало палеогена, характеризующиеся минимальными мощностями накопившихся осадков и их сравнительно тонкозернистым составом, по-видимому, могут рассматриваться как эпохи относительного выравнивания рельефа.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Обзор материалов по Северо-Западному Китаю позволяет выделить в зависимости от времени заложения и стратиграфического объема формаций следующие категории мезозойских депрессионных тектонических форм.

а. Впадины и прогибы, унаследованные и непрерывно развивающиеся с пермского периода. К ним принадлежат Кучарский и Южно-Джунгарский прогибы, располагающиеся вдоль южного и северного флангов центральной зоны Восточно-Тяньшаньского сводово-глыбового поднятия, представленных в современной морфоструктуре соответственно массивами Чолтаг и Борохоро. В прогибах накоплены наиболее мощные многокилометровые молассовые толщи. Прогибы испытывали погружение в течение всего мезозоя и продолжают активно развиваться в кайнозое.

б. Впадины, заложившиеся в раннем триасе и активно погружавшиеся в течение всего мезозоя. Мощность выполняющих их молассовых толщ несколько меньше, чем в первой группе, но также составляет несколько километров. К ним принадлежат Илийская и Турфанская впадины, тяготеющие к осевой части Восточно-Тяньшаньского сводово-глыбового поднятия. Они располагаются кулисообразно по отношению к Кучарскому и Южно-Джунгарскому прогибам.

в. Впадины среднего и малого размеров (Баграшкульская, Кашская, Дямская и другие), заложившиеся в конце триаса и начале юры и переставшие активно погружаться в конце среднеюрской или в верхнеюрскую эпоху. Мощность юрских угленосных молассовых образований в них не превышает 1—2 км.

г. Впадины, заложившиеся в нижнемеловую эпоху (обширная Тоюнская депрессия и мелкие грабены). Мощность осадочных образований мелового возраста достигает 1,5 км.

д. Особое место занимает Коктунский прогиб, заложившийся в раннем триасе и испытавший инверсию и складчатость в поздней юре и начале раннего мела. Расположенные к западу от него впадины Сулутерек-

ской ступени, заложившиеся в юре и продолжавшие погружаться в течение мела, по морфологии и составу формаций, особенно верхнемеловых, по-видимому, должны рассматриваться как реликты мезозойской плиты, деформированной при кайнозойском тектогенезе.

По морфологии и соотношению со структурами основания выделяются следующие формы.

а. Впадины и прогибы, заложившиеся на докембрийском платформенном основании. Они обладают резкой асимметрией. Оси наибольших погружений тяготеют к зонам разломов, отграничивающих блоки докембрийского основания от смежных резко приподнятых складчатых сооружений палеозоя. Мезозойские и кайнозойские породы, слагающие крутые присводовые склоны впадин, собраны в рассеченные надвигами складки, опрокинутые в направлении к пологим приплатформенным склонам впадин. Эта категория структурных форм может рассматриваться в качестве мезозойских плит — внешней (Северно-Таримская) и внутренней (Джунгарская), переходящих в краевых присводовых частях в предгорные прогибы. Такая трактовка подтверждается анализом формаций, мощностей и складчатых деформаций.

б. Межгорные впадины, наследующие орогенные прогибы среднего и верхнего палеозоя, но обычно не повторяющие их контуров, а вложенные в них и тяготеющие к зонам наиболее активно развивающихся разломов. К ним принадлежат Турфанская, Илийская (в своей восточной части), Текесская и, возможно, другие, более мелкие впадины. В поперечном сечении они часто асимметричны, с более крутым и пораженным складчатостью бортом, тяготеющим к наиболее энергично вздымавшейся сводово-блоковой зоне.

в. Межгорные впадины, располагающиеся на геосинклинальных ярусах складчатого палеозойского комплекса. Как правило, они тяготеют к структурным швам, разделяющим области различного возраста складчатости, и обычно ограничены с одной или двух сторон разломами. В зависимости от степени контрастности поднятий в прилегающих сводово-глыбовых зонах впадины могут иметь асимметричное строение. К их числу относятся Баграшкульская, Кашская, Кумышталинская и др.

г. Как и в предыдущем случае, к особой категории относится Коктунский прогиб. В отличие от всех предшествующих групп впадин, располагающихся в соответствии с общей ориентировкой складчатой структуры палеозойского основания, Коктунский прогиб по отношению к ней занимает резко дискордантное положение. Он заложился между позднепалеозойскими Ферганским и Терактинским разломами на палеозойском складчатом основании, в поперечном сечении более или менее симметричен, имеет форму удлиненного грабена и в отличие от всех остальных впадин, для которых характерна лишь приразломная складчатость мезозойских пород в одном или обоих бортах, обладает полной линейной складчатостью. По-видимому, сравнительно плоские впадины, расположенные к западу от него на Сулутерекской ступени, а также Ферганскую впадину в мезозое следует рассматривать в качестве его пологих продольно изогнутых приплатформенных крыльев, оторванных от него и самостоятельно развивающихся, начиная с поздней юры.

При такой трактовке Коктун-Ферганский грабен в триасе и раннесредней юре представлял собой предгорный прогиб, ограничивающий с запада Тяньшаньское сводово-глыбовое поднятие, и по условиям формирования был близок к Кучарскому и Южно-Джунгарскому прогибам, отличаясь от них временем заложения и составом пород фундамента.

Разделение межгорных впадин по времени заложения подтверждает усиление контрастности тектонических движений в начале триаса, позднем триасе — начале юры, конце поздней юры или на ее границе с мелом. Анализ мощностей осадочных образований и состава формаций свидетель-

ствует о большой мобильности Восточного Тянь-Шаня в течение почти всей мезозойской эры. И хотя важнейшую роль в образовании современных складчатых форм в мезозойских породах играл кайнозойский тектогенез, складчатые деформации и связанные с ними структурные перестройки неоднократно происходили в мезозое.

ЛИТЕРАТУРА

Багирян Г. В. Мезокайнозойские отложения Кучарской предгорной впадины.— Тр. ВНИГНИ, вып. 12. Гостоптехиздат, 1958.

Бельговский Г. Л. К вопросу о возрасте пород суякской фации Ферганского хребта. Матер. по геол. и полезн. ископ. Средней Азии.— Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 10. Гостоптехиздат, 1956.

Беляевский Н. А. К геологии Каракорума.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1947а.

Беляевский Н. А. Основные черты стратиграфии Куньлуня.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1947б.

Беляевский Н. А. Мезокайнозойские отложения южных склонов Восточного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, т. 61, № 1, 1948а.

Беляевский Н. А. К орографии и геоморфологии горных областей Западного Куньлуня.— Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 80, вып. 3, 1948б.

Беляевский Н. А. Альпийская тектоника Западного Куньлуня.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1949.

Варенцов М. И., Ван Цзин-Бо, Рябухин Г. Е., Левенко А. И. О геологическом строении мезокайнозойских впадин Китая.— Тектоника Сибири, т. I, 1962.

Варенцов М. И., Кравченко К. Н. Тектонические особенности нефтегазоносных впадин Китая.— В кн. «Вопросы тектоники нефтегазоносных областей». Изд-во АН СССР, 1962.

Войтович В. С. История развития Джунгарского глубинного разлома.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1963.

Вонгаз Л. Б. К стратиграфии и вулканизму меловых и третичных отложений Тоюнской депрессии.— Матер. по региональной геологии. Тр. ВАГТ. Госгеол. техиздат, 1956.

Вялов О. С. Некоторые замечания по тектонике Западной Джунгарии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 28, № 5, 1953.

Вялов О. С. Пересечение Восточной Джунгарии.— Докл. АН СССР, т. 85, № 3, 1952.

Гапеева Г. М. Базальты Тоюна.— Зап. Минералог. об-ва, ч. 81, вып. 3, 1952.

Гедин С. В. В сердце Азии. Памир — Тибет — Восточный Туркестан. Путешествие 1893—1897 гг. СПб., 1899.

Гедин С. В. Тарим — Лобнор — Тибет. Путешествие в Центральную Азию 1899—1902 гг. СПб., 1907.

Зубцов Е. И. К условиям формирования Восточно-Ферганского каменно-угольного бассейна.— Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 10. Госгеолтехиздат, 1956.

Казьмин В. Г., Фараджев В. А. Тектоническое развитие Яркендского сектора Куньлуня.— Сов. геол., № 8, 1961.

Кравченко К. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Кучарского прогиба (Таримская межгорная область). Автореф. канд. дисс. МГУ, 1957.

Кравченко К. Н. О перспективах нефтегазоносности Тарской области.— Вестн. МГУ, сер. биол., почв., геол., географ., № 1, 1958.

Ли Пу, Чеп Ю-Чи, Гон Чжи и др. Об абсолютном возрасте горных пород Китайской Народной Республики.— Геохимия, № 7, 1960.

Ли Сы-Гуан. Геология Китая. ИЛ, 1952.

Обручев В. А. Пограничная Джунгария. 1940.

Обручев В. А. О некоторых основных вопросах геологии Центральной Азии.— Вопросы геологии Сибири, т. I, 1945.

Обручев В. А. Впадины Центральной Азии и их научные сокровища, ожидающие изучения.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.

Огнев В. Н. Структурно-формационные особенности угленосных толщ Восточно-Ферганского каменноугольного бассейна. Изд. Кирг. ФАН СССР, 1946.

Основы тектоники Китая. Госгеолтехиздат, 1962.

Пан Чжу-Сян, Рябухин Г. Е. Геологическое строение внутренних впадин Центральной Азии их нефтеносность.— Изв. вузов. Геология и разведка, № 7, 1961.

Региональная стратиграфия Китая. ИЛ, 1960.

Саидов М. И. Мезокайнозойские континентальные отложения Джунгарской впадины.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.
Синицин В. М. Структурно-орографическая схема Китайского Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 4, 1947.
Синицин В. М. Некоторые замечания к орографической систематике хребтов Центральной Азии.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1948а.
Синицин В. М. Строение и развитие Китайской платформы.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948б.
Синицин В. М. Восточный Тянь-Шань и Бейшань. Изд-во АН СССР, 1954а.
Синицин В. М. Ордос и Алашань. Географическое и геологическое описание. Изд-во АН СССР, 1954б.
Синицин В. М. Геологическая история Лобнорской низменности и озера Лобнор.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1954в.
Синицин В. М. Основные элементы геологической структуры Гоби.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 6, 1956а.
Синицин В. М. Заалтайская Гоби. Изд-во АН СССР, 1956б.
Синицин В. М. Западная часть Таримского бассейна. Изд-во АН СССР, 1957а.
Синицин В. М. Турфан-Хомийская впадина и Гошуньская Гоби. Изд-во АН СССР, 1957б.
Синицин В. М. Центральная Азия. 1959.
Синицин В. М. Палеогеография Азии. Изд. АН СССР, 1962.
Синицин Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд. Лен. ун-та, 1960,
Сян Дин-Пу. Краткий очерк геологии Джунгарского бассейна.— Дичжи сюэбао 38, № 4, 1958.
Тектоника Евразии. Под ред. А. Л. Яншина, 1966.
Тектоническая карта Китая. Под ред. Чжан Вэнь-ю. Изд. АН КНР, 1959.
Туаев Н. П. Нижний мел Пограничной Джунгарии.— Докл. АН СССР, т. 100, № 3.
Фараджев В. А. Основные черты тектоники Аксу-Кашгарского района Южного Тянь-Шаня (КНР).— Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 5—6, 1958.
Хуан Бо-цинь (Хуан Цзи-цинь). Основные черты тектонического строения Китая. Пер. с англ. ИЛ, 1952.
Хуан Цзи-цинь. Основные черты тектонического строения Китая (Предварительные выводы).— Сов. геол., № 9, 1961.
Чу Чжи-вай. Юрские и меловые отложения Китая.— Acta Geol. Chinica, 4, № 4, 1960.
Юань Фу-ли. Геология Восточной Джунгарии.— Acta Geol. Chinica, 36, № 2, 1956.

Н. П. БАШАРИНА

ЮРСКИЕ ГРАБЕНЫ И ПРОГИБЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Юрские образования Алтае-Саянской складчатой области имеют ограниченное распространение, выполняя отдельные разобщенные между собой впадины, различные по морфологии и истории развития.

По своему структурному положению, взаимоотношению со складчатым палеозойским фундаментом, составу выполняющих образований и их мощности эти впадины четко подразделяются на два типа.

Первый тип — мульдообразные впадины, занимающие значительные пространства и имеющие форму, близкую к изометричной. Они приурочены к Кузнецкому, Минусинскому и Центрально-Тувинскому средне-позднепалеозойским орогенным прогибам и наследуют как их остаточные структурные формы, так и знаки движения.

Второй тип — впадины, приуроченные к зонам долгоживущих глубинных разломов (Главного Восточно-Саянского, Кузнецко-Алтайского и оперяющих их разрывов). Они представляют собой узкие односторонние или двусторонние грабены согласного с ограничивающими их разломами простирания (Желсайский, Казаныкский, Сайгонышский, Каргинский и др.).

ЮРСКИЕ ВПАДИНЫ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

Наиболее значительные поля распространения юрских отложений приурочены к средне-позднепалеозойскому Тувинскому прогибу*.

Юрские породы слагают крупную Улугхемскую впадину и небольшие мульдообразные впадины и прогибы, расположенные к юго-западу и западу от нее (Инитальская, Онкажинская, Актальская, Аргузунская). Поля юрских отложений территориально разобщены, но генетически связаны между собой (рис. 1). Часто они объединяются под названием Центрально-Тувинского, или Улугхемского, каменноугольного бассейна.

За пределами Тувинского межгорного прогиба на его раннекаледонском обрамлении располагаются Чаданская и Серлигхемская впадины.

В современном эрозионном срезе юрские отложения Улугхемского бассейна охватывают площадь около 2500 кв. км. Геологическое строение и состав слагающих его толщ изучены довольно детально и отражены в работах А. Л. Лосева (1954, 1955а, 1955б, 1964, 1966), В. С. Быкадорова и др. (1964), В. А. Вехова и др. (1957), В. П. Владимирович и Ю. В. Теслен-

* Мезозойские впадины, приуроченные к Кузнецкому и Минусинскому прогибам, имеют идентичное строение и состав выполняющих их образований и в статье не рассматриваются.

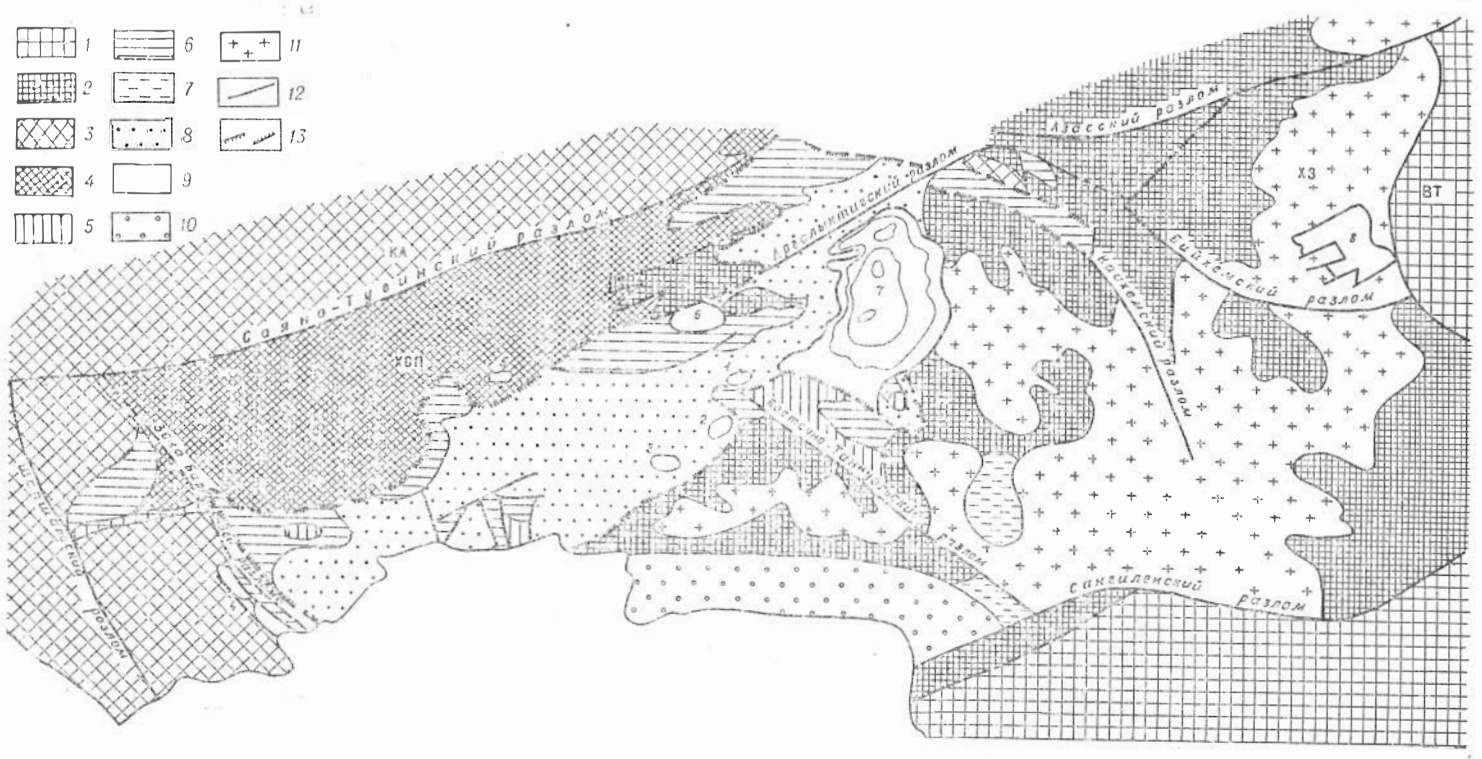


Рис. 1. Тектоническая схема Тувинского прогиба и его обрамления (по А. Л. Лосеву, 1970 г.).

Складчатые структуры: 1 — байкальские, 2 — салаирские, 3 — каледонские; 4 — основание Хемчикско-Систигхемского внешнего геосинклинального прогиба; структурные ярусы: 5 — силурийский, 6 — нижне-среднедевонский, 7 — среднедевонский, 8 — средне-верхнедевонский — верхнепалеозойский; 9 — юрские образования; 10 — кайнозойские образования; 11 — гранитоиды Таннуольского комплекса; 12 — глубинные разломы; 13 — границы средне-верхнепалеозойского Тувинского прогиба. ВТ — Восточно-Таннуольский массив, ХЗ — Харальская зона, КА — Куртушибинский антиклинорий. ХСП — Хемчикско-Систигхемский внешний геосинклинальный прогиб. Впадины: 1 — Онкаимская, 2 — Актальская, 3 — Верхнеэлегестская, 4 — Каргинская, 5 — Чаданская, 6 — Инитальская, 7 — Улугхемская, 8 — Серлигхемская.

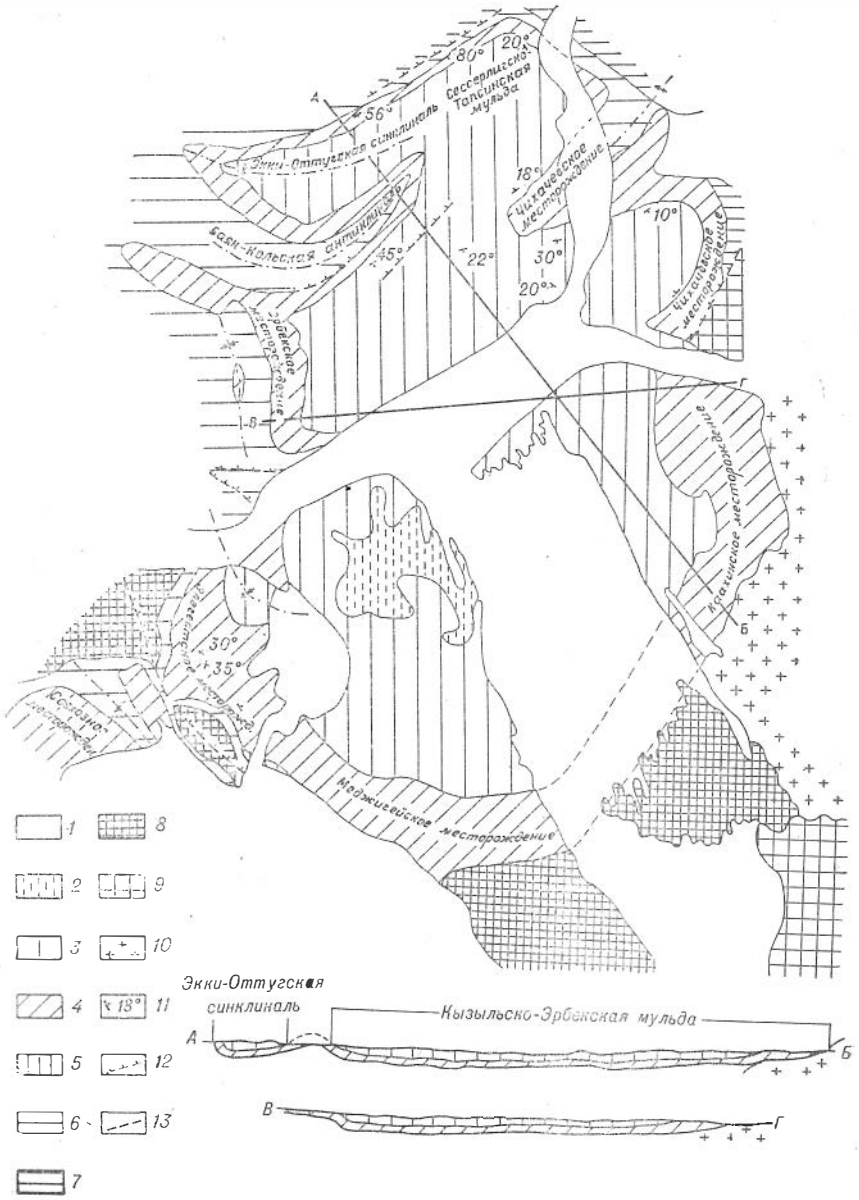


Рис. 2. Схема геологического строения Улугхемской впадины (по А. Л. Лосеву, 1970 г.).

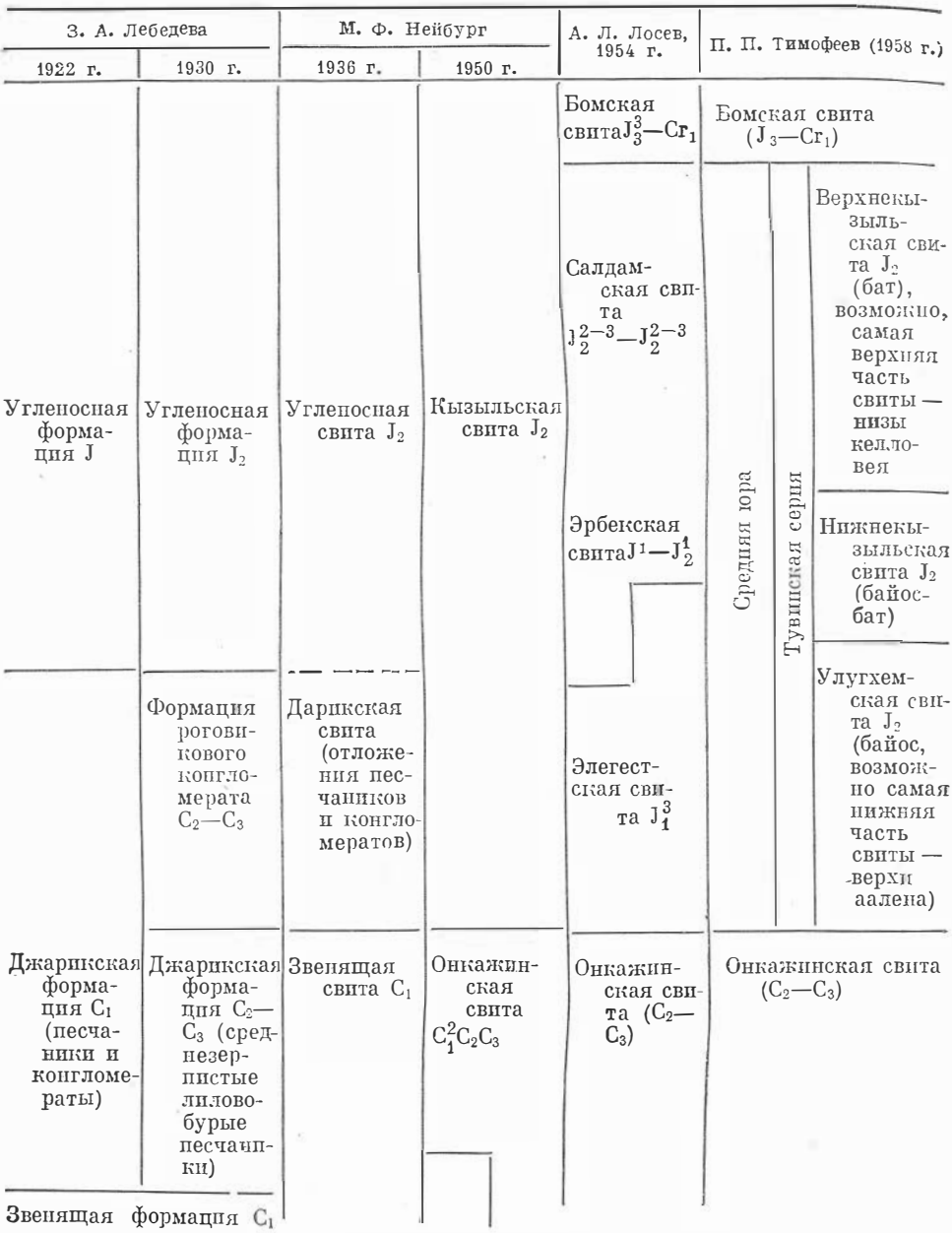
1 — четвертичные образования; юрские отложения, свиты: 2 — бомская, 3 — салдамская, 4 — эрбекская, 5 — элегестская; палеозойские образования: 6 — нижнекаменноугольные, 7 — верхнедевонские, 8 — среднедевонские, 9 — кембрийские; 10 — гранитоиды Таннуольского комплекса; 11 — элементы залегания; 12 — разрывы; 13 — предполагаемые границы коренных отложений под наносами.

ко (1969), Г. В. Пинуса и др. (1951), Ю. В. Тесленко и Н. К. Могучевой (1966), П. П. Тимофеева (1953а, 1953б, 1958, 1964) и многих других геологов.

По этим материалам выделяется ряд каменноугольных месторождений (Эрбекское, Чихачевское, Каахемское, Меджигейское, Совхозное и Элегестское), располагающихся в основном по периферии бассейна (рис. 2).

Юрские отложения расчленялись различными исследователями поразному (см. таблицу). Нами принимается схема стратиграфии, разрабо-

Расчленение юрских отложений Тувинского межгорного прогиба



танная А. Л. Лосевым (1954, 1970 г.) и основанная на новейших определениях флористических остатков (Владимирович, Тесленко, 1969; Тесленко, 1967; и др.). По этой схеме снизу вверх выделяются элегестская нижнеюрская, эрбекская и салдамская среднеюрские и бомская верхнеюрская-нижнемеловая (?) свиты.

Улугхемская впадина

Впадина имеет сглаженные очертания и продолговатую вытянутую в меридиональном направлении форму. Выполняющие ее юрские породы выходят на поверхность в основном по ее периферии, в бортах долины

р. Верхний Енисей, и вскрыты скважинами в центральных частях.

Залегающая в основании юрского разреза элегестская свита имеет изменчивый литологический состав. На юге Улугхемской впадины и в Меджигейском месторождении она залегает без видимого углового несогласия на размытой поверхности нижнекаменноугольных образований и подразделяется на две пачки — нижнюю алевролитовую и верхнюю гравелитовую. Первая из них сложена светло-серыми алевролитами, чередующимися с прослоями темно-серых разнозернистых, порой косослоистых песчаников. Гравелитовая пачка сложена мелко- и среднегравийными светло-серыми конгломератами с прослоями и линзами (до 2 м) мелкогалечного конгломерата в нижних частях пачки.

В этих разрезах мощность свиты достигает 120 м. В восточном направлении мощность алевролитовой пачки увеличивается с 15 до 45 м, а гравелитовой — уменьшается от 60 до 20 м (Лосев, 1970 г.).

На Каахемском месторождении элегестская свита сложена песчаниками с линзами конгломератов в основании и маломощными прослоями аргиллитов и алевролитов в верхах разреза, к которому приурочены пласты угля с основным пластом Улуг (до 8,25 м). Мощность свиты 255 м (Тимофеев, 1964).

В Экки-Оттугской синклинали в разрезе свиты преобладают грубообломочные разности — конгломераты, гравелиты и в подчиненном количестве песчаники. Мощность свиты здесь до 270 м. На Чихачевском месторождении, вероятно, нижняя (элегестская) свита отсутствует (Тимофеев, 1964).

В Онкажинской впадине элегестская свита со слабым угловым несогласием залегает на образованиях среднего-верхнего карбона и представлена снизу вверх конгломератами (на севере — 1,0 м, на востоке — до 30 м), грубозернистыми песчаниками с косой слоистостью (45 м), алевролитами и аргиллитами (30 м) с пластом угля рабочей мощности и несколькими пропластками углистых аргиллитов. Верхние части разреза свиты сложены песчаниками с горизонтом конгломератов. Мощность свиты около 200—300 (?) м.

Возраст элегестской свиты на основании многочисленных определений остатков флоры позднелейасовый (Лосев, 1970 г.).

Эрбекская свита выходит на поверхность в краевых частях Улугхемской впадины и на сводах осложняющих ее антиклиналей. Она выделяется также в Онкажинской, Актальской и других впадинах. Залегает свита на размытой поверхности элегестской свиты, на породах нижнего карбона (большая часть периферии Улугхемской впадины), среднего девона (южное крыло впадины) и раннекаледонских гранитах (Каахемское месторождение).

В основании эрбекской свиты залегают желто-серые базальные конгломераты (мощностью от 10 до 30 м), сменяющиеся вверх по разрезу серыми косослоистыми песчаниками, алевролитами и углистыми аргиллитами. Приблизительно в средней части разреза содержится несколько пластов угля. Строение свиты ритмичное с постепенным переходом от грубообломочных отложений к тонкообломочным. Наибольшая мощность ее (585 м) устанавливается на северо-западе Улугхемской впадины (пос. Эккиат-Туг). К юго-востоку мощность постепенно уменьшается до 550 м (Каахемское месторождение). Наименьшая мощность (270 м) устанавливается на северной окраине впадины (Сессерлигско-Тапсинская мульда).

Идентичный состав и близкую мощность (до 470 м) имеет эрбекская свита и в других более мелких впадинах Тувинского прогиба. По растительным остаткам Ю. В. Тесленко возраст свиты определяет началом средней юры (Лосев, 1970 г.).

Салдамская свита согласно перекрывает эрбекскую и распространена в основном в центральных частях синклинальных структур Улугхемской

и Инитальской впадин. Свита сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углями и кремнисто-мергелистыми известняками. Наибольшая мощность ее 744 м. Возраст по остаткам флоры и пресноводной фауны определяется поздним байосом — ранним батом (Мартинсон, 1961; Лосев, 1970 г.).

Бомская свита известна только в Улугхемской впадине. Она с размывом залегает на салдамской и представлена конгломератами (18 м), гравелитами, песчаниками (160 м) и чередованием алевролитов с песчаниками; угли отсутствуют. Мощность ее до 315 м. Палеонтологическими остатками свита не охарактеризована, и ее возраст принимается условно как поздняя юра — ранний мел (Лосев, 1955б; Тимофеев, 1964). К. В. Боголепов (1967), исходя из общих палеогеографических построений, считает, что ее формирование не выходит за пределы поздней юры.

Современные контуры юрских отложений, приуроченных к отрицательным структурам среднего и верхнего палеозоя, идентичный литологический состав юрских пород, включающих пласты углей, прослеживающиеся в разных впадинах на близких стратиграфических уровнях, и многие другие признаки дают возможность говорить о существовании в Тувинском прогибе единого бассейна осадконакопления. Границы этого бассейна проводятся исследователями по-разному. П. П. Тимофеев (1964) предполагает, что ось юрского бассейна совпадала с осью Тувинского прогиба. Он пишет: «...Прогиб в значительной мере унаследовал тектонический план и своеобразное строение средне-верхнепалеозойского межгорного синклинального прогиба. Его границы на северо-западе и юге в какой-то мере контролировались глубинными разломами, за пределами которых юрских осадков и углей не отлагалось. На юго-западе граница находилась за пределами Тувы, а на северо-востоке, востоке и юго-востоке мезозойский прогиб включал западную часть Восточно-Тувинского нагорья, в том числе район Серлигхемского месторождения» (Тимофеев, 1964, стр. 46). Г. М. Волонтэй (1962) ограничивает распространение юрского бассейна осадконакопления центральной (Улугхемской) и юго-западной (Хемчикско-Убсунурской) частями Тувинского прогиба и предполагает, что северо-восточная часть Тувинского прогиба не была вовлечена в прогибание. К. В. Боголепов (1967), принимая точку зрения Г. М. Волонтэя, считает, что «...вне зависимости от трактовки границ юрского бассейна структурным ограничением мезозойского межгорного прогиба являлись зоны Саяно-Тувинского и Убсунур-Бийхемского глубинных разломов восток-северо-восточного простирания...» (Боголепов, 1967, стр. 233).

В результате современного эрозионного среза юрские образования сохранились в обособленных друг от друга впадинах. Наибольшая из них — Улугхемская, имея общую брахисинклинальную структуру, вследствие неравномерного погружения блоков фундамента осложнена конседиментационными штамповыми складками.

Оси складок ориентированы в северных частях впадины параллельно ограничивающему ее субширотному Саяно-Тувинскому разлому, на юге впадины — параллельно северозападному Восточно-Таннуольскому разлому (см. рис. 2).

В краевых частях Улугхемской впадины в ядрах антиклинальных складок иногда выходят породы нижнего карбона (Совхозная, Баян-Кольская, Чихачевская антиклинали) и среднего девона (Кочетовская антиклиналь). Строение складок асимметричное с падением крутых крыльев к центру впадины под углом 60—85°.

Синклинальное строение имеют и все другие юрские впадины. Одни из них осложнены линейными складками более высоких порядков (Онкажинская), другие — брахискладками (Актальская). В юго-восточных частях впадин углы падения слоев круче (до 85°), чем в северо-западных (20°).

ЮРСКИЕ ГРАБЕНЫ СКЛАДЧАТОГО ОГРАНИЧЕНИЯ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

Чаданская впадина

Впадина расположена в обрамлении Тувинского прогиба, и ее фундаментом служат каледонские структуры Хемчикско-Систигхемского внешнего геосинклинального прогиба. Площадь распространения юрских отложений всего 7 км². Они залегают с угловым несогласием на нижнесилурийских терригенных и карбонатных образованиях (Лосев, 1970 г.). Породы Чаданской впадины П. П. Тимофеев (1964) относил к среднеюрской улугхемской свите. Позднее А. Л. Лосевым (1970 г.) с некоторой долей условности установлен их лейасовый возраст, и они отнесены к элегестской свите.

Разрез элегестской свиты начинается здесь мелкогалечными гравелитами и песчаниками (20—25 м), сменяющимися вверх по разрезу алевролитами, углистыми аргиллитами с пластом угля мощностью 1—2 м на юге и юго-востоке впадины и до 13 м на севере (Тимофеев, 1964). Верхняя часть свиты представлена чередующимися пластами алевролитов, песчаников, аргиллитов и прослоями известняков. Венчается разрез свиты углистыми аргиллитами с прослоями глинистого угля. Мощность свиты 135 м.

В центральной части впадины на элегестской свите залегает маломощная пачка чередующихся мелкозернистых песчаников, аргиллитов и алевролитов, условно относимых П. П. Тимофеевым (1964) к средней юре.

По данным А. Л. Лосева (1970 г.), которые, однако, оспариваются рядом геологов Тувинской экспедиции КГУ (устное сообщение В. Г. Тюлькина), угленосные породы юры в центральной и прибортовых частях грабена прорваны небольшими (до 10 м) штоками кварцевых порфиров и порфиритов. Однако независимо от наблюдений А. Л. Лосева В. И. Теодоровичем (1953) обнаружены следы гидротермальной деятельности, выразившиеся в гематитизации и эпидотизации юрских пород. В. И. Копорулин (1959) в связи с установленным сильным окварцеванием и серицитизацией юрских пород в отдельных зонах, учитывая данные В. И. Теодоровича и А. Л. Лосева, предположил присутствие здесь не вскрытых эрозией гипабиссальных послесреднеюрских интрузий, апофизами которых могут быть тела кварцевых порфиров и порфиритов.

В современном структурном плане Чаданская впадина представляет собой односторонний грабен изометричной формы, ограниченный с севера субширотным разломом. Близ разлома юрские образования имеют наибольшую мощность. По западным, южным и восточным окраинам слои наклонены к центру впадины под углом 4—8°.

Серлигхемская впадина

Впадина расположена на востоке Тувы и тяготеет к зоне крупного субмеридионального разлома, по которому сочленены Харальский раннекаледонский и Восточнотувинский байкальский складчатые комплексы. Юрские отложения залегают на размытой поверхности палеозойских гранитоидов. Эти породы выделяются в серлигхемскую свиту, состоящую из нижней и верхней подсвит (Лосев, 1966).

Нижняя подсвита сложена разногалечными конгломератами темно-бурого цвета с тонкими прослоями и линзами разнозернистых песчаников. Ее мощность в западной части впадины 500 м, в восточной — 700 м.

Верхняя подсвита распространена локально и сложена грубозернистыми песчаниками с мелкогалечными конгломератами и тонкими пропластками углей. Мощность ее 650 м. Отложения палеонтологически не

охарактеризованы и условно отнесены к юре по сходству литологического состава (Лосев, 1966, 1970 г.; Тимофеев, 1964; и др.).

В современном структурном плане Серлигхемская впадина представляет собой сложный грабен, наложенный на раннекаледонский фундамент. С востока и юга он ограничен региональными разломами. От последних отходит сеть оперяющих разрывов, которые рассекают юрские образования, осложняя их внутреннюю структуру. С юга к центру грабена вклинивается ряд блоков фундамента, сложенных палеозойскими гранитоидами (см. рис. 1).

Пликативные нарушения Серлигхемской впадины выражены пологими складками, часто флексурами, с крутыми падениями слоев близ разломов. По рассекающим юрские слои разрывам отдельные блоки грабена смещены друг относительно друга на расстояние 250—300 м (Волонтэй, 1962).

Структура Серлигхемской впадины и стратиграфия выполняющих ее отложений почти не изучены.

Резюмируя краткое описание юрских впадин Тувинского прогиба и его ограничений, можно заметить следующее.

Юрские породы в большинстве случаев тяготеют к наиболее погруженным частям Тувинского прогиба, выполненным каменноугольными или верхнедевонскими отложениями. Взаимоотношения юрских образований в этих впадинах с средним-верхним палеозоем в большинстве случаев согласные. Отмеченные местами угловые несогласия измеряются долями и единицами градусов и могут быть объяснены предъюрской эрозией. Отсутствие складчатости и значительных размывов в период между карбоном и юрой свидетельствует о спокойном тектоническом режиме прогиба. Совместное смятие юрских, каменноугольных, а местами и девонских слоев в Улугхемском бассейне говорит о послеюрской тектонической активизации (Чудинов, 1968). Эти данные позволяют рассматривать юрские впадины Тувинского прогиба как унаследованные. Отложения, расположенные в настоящее время в разобщенных впадинах, имеют идентичный литологический состав и возрастные интервалы осадконакопления и хорошо коррелируют друг с другом. Вероятно, они образовались в едином седиментационном бассейне. Исключение составляет наложенная Серлигхемская впадина, расположенная далеко на востоке и существенно отличающаяся литологическим составом юрских пород.

Кварцевые порфиры и порфириты Чаданской впадины не имеют аналогов среди кайнозойских магматических пород (базальты) и, вероятно, образовались в послесреднеюрское, но докайнозойское время.

ЮРСКИЕ ГРАБЕНЫ АЛТАЕ-КУЗНЕЦКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ

Крупнейшая Алтае-Кузнецкая зона разломов протягивается от Кузнецкого Алатау и Горной Шории до Монгольского Алтая. На северо-западе Алтае-Саянской области она имеет простирание, близкое к меридиональному. Продолжаясь на юг, она дугообразно огибает Западно-Саянский синклинорий и далее уходит на юго-восток в Монголию. К зоне разломов приурочена система узких линейно вытянутых грабенов, выполненных юрскими отложениями.

Казаныкский и Желсайский грабены

Казаныкский и Желсайский грабены расположены в центральной части Горной Шории. Они приурочены к крупной Ташелгино-Кондомской зоне разломов, входящей в Алтае-Кузнецкую систему разрывных

нарушений. Эта зона состоит из отдельных разрывов, образующих в плане сложный рисунок, напоминающий структуру «конского хвоста» (рис. 3). Между разрывами расположены узкие линейно вытянутые клинообразные блоки, сложенные палеозойскими образованиями. Оба грабена расположены кулисообразно относительно друг друга, ориентированы в меридиональном направлении и имеют длину соответственно 11 и 15 км при ширине от 1,5 до 2,0 км. Казаныкский грабен удален от Желсайского на 7 км и отделен от него выступом фундамента, сложенного девонскими и кембрийскими образованиями. Оба грабена изучены слабо. Выполняющие их юрские отложения почти повсеместно перекрыты четвертичными мощностью до 10 м и более. На дневную поверхность, по наблюдениям автора, они выходят лишь в высыпках в бортах долины р. Тузас и в небольших коренных выходах близ ограничивающих Казаныкский грабен разломов. Несколько лучше изучено геологическое строение Казаныкского грабена, описанного Ю. Г. Щербаковым и др. (1959 г.) и В. А. Кузнецовым и др. 1961 г.). Данные этих авторов наряду с собственными наблюдениями используются ниже.

Нижняя юра с угловым несогласием залегает на среднедевонских и нижнекембрийских образованиях. Внизу они представлены разногалечными конгломератами, состоящими из слабо окатанных, часто угловатых галек девонских и кембрийских пород, слагающих соседние с грабеном блоки. Цемент конгломератов песчанистый того же состава. Выше по разрезу залегают полимиктовые темно-серые и буровато-серые разнозернистые песчаники с прослоями конгломератов, алевролитов, аргиллитов и гравелитов. Наименьшим распространением пользуются углистые аргиллиты и маломощные (до первых десятков сантиметров) прослои и линзы бурых углей. Мощность толщи в северной части грабена 100 м, в южной увеличивается до 300 м. По данным спорово-пыльцевого анализа устанавливается раннелейасовый возраст отложений (Щербаков и др., 1959).

Б. Н. Лапиным (Дмитриев и др., 1963) выявлено, что в правом борту долины р. Тузас, в 1 км восточнее одноименного поселка, нижнеюрские слои прорваны дайкой оливиновых долеритов мощностью 50—60 м и протяженностью до 1 км. На контактах дайки с нижнеюрскими песчаниками имеют место гидротермальные проявления, выраженные кварцево-альбитофировыми и карбонатно-баритовыми жилками (2—5 см). Юрские породы значительно доломитизированы и баритизированы, и на них наложена золото-киноварь-флюоритовая минерализация. В том же районе П. А. Пономаревым (Дмитриев и др., 1963) в 18 км от с. Тисуль, у фермы Байла, описаны дайки порфиритов, прорывающие юрские угленосные отложения.

Эти наблюдения, а также данные абсолютного возраста слюд и полевых шпатов из пегматитов Прителецкого района Алтая (170—189 млн. лет) позволили А. Н. Дмитриеву и др. (1963) предположить, что отдельные рудопроявления Алтае-Кузнецкой зоны разломов связаны «с активной тектонической (возможно, магматической) деятельностью» послеварисского (вероятно, юрского) времени.

Структура выполняющих грабен лейасовых пород в деталях не расшифрована. Однако установлено, что на отдельных участках, особенно в центральных частях грабенов, юрские слои залегают горизонтально. В приразломных же зонах углы падения слоев до 40—50°.

Таким образом, складчатые деформации юрских слоев, по-видимому, обусловлены разрывной тектоникой. Исходя из этого, а также учитывая приуроченность к разрывным нарушениям послераннеюрских магмо- и рудопроявлений, можно сделать вывод о том, что Ташелгино-Кондомская зона раннепалеозойских разломов была активизирована не только в юре, но и позднее.

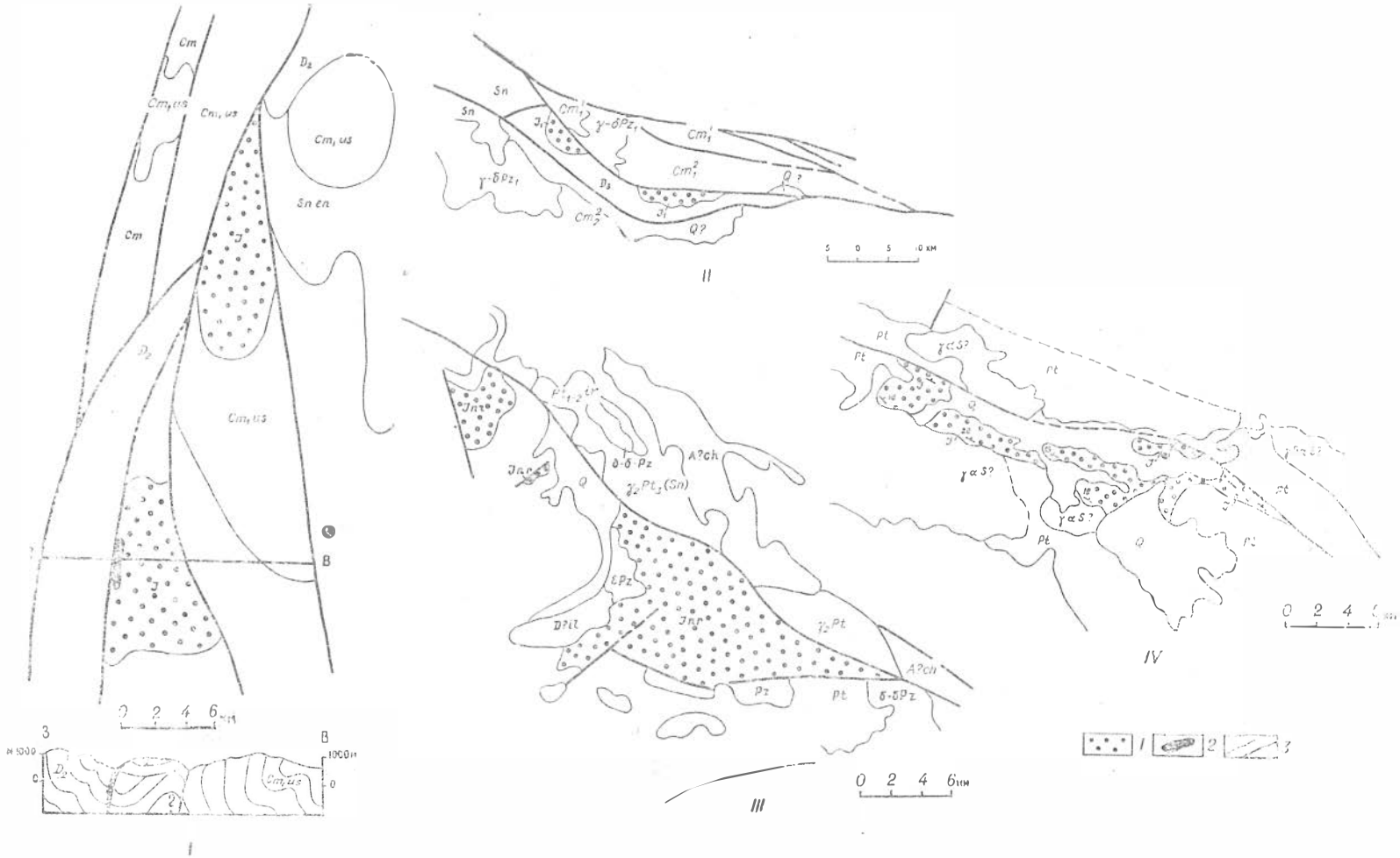


Рис. 3. Юрские грабены Алтае-Саянской складчатой области.

I — Желсайский и Казанакский; II — Казыр-Кизирский; III — группа Окинских грабенов; IV — Сайгонышский. *1 — юрские осадочные формации; 2 — оливиновые долериты; 3 — разрывные нарушения.*

Сайгонышский грабен

Грабен расположен в зоне сопряжения Ташелгино-Кондомской и Шапшальской зон глубинных разломов, на стыке Алтайской и Западно-Саянской структурно-фациальных зон.

Грабен протягивается в з.-с.-з. направлении на 30 км при ширине до 6 км и ограничен с севера протяженным разломом, по которому юрские отложения соприкасаются с протерозойскими образованиями Шапшальского хребта (рис. 3). Породы, выполняющие грабен, впервые были описаны В. П. Нехорошевым (1932а, 1932б) и отнесены к верхнему палеозою. Впоследствии по остаткам флоры их возраст был определен юрским (Колесников и др., 1963 г.).

У юго-западного борта Сайгонышского грабена юра с резким угловым несогласием залегает на зеленоцветных кварцево-хлоритовых, кварцево-хлорит-серицитовых сланцах и гнейсах протерозоя и на силурийских (?) гранитах Чульчинского массива.

В низах разреза они представлены слоем базальных конгломератов желто-серого цвета, галька которых состоит из обломков биотитовых гранитов, мелкозернистых зеленоцветных песчаников и кремнистых пород. Цемент конгломератов песчаниковый аркозового состава с включениями листочков биотита и мусковита.

Выше по разрезу конгломераты сменяются переслаиванием гравелитов, песчаников, конгломератов, алевролитов и маломощных прослоев и линз (от 3 до 1,2 м) углистых аргиллитов. Преобладают слои разнозернистых полимиктовых песчаников (мощностью от 0,5 до 50 м). Они имеют лиловый, бурый, темно-серый до черного цвет и содержат растительные остатки. Общая мощность отложений 600—700 м.

Разлом, ограничивающий с севера односторонний Сайгонышский грабен, носит характер взброса или крутого надвига с наклоном поверхности сместителя на север и северо-восток. Юрские слои, полого залегающие в юго-западной части грабена (10—20°), близ разлома приобретают более крутое (до 40—50°) падение. Наблюдаются разрывы, расположенные нормально к главному разлому, с небольшими (до первых десятков метров) амплитудами смещения. Разрывы не затрагивают широко развитых здесь четвертичных образований.

Каргинский грабен

Грабен расположен к юго-востоку от Сайгонышского, на границе Тувинской и Алтайской складчатых зон, разграниченных системой разломов северо-западного простирания. Каргинский разлом и западная ветвь Талайлыкского разлома отграничивают Каргинский грабен с северо-востока от складчатых структур Хемчикско-Систигхемского прогиба. С юго-запада по Мугураксинскому разлому юра Каргинского грабена контактирует с кембрийскими и ордовикскими образованиями Алтайской структурно-фациальной зоны (Башарина и др., 1970а). Каргинский грабен имеет северо-западное простирание и протягивается на 70 км при ширине до 5 км.

Юрские отложения, выполняющие грабен, выходят на поверхность в виде узкой полосы, местами перекрытой четвертичными образованиями (рис. 4). Представлены они весьма не выдержанными по составу грубо- и тонкообломочными толщами. Нижние горизонты разреза наблюдаются только в бассейне рч. Оруктуг-Тытыгхем, где базальные конгломераты нижней юры залегают на эрозионной поверхности габброидов Торгалыкского комплекса девона.

Сложная тектоническая структура грабена, отсутствие четких литологических различий между отдельными частями разреза и однотипный характер содержащихся в них остатков флоры затрудняют их расчленение и корреляцию. Г. П. Александровым и Ю. С. Гуляевым (1966 г.) юра Каргинского грабена расчленена (снизу вверх) на три свиты — куведаванскую сероцветную, тытыгхемскую красноцветную и кадырорукскую сероцветную. Однако автором при детальных исследованиях обнаружено, что выделенные три свиты описаны в разных тектонических блоках. Разрезов с последовательной сменой свит не обнаружено. Выяснено также, что

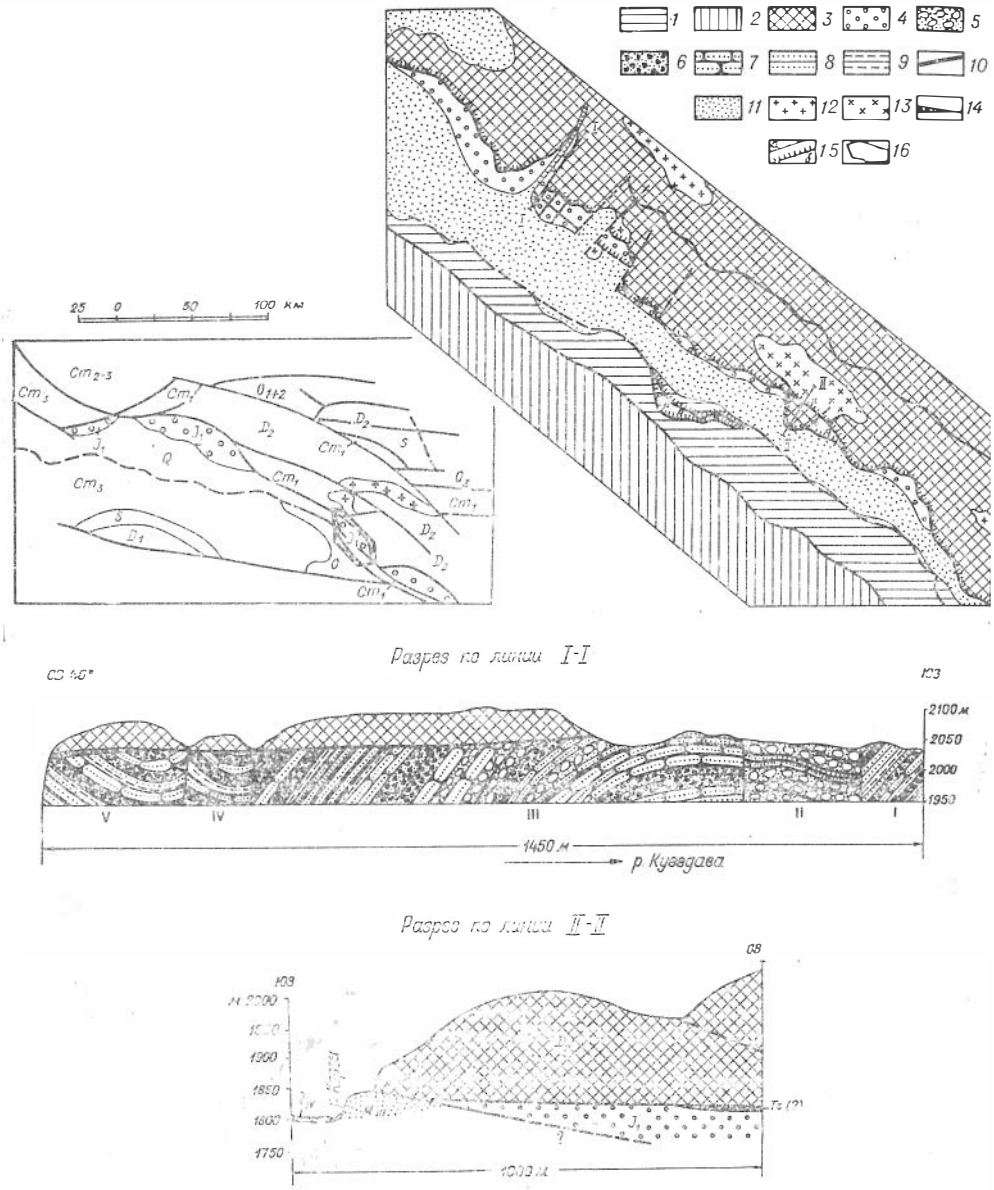


Рис. 4. Тектоническая схема района Каргинского грабена (сост. Н.П. Башарина с учетом материалов В. Д. Широкушкина, В. Г. Тюлькина, Г. П. Александрова, 1966 г.).

Справа — участок грабена, показанный на схеме контуром (увел. в 25 раз). 1 — кембрий, 2 — ордовик; 3 — девон; 4 — юра; 5 — конгломераты; 6 — гравелиты; 7 — песчаники; 8 — алевролиты; 9 — аргиллиты; 10 — углистые породы; 11 — четвертичные образования. Девонские интрузивные комплексы: 12 — Сютхольский, 13 — Торгалыкский, 14 — зоны дробления и милонитизации; 15 — разрывные нарушения: а — сброс; б — надвиги; 16 — границы увеличенного участка. I, II, III, IV, V — тектонические блоки в юрских слоях на разрезе.

наиболее характерным признаком отложений является преобладание грубообломочного материала и красно-бурой окраски в нижней части разреза и наиболее тонкообломочных разностей и серой окраски пород в верхней части (Башарина, 1968).

Учитывая эти особенности, представляется возможным расчленить отложения Каргинского грабена на две толщи — нижнюю буроцветную конгломератовую и верхнюю сероцветную конгломератово-песчаниковую, содержащую углистые алевролиты и аргиллиты.

Буроцветная конгломератовая толща в бассейне рч. Оруктуг-Тытыгхем (приблизительно в центральной части грабена) залегает на эрозионной поверхности девонских габброидов. Сверху вниз она представлена следующим разрезом.

1. Сиреневато-бурые и зеленоватые неравномерногалечные конгломераты с красноцветным и бурым, местами ожелезненным цементом. Галька конгломератов состоит из девонских осадочно-эффузивных и интрузивных пород — 150 м.

2. Бурые и лиловые неравномерногалечные конгломераты, слабо переслаивающиеся с бурыми и красноцветными полимиктовыми песчаниками — 115 м.

3. Бурые и лиловые неравномерногалечные конгломераты, плохо сортированные, с прослоями и линзами красноцветных конгломератов, гравелитов и песчаников — 170 м.

4. Серо-бурые и лиловые валунные конгломераты с прослоями гравелитов и песчаников — 116 м.

5. Вишнево-красные мелковалунные конгломераты с прослоями разнозернистых темно-вишневых полимиктовых песчаников — 123 м.

6. Красно-бурые и коричневые крупногалечные конгломераты, вишневые гравелиты, неравномернозернистые песчаники — 100 м.

7. Темно-серые углистые песчаники и алевролиты с многочисленными остатками флоры — 33 м.

8. Серые мелко- и крупногалечные конгломераты со значительным количеством обломков кембрийских хлоритовых сланцев. Переслаивание красноцветных и бурых разногалечных конгломератов, углистых песчаников, алевролитов и аргиллитов — 290 м.

9. Серо-зеленые массивные мелкогалечные конгломераты — 85 м.

10. Серо-зеленые среднегалечные конгломераты с редкими прослоями зеленоватых крупнозернистых песчаников — 85 м.

Замеренная мощность толщи 1270 м.

Граница между нижней и верхней толщами проводится по смене бурых, красных и зеленоватых тонов серыми и темно-серыми и по появляющимся в верхней толще в значительном количестве углистым аргиллитам и алевролитам.

Сероцветная конгломератово-песчаниковая толща согласно залегает на нижележащей и сложена снизу вверх следующими образованиями.

1. Серые и темно-серые полимиктовые углистые песчаники, мелкогалечные серые конгломераты и гравелиты — 121 м.

2. Темно-серые полимиктовые песчаники с прослоями углистых аргиллитов с остатками флоры — 200 м.

3. Темно-серые до черных мелко- и среднезернистые песчаники и углистые аргиллиты с остатками флоры — 54 м.

4. Серые мелкогалечные конгломераты, переслаивающиеся с углистыми песчаниками, гравелитами и аргиллитами — 232 м.

5. Серые грубо- и среднезернистые песчаники, гравелиты, конгломераты, углистые алевролиты с остатками флоры — 171 м.

6. Серые мелкозернистые песчаники, тонкоплитчатые углистые алевролиты с остатками флоры и мелкими пропласточками и линзочками (до первых сантиметров) угля — 190 м.

Общая мощность толщи около 1260 м.

Максимальная видимая мощность нижней юры в центральной части грабена около 1530 м. В западной части грабена нижняя и верхняя толщи соответствуют тытыгхемской (890 м) и кадырорукской (1381 м) свитам, выделенным В. Д. Широкушкиным и В. Г. Тюлькиным (1965 г.). В восточной части грабена на поверхность выходят только верхняя часть разреза нижней (600 м) и нижняя часть разреза верхней (320 м) толщ. Верхняя толща, очевидно, частично срезана Каргинским надвигом, по которому на верхнюю конгломератово-песчаниковую толщу надвинуты девонские породы.

Остатки флоры, по определениям Ю. В. Тесленко (1968 г.), характерны для нижних горизонтов лейаса.

Юрские слои слагают наклоненную к северо-востоку моноклиналь. Она осложнена системой мелких поперечных складок, субнормальных к ограничивающим грабен Каргинскому и Мугураксинскому разломам. Углы наклона слоев 25—40° на востоке грабена и 50—60° на западе. По Каргинскому разлому юрские породы сопряжены с породами девона в восточной части грабена и девона и кембрия — в западной.

В плане Каргинский разлом имеет извилистые очертания, зависящие от волнистой поверхности сместителя. Близ него юрские породы залегают в большинстве случаев субпараллельно плоскости сместителя. В восточной части грабена от Каргинского разлома ответвляется система разрывов, ориентированных в юго-западном направлении. Смещения по разрывам привели к чередованию небольших (50 × 60—80 м) блоков сильно перемятых юрских отложений с блоками, сложенными девоном. В целом здесь вырисовывается сложная «клавишная» структура.

В западной части грабена слои юрских пород наклонены на северо-запад, север и северо-восток. Поперечная складчатость развита здесь слабее. Исключение составляет зона дробления на водоразделе р. Оруктуг-Тытыгхем, где юрские образования смяты в мелкие складки различного простирания и нарушены серией сближенных друг с другом трещин с почти вертикальным смещением по ним. В отличие от восточной части впадины здесь отсутствует «клавишная» структура. Вместе с тем Каргинский разлом разделяется на две ветви, вновь соединяющиеся у западного замыкания грабена. Северная ветвь отграничивает юрские слои от палеозойских, а южная, названная нами Оюкхемским разломом, разделяет поле юры на два узких (15 × 1 км) блока. Зоны милонитизации и катаклаза вдоль обеих ветвей разлома отсутствуют, но как в палеозойских, так и в юрских породах хорошо выражены зеркала скольжения.

В целом Каргинский разлом имеет сложное строение. Если на востоке грабена он может рассматриваться как надвиг, то на западе это взброс с падением сместителя до 80°.

Мугураксинский разлом, ограничивающий Каргинский грабен с юго-запада, в центральной и западной частях последнего перекрыт четвертичными образованиями. В восточной части грабена он представляет собой взбросо-сдвиг с широким развитием чешуй как в юрских, так и в палеозойских породах. Плоскости сместителей у этих чешуй наклонены к северо-востоку под углом 60—70°. Судя по штрихам и бороздам на плоскостях скольжения, движение носило характер левостороннего сдвига с одновременным взбросом юры (угол между наклоном поверхностей сместителей и штрихами 25—30°). На поверхностях сместителей развиты мощные (до 50 м) зеркала скольжения.

В долине р. Куведава и на протяжении 8 км к юго-востоку от нее в зоне милонитизации, приуроченной к Каргинскому надвигу, автором в 1968 г. встречены небольшие (до 15 м в поперечнике) штокообразные интрузии миндалекаменных базальтоидных пород; они имеют кайнотип-

ный облик, гиалоофитовую структуру, содержат большое количество нераскристаллизованного и недиагенетизированного стекла, в котором заключены лейсты плагиоклаза. Миндалины заполнены карбонатом. Базальты и вмещающие их породы девона и юры сильно минерализованы гематитовой слюдкой. По залеганию базальтов в зоне милонитов, отсутствию в них катаклаза, кайнотипному облику, минерализации близлежащих пород и т. д. возраст их определен как послелейасовый.

Кроме этих явлений в западной части грабена, в 2 км к югу от горы Каат-Тайга, в маломощной (до 1,8 м) зоне дробления Талайлыкского разлома установлена рудная минерализация (Башарина и др., 1970б). Здесь брекчия из черных и темно-серых углистых алевролитов и песчаников нижней юры сцементирована жильным материалом, состоящим из мелко- и среднекристаллического сидерита и незначительного количества идиоморфных, удлиненно-призматических кристаллов кварца. В жильном материале в виде вкрапленников повсеместно присутствуют теннантит, галенит, халькопирит и гематит, реже азурит, малахит и лимонит. Близ Талайлыкского взброса нижнеюрские породы рассечены серией жилок белого крупнокристаллического барита (0,3—0,5 × 3—15 см). В зальбандах содержатся теннантит и халькопирит. В этой же зоне, а также близ Мугураксинского разлома нижнеюрские породы рассечены жилами гематита, сидеритовыми, кварц-сидеритовыми, реже кальцитовыми жилами.

Возраст Каргинского полиметаллического оруденения пока может быть определен в широких пределах — между концом лейаса и палеогеном, так как покрывающие юру неогеновые и четвертичные отложения оруденением не затронуты.

Далее на юго-восток Алтае-Кузнецкая (Цаган-Шибэтинская) зона разломов протягивается в Западную Монголию, разделяясь на несколько субпараллельных ветвей с широко развитой сетью оперяющих разрывов, рассекающих палеозойские складчатые структуры на сложную систему блоков. По данным М. А. Певзнера, Е. В. Девяткина и И. Г. Лискуна (1970), В. Г. Васильева и др. (1959), Б. Лувсанданзана (1970) и других исследователей, в Западной Монголии устанавливается протяженный пояс грабенов, отличающихся от Алтае-Кузнецких большими размерами, мощностью выполняющих их образований и большей стратиграфической полнотой разрезов.

В северной части Западной Монголии, в зоне Цаган-Шибэтинского и ответвляющихся от него разломов, наиболее развиты линейные грабены северо-западного простирания типа Каргинского. Выполнены грабены красноцветными грубообломочными угленосными образованиями нижне-среднеюрского возраста мощностью до 800 м. По разломам, ограничивающим грабены с севера, палеозойские породы надвинуты на юрские.

Далее на юго-восток, в центральных и южных частях Западной Монголии, приразломные впадины увеличиваются в размерах и приобретают более изометричные очертания. Разрезы впадин надстраиваются грубообломочными и песчаниковыми безугольными отложениями верхней юры (до 1 км) и терригенными тонкообломочными нижнего мела (до 1 км).

ЮРСКИЕ ГРАБЕНЫ ВОСТОЧНО-САЯНСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ

Юрские грабены, подобные Алтае-Кузнецким, известны в Восточном Саяне. Они приурочены к системе разрывных нарушений, оперяющих с юга Главный Саянский разлом и расположенных по отношению к нему под острым углом. Оперяющие разрывы обычно разграничивают разновозрастные блоки байкалид и каледонид.

Казыр-Кизирский грабен

Грабен расположен на одном из протяженных палеозойских блоков, входящих в состав Казыр-Кизирского каледонского прогиба (В. И. Васильев, Е. В. Владимирская и др., 1965 г.). В северной части блока на верхнем девоне с резким угловым несогласием залегают юрские отложения, соприкасающиеся по разлому с породами нижнего кембрия (см. рис. 3).

Разрез нижней юры, по В. Г. Никульченко и др. (1962 г.), следующий (снизу вверх).

1. Разнозернистые зелено-серые полимиктовые песчаники с линзами и прослоями гравелитов, мелкогалечных конгломератов и алевролитов, содержащих прослои углей (0,1—0,8 м). Породы имеют невыдержанный состав, обломочный материал слабо окатан. Галька конгломератов и гравелитов состоит из палеозойских пород, слагающих борта грабена.

2. Мелко- и среднезернистые песчаники с маломощными прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В песчаниках остатки флоры хорошей сохранности. Общая мощность обеих пачек 550—600 м.

3. Сероцветные и буроцветные конгломераты с редкими прослоями гравелитов, песчаников и алевролитов. Мощность до 800 м.

Лейасовый возраст отложений Казыр-Кизирского грабена установлен по немногочисленным остаткам флоры. Нижнеюрские слои образуют две синклинальные складки, разобщенные выступом фундамента. Залегание слоев на южном крыле складок пологое (20—40°). Северное крыло более крутое (60—70°) и срезано разломом.

Окинский и Айнакский грабены

К востоку от Казыр-Кизирского грабена на байкальском складчатом основании, имеющем блоковое строение, расположена группа Урда-Окинских грабенов. С северо-востока эти грабены ограничены зоной Главного Саянского разлома, с юга — его ответвлением — Улзытским разломом субширотного простирания. Изучены эти грабены слабо. По материалам Л. П. Рик, П. В. Дубина и др. (1959 г.; 1965 г.), А. В. Кузнецова, В. А. Слободчикова и др. (1961 г.), В. Г. Орокова и др. (1964 г.), А. И. Сулоева и др. (1962 г.) и других исследователей, наибольший — Айнакский грабен (22 × 9 км) имеет в плане форму остроугольного клина, расширяющегося на запад. С северо-востока и юга грабен ограничен разломами. К северо-западу от него расположены небольшой безымянный односторонний грабен (2 × 0,7 км), ограниченный с северо-запада небольшим разломом северо-восточного простирания, и Окинский грабен (8 × 6 км), имеющий форму клина, сужающегося к западу (см. рис. 3).

Выполняющие грабены юрские отложения выделяются в норингольскую свиту, расчленяющуюся на три подсвиты.

Нижняя подсвита обнажается в долине р. Айнак и Хойрактэ-Жалга. Она сложена следующими пачками пород.

1. Красноцветные брекчии и конгломераты, сменяющиеся ритмично переслаивающимися серыми и темно-серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами и углистыми аргиллитами. Мощность прослоев от сантиметра до нескольких метров. Установлено несколько грубых ритмов, состоящих из песчаников, алевролитов и углистых аргиллитов. Мощность 100 м.

2. Крупногалечные конгломераты с песчанистым цементом. Галька состоит в основном из подстилающих юру биотит-роговообманковых гранитов и сиенитов. Мощность 80 м.

3. Ритмично переслаивающиеся гравелиты, песчаники, алевролиты и углистые аргиллиты. Мощность 80 м.

4. Равномерно переслаивающиеся конгломераты и грубозернистые песчаники. Для песчаников характерна косая слоистость. Мощность 550 м.

5. Пачка песчаников, алевролитов и углистых аргиллитов, фациально замещающихся по простиранию конгломератами и гравелитами. Мощность 150 м.

6. Переслаивающиеся гравелиты, мелкогалечные конгломераты, песчаники, алевролиты со следами размыва между отдельными пластами. Мощность 150 м.

Общая мощность подсвиты около 1100 м.

Средняя подсвита выходит на поверхность в районе рр. Айнак и Айнак-Жалга и представлена алевролитами и аргиллитами, полимиктовыми песчаниками, гравелитами и прослоями и линзами конгломератов. Для нее характерны резкая фациальная изменчивость и широкое развитие в разрезах образований делювиальных конусов выноса. Грубообломочные породы иногда резко сменяются тонкообломочными. Мощность средней подсвиты 950 м.

Верхняя подсвита с размывом залегает на средней подсвите и выходит на поверхность в основном в ядрах синклинальных складок. Ее слагают грубообломочные конгломераты и фангломераты, часто состоящие из обломков нижележащих юрских пород. Мощность 550 м. Отложения содержат немногочисленные остатки флоры плохой сохранности, характеризующие, по М. М. Одинцову (Глоба и др., 1964), возраст норингольской свиты как ранне-среднеюрский, ближе не определенный.

Литолого-фациальный анализ позволяет заключить, что юрские образования представлены аллювиальными русловыми, редко пойменно-болотными фациями, сменяющимися по простиранию делювиально-пролювиальными.

Породы, выполняющие Окинский и Айнакский грабены, характеризуются сложным складчатым строением. Особенно сильно дислоцирована юра Айнакского грабена. Близ ограничивающих и осложняющих его внутреннее строение разломов наблюдаются складки с опрокинутым залеганием крыльев.

Улзытский разлом, ограничивающий Айнакский грабен с юга, носит характер взброса с наклоном поверхности сместителя на юг до 60—70°. Строение Окинского грабена идентично строению Айнакского. В расположенном между ними безымянном грабене юрские слои образуют простую синклинальную складку со срезанным северо-западным крылом.

В Айнакском грабене, как и в Каргинском и Казаныкском, установлены следы гидротермальной деятельности, связанной с субширотным Улзытским и оперяющими его разломами и трещинами, рассекающими юру. В трещинах скола и зонах милонитизации найдены жилы охристого крупнокристаллического кварца с включениями карбоната. Ответвляющиеся от них мелкие жилки оторочены пластинчатым и чешуйчатым серицитом. Местами юрские породы подверглись окварцеванию, ожелезнению и хлоритизации и носят следы сульфидного оруденения (Глоба и др., 1964). В связи с этими явлениями многие исследователи полагают, что внедрение кислых интрузий, сопровождавшее мезозойскую активизацию в смежных областях Прибайкалья, имело место и в Восточном Саяне (Одинцов и др., 1958; Хренов, 1961; Глоба, 1968), с той лишь разницей, что эти интрузии еще не вскрыты эрозионным срезом.

ВЫВОДЫ

Как видно из краткого описания юрских грабенов и впадин Алтае-Саянской складчатой области, намечаются следующие черты сходства и различия в их структуре и истории развития. Юрским впадинам при-

сущи: 1) пространственная приуроченность к средне-позднепалеозойским прогибам и унаследованное развитие; отсутствие угловых несогласий между юрскими и верхнепалеозойскими слоями; угловые несогласия наблюдаются преимущественно в тех местах, где юрские толщи выходят за пределы палеозойских прогибов на их обрамление; 2) заложение в основном во второй половине — конце лейаса с образованием значительных полей юрского осадконакопления, впоследствии эродированных; 3) сглаженные, изометричные очертания и сравнительно простое синклинальное строение; 4) слабое проявление разломной тектоники, особенно в центральных частях впадин; 5) фациальная выдержанность слоев на больших территориях и преобладание в разрезах мелко- и тонкообломочных осадков и широкое развитие неоднократно повторяющихся мощных пластов каменного и бурого угля.

Для грабенов наиболее характерно: 1) заложение на более древнем, иногда раннекаледонском складчатом основании, главным образом в раннем лейасе; 2) резко наложенный характер; черты унаследованности от более древнего структурного плана выражаются только в приуроченности грабенов к разломам раннепалеозойского и докембрийского возраста; 3) линейные формы, параллельные ограничивающим разломам; 4) близкие к современным границы осадконакопления; 5) преобладание в составе осадков местного грубообломочного материала, снесенного с ограничивающих грабены блоков, при отсутствии или незначительном количестве углей и замещение их углистыми алевролитами и аргиллитами; 6) расчленение юрских слоев разрывами на мелкие блоки с амплитудами смещения до сотни метров; 7) значительная пликативная деформация с ориентировкой складок параллельно ограничивающим грабены разломам и увеличением вблизи них наклонов слоев вплоть до опрокидывания; 8) развитие надвигов в северных бортах грабенов.

Сравнение обоих типов структурных форм свидетельствует о том, что процессы активизации охватили Алтае-Саянскую область уже в раннем лейасе. Они начались с оживления движений по древним наиболее крупным разломам и структурным швам (Главный Восточно-Саянский, Алтае-Кузнецкий). Движения сопровождались обрушением узких приразломных блоков складчатого основания. Грубый состав выполняющих лейасовые грабены молассоидных толщ позволяет сделать вывод об образовании уже на этой стадии развития пересеченного горного рельефа. С некоторым отставанием, только во второй половине — конце лейаса началось погружение Тувинского, Северо-Минусинского и, возможно, Кузнецкого межгорных прогибов. Судя по соотношениям мощностей стратиграфических горизонтов, наиболее активным и наиболее широким по площади это опускание было в начале средней юры. Уже к концу средней юры созданное в лейасе горное сооружение подверглось существенной нивелировке.

Время проявления последующей постседиментационной складчатости, создавшей современную структуру юрских толщ, не может быть строго определено. Однако в отличие от Тянь-Шаня, где юрские отложения залегают согласно с палеоген-неогеновыми и совместно с ними дислоцированы (Минкуш-Кавакская и другие группы впадин), время складчатых деформаций в Алтае-Саянской области, по-видимому, не выходило за пределы мезозоя. В частности, складчатость не коснулась неогеновых и четвертичных образований Улугхемской впадины, Каргинского грабена и т. п., хотя новое оживление разломов на неотектоническом этапе, несомненно, имело место. Рассматривая вопрос о возрасте дислокаций юрских пород, К. В. Боголепов (1967, стр. 237) обратил внимание на то, что «во всех случаях надвиги и связанная с ними пликативная структура юрских образований отражают общее движение масс с севера или северо-востока на юг и юго-запад. По своей форме они тождественны в удаленных

друг от друга северных (Балахтинская зона) и южных (Каргинская зона) частях области и поэтому не могут рассматриваться как явления сугубо локальные, происходившие в разное время в разных ее частях». Исходя из сопоставлений с Яблоново-Становой областью и учитывая проявления структурной перестройки в восточной части Западно-Сибирской плиты на границе раннего и позднего мела, К. В. Боголепов высказал предположение о том, что возраст послеюрской складчатости в Алтае-Саянской области следует определять этим временем. Однако для окончательного решения этого вопроса нужны дополнительные исследования с привлечением детального и более широкого фактического материала.

ЛИТЕРАТУРА

Башарина Н. П. Тектоника Каргинской впадины (Юго-Западная Тува).— Геол. и геофиз., № 5, 1968.

Башарина Н. П., Тюлькин В. Г., Широкушкин В. Д. Геологическое строение района Каргинского грабена.— Геол. и геофиз., № 9, 1970а.

Башарина Н. П., Тюлькин В. Г., Широкушкин В. Д. Новые данные о мезозойском оруденении в Юго-Западной Туве.— Докл. АН СССР, т. 192, № 4, 1970б.

Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. «Наука». 1967.

Быкадоров В. С., Рябоконь Н. Ф., Ткалич С. М. История геологического развития и закономерности палеозойского и мезозойского угленакопления на территории Красноярского края, Иркутской области, Тувинской АССР.— В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 8. «Недра», 1964.

Васильев В. Г., Волхонин В. С., Грушин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Гостоптехиздат, 1959.

Вехов В. А., Травин А. Б., Казначеева К. Т. Петрографическая и физико-химическая характеристика каменных углей Меджигейского месторождения Тувинской области.— Тр. хим.-металлург. ин-та Зап. Сиб. фил. АН СССР, вып. 10, 1957.

Владимирович В. П., Тесленко Ю. В. О раннеюрской флоре Тувы.— В кн. «Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири». Тр. СНИИГГиМС, вып. 84, 1969.

Волонтэй Г. М. К вопросу о строении мезозойского яруса Тувы.— В кн. «Тектоника Сибири», т. I. Изд-во СО АН СССР, 1962.

Глоба В. А. Геология и геоморфология верховьев р. Китой (Восточный Саян).— Тр. первого совещ. по металлогении Зап. Прибайкалья. Изд-во Вост. Сиб. фил. СО АН СССР, 1958.

Глоба В. А., Гордиенко И. В., Шмотов А. П. О гидротермальных проявлениях в юрских отложениях Восточного Саяна.— Геол. и геофиз., № 12, 1964.

Дмитриев А. Н., Зыков С. И., Кляровский В. М., Щербаков Ю. Г. Новые данные о мезозойском магматизме и оруденении в Горном Алтае и Кузнецком Алатау.— Докл. АН СССР, т. 153, № 4, 1963.

Копорулин В. И. Вторичное изменение пород угленосной толщи Чаданского месторождения Тувинского прогиба и проявления послеюрского магматизма в этом районе.— Докл. АН СССР, т. 127, № 6, 1959.

Лосев А. Л. Геологическая изученность угольных месторождений Тувы.— В кн. «Сообщения о докладах и научных работах Совета по изучению производительных сил АН СССР», вып. 4. Изд-во АН СССР, 1954.

Лосев А. Л. Угольные месторождения Тувинской автономной области.— Сов. геол., сб. 46, 1955а.

Лосев А. Л. Угленосность Тувинской автономной области.— Тез. докл. II угольного совещ. при лабор. геол. угля АН СССР, 1955б.

Лосев А. Л. Угольные бассейны и месторождения Тувинской АССР.— В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 8. «Недра», 1964.

Лосев А. Л. Юрская система. Геология СССР, т. XXIX (Тувинская АССР). Ч. I. «Недра», 1966.

Лувсанданзан Б. Новые данные о юрских отложениях в Монгольском Алтае.— В кн. «Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии». «Наука», 1970.

Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. Изд-во АН СССР, 1961.

Нехорошев В. П. Геологический очерк Алтая.— В кн. «Очерки по геологии Сибири», вып. 2, 1932а.
Нехорошев В. П. Материалы по геологии Горного Алтая.— Тр. ВГРО, вып. 177, 1932б.
Одинцов М. М., Флоренсов Н. А., Хренов П. М. О размещении полезных ископаемых в геологической структуре Восточной Сибири.— Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, сер. геол., вып. 14, 1958.
Певзнер М. А., Девяткин Е. В., Лпскун И. Г. Некоторые результаты палеомагматических исследований мезозойских и кайнозойских отложений разреза Алтан — Тээлп (Западная Монголия).— В кн. «Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии». «Наука», 1970.
Пинус Г. В., Травин А. Б., Вехов В. А. К характеристике некоторых юрских углей Тувы.— Докл. АН СССР, т. XXVII, № 5, 1951.
Сулоев А. И., Тимофеев В. Н. и др. Геологическое строение, магматизм и история развптия северо-восточной части Восточно-Саянского докембрийского складчатого массива.— Тр. ВИМС, вып. 8. Госгеолтехиздат, 1962.
Теодорович В. И. О следах интрузивной деятельности в Центральной Туве.— Докл. АН СССР, т. 91, № 3, 1953.
Тесленко Ю. В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии юрских континентальных отложений юга Средней Сибири. «Наука», 1967.
Тесленко Ю. В., Могучева Н. К. О выделении нижнеюрских отложений в Туве.— В кн. «Стратиграфия Западной Сибири». Изд-во СО АН СССР, 1966.
Тимофеев П. П. К вопросу о генезисе некоторых гравийно-песчаных толщ угленосных отложений Тувы.— Докл. АН СССР, т. XII, № 2, 1953а.
Тимофеев П. П. Фации нижней части юрских угленосных отложений Тувы.— Докл. АН СССР, т. XIII, № 2, 1953б.
Тимофеев П. П. О возрасте и расчленении юрских угленосных отложений Тувы.— Докл. АН СССР, т. 120, № 5, 1958.
Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба. «Наука», 1964.
Хренов П. М. Каледонские магматические породы Саяно-Байкальской горной области и проблемы их металлогении.— Сб. «Проблемы тектоники». Госгеолтехиздат, 1961.
Чудинов Ю. В. К вопросу об альпийской складчатости Тувы.— Геотектоника, № 2, 1968.

М. С. НАГИБИНА

МЕЗОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

История тектонического развития в мезозое восточной окраины Азиатского материка издавна привлекает внимание геологов, так как с мезозойскими структурами и магматическими проявлениями здесь связаны главнейшие рудные и нерудные полезные ископаемые.

Специфика мезозойского гранитообразования и металлогении во внегеосинклинальных условиях послужила для исследователей (Нагибина, 1958, 1959, 1963, 1967, 1970; Масайтис, Старицкий, 1963; Комаров, Хренов, 1963; Яншин и др., 1966; и др.) основанием для выделения особого типа структур, отличающихся по своим качествам от геосинклинальных и платформенных образований.

Территория Монгольской Народной Республики удобна для изучения этого типа структур, так как именно здесь удается проследить переход от мезозойских структур, насыщенных магматическими образованиями различного состава, свойственных обрамлению Тихоокеанского тектонического пояса, к амагматичным структурам, характерным для внутренних частей Азиатского материка.

Мезозойская тектоника и магматизм Монголии изучались в последние годы совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедицией АН СССР и АН МНР под общим научным руководством А. Л. Яншина. Получено много новых материалов о стратиграфии, составе отложений, морфологии структур и магматизме как мезозойских образований, так и домезозойского основания, позволивших выполнить ряд обобщающих работ. Составлены общая тектоническая карта и карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монголии под редакцией А. Л. Яншина в масштабе 1 : 1 500 000, опубликованы статьи по вопросам классификации мезозойских структур (Нагибина, 1970) и другие работы. Анализу соотношения общего плана развития палеозойских и мезозойских структур Монголии посвящена статья Л. П. Зоненшайна, Н. Г. Марковой, М. С. Нагибиной (1971).

Мезозойские и домезозойские структуры Монголии описывались многими авторами (Васильев, Волхонин, Гришин, Иванов, Маринов, Мокшанцев, 1959; Иванов, 1961; Амантов, Матросов, 1961; Хасин, Борзаковский, 1966; Зоненшайн, 1967; Маринов, 1967; и др.). Все эти авторы подчеркивают наличие в палеозое на территории Монголии крупных структурно-формационных геосинклинальных складчатых зон субширотного простирания, которые, дугообразно изгибаясь, протягиваются на западе в широтном и северо-западном, а на востоке в северо-восточном направлении через всю страну. Конфигурация зон подчинена южному клиновидному выступу древнего основания Сибирской платформы, который они огибают. Общая зональность крупнейших палеозойских струк-

тур, разделенных глубинными разломами, субширотная. В строении этих зон главную роль играют палеозойские геосинклинальные и орогенные образования, среди которых заключены разновеликие выступы более древних протерозойских и байкальских структур.

На северо-западе Монголии выделяется наиболее древняя Северо-Монгольская складчатая зона, сложенная дислоцированными и метаморфизованными протерозойскими и вендско-кембрийскими геосинклинальными комплексами, пронизанными раннепалеозойскими гранитоидами.

Большинство перечисленных авторов, за исключением последних публикаций А. Х. Иванова (1961), мезозойское тектоническое развитие Монголии рассматривали как завершающий инверсионный этап герцинского геосинклинального развития. С этой точки зрения интересно рассмотреть соотношение верхнепалеозойских орогенных структур Монголии и мезозойских структур, с которыми они в какой-то мере близки по составу орогенных (молассоидных и вулканогенных) формаций.

Характерно, что верхнепалеозойские (карбоновые и нижнепермские) орогенные комплексы, представленные морскими и континентальными отложениями молассовой формации, наземными вулканитами кислого и среднего состава и обильными продуктами гранитообразования, широко развиты практически на всей территории Монголии, за исключением крайней северо-западной ее части. Таким образом, к концу палеозоя вся территория Монголии представляла собой вполне сформированное складчатое образование с корой, в том числе гранитной, мощность которой, по П. П. Степанову и В. С. Волхонину (1969), составляла 45—55 км.

Верхнепермские разрезы сложены главным образом амагматичной морской и континентальной молассой, за исключением отдельных прогибов, в которых имело место ничтожное проявление кислого вулканизма.

Начиная с триаса и до нижнего мела включительно на территории Монголии происходили интенсивные тектонические движения, в значительной мере переработавшие упомянутые выше структуры палеозойского и более древнего основания. Мезозойские континентальные отложения залегают резко несогласно на размытой поверхности дислоцированных и прорванных гранитоидами докембрийских, нижне- и среднепалеозойских и верхнепалеозойских пород. На тектонической карте, составленной коллективом авторов Советско-Монгольской экспедиции, видно крайне неравномерное распределение мезозойских структур на территории Монголии.

Изучение состава мезозойских отложений в различных районах Монголии позволило четко выделить две принципиально различные структурно-формационные зоны — восточную и западную. На востоке Монголии мезозой представлен главным образом континентальными, а на крайнем северо-востоке морскими (в триасе) фациями, в составе которых грубообломочные терригенные и угленосные породы в различных количественных соотношениях переслаиваются с наземными вулканитами различного состава (от основных до кислых разновидностей) и прорваны комагматичными им гранитоидами.

На западе Монголии континентальные мезозойские отложения амагматичны. Это терригенные грубообломочные и угленосные фации. Наиболее сложен «рисунок» контуров мезозойских тектонических структур в Восточной Монголии, очень простой — на западе.

Такие резкие различия формационного состава мезозойских пород, а также проявлений интрузивного магматизма послужили основанием для отнесения мезозойских структур Восточной и Западной Монголии к двум разным типам тектонических форм — структурам ревивации на востоке и структурам активизации на западе (Нагибина, 1970).

Ниже кратко рассмотрим основные черты строения мезозойских структур ревивации Восточной Монголии, наиболее сложно построенных.

Изучение стратиграфии, условий залегания мезозоя Восточной Монголии позволило выделить две стадии его развития — раннемезозойскую (триас, нижняя и средняя юра) и позднемезозойскую (верхняя юра и нижний мел).

В раннемезозойскую стадию на востоке Монголии формировались крупные линейные сводовые поднятия палеозойского и более древнего основания, разделенные системами параллельных им прогибов, обычно осложненных продольными и поперечными разломами.

В Восточной Монголии (см. приложение 4) по направлению с северо-запада на юго-восток выделяются следующие структурные элементы: Северо-Селенгинская и Орхон-Селенгинская системы прогибов, разделенные Бутэлиинским поднятием, Хэнтейское поднятие, Монголо-Охотская система прогибов, Модотино-Эрен-Дабанское поднятие, Дашибалбаро-Северочойбалсанская система прогибов, Центральное поднятие, Сайханобинско-Южночойбалсанская система прогибов, Южно-Монгольские системы прогибов, также разделенные поднятиями. Последние структуры на юге Монголии выявляются значительно менее четко, так как они на большом протяжении погребены под рыхлыми верхнемеловыми отложениями платформенного чехла. Эти структуры устанавливаются на основании отдельных выходов нижнего мезозоя на поверхность и прослеживаются по геофизическим данным под платформенным чехлом.

Большинство мезозойских прогибов сопряжены с длительно живущими глубинными разломами, заложенными в палеозое или докембрии, и полностью наследуют их простирание. Мощность нижнемезозойских пород, выполняющих эти прогибы, колеблется в широких пределах (от 1—2 до 5—7 км). Они представлены терригенными молассоидными отложениями, переслаивающимися с диабазами, диабазовыми порфиритами, их туфами, а в верхних частях разреза — кислыми вулканитами и ортофирами. В латеральном направлении в Восточной Монголии количество вулканогенных пород сокращается по направлению с востока на запад.

Наиболее грубообломочные осадки обычно прослеживаются в краевых частях прогибов, вдоль склонов крупных продольных поднятий, а также оконтуривают поперечные и диагональные конседиментационные поднятия, расположенные внутри прогибов. Именно анализ мезозойского осадконакопления позволяет фиксировать существование в мезозое упомянутых крупных положительных структур. Выяснить морфологию этих поднятий чрезвычайно трудно, так как они обычно лишены мезозойских осадков.

Вдоль продольных и поперечных разломов, пересекающих как прогибы, так и поднятия палеозойского основания, внедрились многочисленные интрузивы гранитоидов различного состава и размеров и мелкие гипабиссальные и жильные образования (штоки, дайки, жилы).

Для внутреннего строения прогибов характерны глыбово-складчатые деформации, наличие брахиформных и коробчатых синклиналей, гребневидных горст-антиклиналей, флексур, осложненных многочисленными продольными и поперечными разломами. Вблизи разломов мелкая приразломная складчатость.

Сравнение стратиграфических разрезов нижнемезозойских отложений в различных прогибах упомянутых систем Восточной Монголии показывает неравномерность их развития. В пределах Орхон-Селенгинской системы прогибов, по А. А. Моссаковскому и др., наблюдается единый согласный разрез вулканогенно-осадочных пород верхнего триаса и нижней юры, в прогибах Дашибалбаро-Северочойбалсанской системы — четкое угловое несогласие между вулканогенно-осадочными отложениями верхнего триаса и средней юры, причем к несогласию приурочено внедрение гранитоидов. В одном из крупнейших в Монголии Сайханобинском прогибе отмечается несогласие между дислоцированными прорванными

гранитоидами триасовыми вулканогенно-осадочными отложениями и нижней-средней юрой.

Недостаточная изученность стратиграфии мезозоя Восточной Монголии не позволяет установить закономерность «скольжения» в пространстве и времени возрастной границы угловых несогласий внутри нижнемезозойских отложений, как это прослежено на соседней, лучше изученной территории СССР в пределах Монголо-Охотского пояса. Можно лишь подчеркнуть, что интенсивность дислокаций верхнетриасовых и нижнесреднеюрских пород в различных прогибах, взаимоотношение их с мезозойскими гранитоидами остаются однотипными. Поэтому весь промежуток времени развития мезозойских структур, включающий триасовый период, а также нижнюю и среднюю юру, мы относим к раннемезозойской стадии, пока без расчленения на более мелкие этапы.

Очень четко в Восточной Монголии выделяется позднемезозойская стадия развития структур, охватывающая верхнюю юру и нижний мел. В это время происходило дальнейшее расчленение поднятий палеозойского основания и некоторая перестройка плана раннемезозойских структур.

Состав позднемезозойских пород тоже изменился. Для нижней части разреза наряду с полифациальными молассоидными терригенными отложениями чрезвычайно характерны продукты вулканической деятельности преимущественно контрастного (базальтового и липаритового) состава. Вверх по разрезу их количество постепенно уменьшается, преобладают более тонкозернистые, угленосные породы, что свидетельствует о постепенном затухании тектонических движений. Мощность верхней юры — нижнего мела в отдельных прогибах Восточной Монголии достигает 3—4 км.

Позднемезозойские отложения залегают на раннемезозойских с отчетливым несогласием и дислоцированы слабее. Они образуют узкие приразломные грабены и грабен-синклинали, которые унаследованно развивались непосредственно на раннемезозойских прогибах, или широкие коробчатые синклинали, осложненные разломами, которые формировались в одних своих частях также унаследованно на раннемезозойских прогибах, а в других накладывались на поднятия палеозойского основания, вовлекая отдельные их блоки в погружение.

Верхнеюрские вулканогенно-осадочные породы прорваны гранитоидами различного состава. Многочисленные штоки и субвулканические тела гранитоидов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, дацитов, сиенит-порфиров прорывают базальты цаганцабской свиты нижнего мела.

Для мезозойских интрузий гранитоидов характерна тесная связь, а местами постепенные переходы к вулканогенным образованиям, что позволяет относить их к вулкано-плутонической формации (по Е. К. Устиеву). Гранитоиды прорывают как мезозойские слои в прогибах, так и палеозойское основание в зонах поднятий. Структурно они приурочены к зонам продольных и поперечных разломов и узлам их пересечения.

Западная граница распространения мезозойских гранитоидов и вулканитов в виде субмеридиональной линии пересекает вкрест простирания все крупные структурные элементы палеозойского и более древнего основания Монголии. Эта линия точно совпадает с меридиональными редукционными структурами (по В. П. Солоненко (1959) и Флоренсову Н. А., Солоненко В. П. и др. (1963)), расположенными между 100 и 105 меридианами в. д.

Сравнение планов мезозойских и домезозойских структур Монголии показывает четкие их различия и резкую наложенность мезозойских структур на палеозойское и докембрийское основание. Разрыв во времени формирования между структурами складчатого основания и мезозойскими структурами (активизации и ревивации) изменяется от эры до системы в разных частях Монголии. Однако при общей наложенности мезозойских

структур отдельные элементы мезозойской тектоники полностью наследуют простирание крупнейших тектонических зон палеозойского основания и главным образом глубинных разломов. Другие мезозойские структуры располагаются внутри более крупных палеозойских структур — синклинориев или антиклинориев, вовлекая отдельные их части в поднятия и прогибы.

При этом новообразованные мезозойские структурные элементы имеют различную ориентировку. Большинство их сохраняет конформность общему господствующему простиранию структур основания, другие имеют резко несогласное направление — это поперечные и диагональные прогибы и поднятия, обычно ограниченные новообразованными разломами. Тектоническое усложнение и морфологическое изменение палеозойских структур в мезозойскую геотектоническую эпоху активизации и ревивации удается проследить при анализе конкретных тектонических форм. В мезозойское время в крупные сводовые поднятия вовлекались самые различные элементы палеозойской структуры — синклинории и антиклинории, верхнепалеозойские орогенные прогибы и их части. Мезозойские прогибы также закладывались на самых различных палеозойских структурах.

Удивительно устойчивы палеозойские глубинные разломы, которые в мезозойское время вновь активизируются и их строение усложняется. Новообразованные мезозойские и кайнозойские разломы либо имеют простирание, параллельное палеозойским продольным и поперечным разломам, либо образуют системы оперяющих их сбросов и сбросо-сдвигов.

ВЫВОДЫ

1. Вещественный состав и возраст крупнейших структурно-формационных зон нижнего и среднего палеозоя, расположенных между двумя древними платформами — Сибирской и Северо-Китайской, менялись в широтном направлении с севера на юг. Вещественный состав и магматические проявления мезозойских структурно-формационных зон менялись в меридиональном направлении с востока на запад.

Верхнепалеозойские орогенные структуры, завершающие герцинское геосинклинальное развитие, распространены почти на всей территории Монголии; описанные мезозойские структуры, богатые продуктами магматических процессов, распространены только в Восточной Монголии, к востоку от меридианов 100—105 в. д.

2. Такое соотношение плана развития тектонических форм палеозойского и мезозойского возраста позволяет сделать вывод о том, что образование мезозойских структур в Монголии связано с самостоятельной мезозойской геотектонической эпохой, а не является завершением палеозойского геосинклинального процесса, как считалось ранее.

3. Сравнение описанных мезозойских структур Восточной Монголии с континентальными мезозойскими структурами прилегающих территорий востока Азии показывает, что они по составу формаций, морфологии и магматизму совершенно аналогичны выделенным ранее автором структурам ревивации (или восточноазиатского и тихоокеанского типа), широко развитым в периферической части Тихоокеанского тектонического пояса не только на палеозойских и байкальских геосинклинальных складчатых системах, но и на чехле древних Сибирской и Китайской платформ, совершенно независимо от развития герцинских орогенных структур.

4. Выделение в мезозое Монголии двух принципиально различных по магматическим проявлениям тектонических зон — западной и восточной — имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение, так как все главнейшие месторождения руд: вольфрама, молибдена,

редких элементов, флюорита и других связаны с проявлением мезозойского магматизма Восточной Монголии, сопровождающего развитие новообразованных структур ревивации.

ЛИТЕРАТУРА

Аматов В. А., Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей.— Матер. по регион. геол. Алтае-Саянской складчатой области. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 58, 1961.

Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Под ред. Ф. К. Шипулина. Гостоптехиздат, 1959.

Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии (К закономерностям строения геосинклинальных областей).— Геотектоника, № 6, 1967.

Зоненшайн Л. П., Маркова Н. Г., Нагибина М. С. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии.— Геотектоника, № 4, 1971.

Иванов А. Х. Сравнительная геология трех окраинных районов Монголии (К обоснованию тектонического районирования страны).— Тр. Бурят. компл. науч.-иссл. ин-та СО АН СССР, вып. 7, сер. геол., 1961.

Иванов А. Х. Тектоника и основные черты геологического развития северо-востока Монголии.— Сов. геол., № 5, 1961.

Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития континентальных мезозоид Восточной Азии.— Докл. АН СССР, т. 151, № 4, 1963.

Маринов Н. А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. 1967.

Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об основном типе структур Восточной Азии.— Матер. по общей и регион. тектонике. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 85, 1963.

Нагибина М. С. Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, вып. 3, 1958.

Нагибина М. С. Схема тектоники Северной Маньчжурии.— Докл. АН СССР, т. 125, № 5, 1959.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963.

Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией.— Геотектоника, № 4, 1967.

Нагибина М. С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.— Геотектоника, № 5, 1970.

Солоненко В. П. О сейсмическом районировании территории МНР.— Докл. АН СССР, т. 127, № 2, 1959.

Флоренсов Н. А., Солоненко В. П. и др. Гоби-Алтайское землетрясение. Изд-во АН СССР, 1963.

Степанов П. П., Волхонин В. С. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным.— Сов. геол., № 5, 1969.

Тектоника Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии, М 1:5 000 000). Под ред. А. Л. Яншина. «Наука», 1966.

Хасин Р. А., Борзаковский Ю. А. Структурные и металлогенические особенности Центральной и Восточной Монголии.— Сов. геол., № 12, 1966.

В. Ф. ШУВАЛОВ

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

Мезозойские континентальные образования различного генезиса пользуются широким распространением в МНР, в том числе в ее центральных районах, включающих северо-западную часть гобийской пустыни (Северная Гоби), Гобийский Алтай и Южный Хангай. Огромное научное и практическое значение мезозойских пород Монголии обусловлено находками в них крупных скоплений уникальной фауны древних позвоночных (динозавров, примитивных млекопитающих и др.), а также связью с этими отложениями промышленных месторождений угля, нефти, гипса, флюорита, горючих сланцев и других полезных ископаемых. Несмотря на это, многие районы развития континентального мезозоя остаются мало изученными, что наряду со спецификой мезозойских образований главным образом и определяет расхождения во взглядах исследователей по важнейшим вопросам мезозойской тектоники МНР.

В разрезе мезозоя южной половины Монголии до недавнего времени выделялись три основных структурно-формационных комплекса: юрский, нижнемеловой и верхнемеловой (Маринов, 1957; Васильев и др., 1959; «Гоби-Алтайское землетрясение», 1963; Маринов, 1967; и др.). Указывая на их отличия друг от друга, а также от палеозойских и кайнозойских образований, большинство исследователей тем не менее отрицало самостоятельность развития мезозойских структур. Юрские породы совместно с домезозойскими объединялись в составе складчатого фундамента и классифицировались либо как «постгеосинклинальные» (орогенные и орогенно-активизационные) образования (Маринов, 1967), либо как «субгеосинклинальные» или «переходные» («Гоби-Алтайское землетрясение», 1963). Нижне- и верхнемеловые отложения, по мнению тех же исследователей, в структурно-формационном отношении сходны между собой и с кайнозойскими породами. Однако тектонический режим мелового — кайнозойского времени оценивался по-разному. В. А. Амантов, Ю. А. Борзаковский и др. (Маринов, 1967) считали его платформенным, тогда как Ч. Берки, Ф. Моррис (Berkey, Morris, 1927), Н. А. Флоренсов, Н. А. Логачев и др. («Гоби-Алтайское землетрясение», 1963) указывали, что территория МНР в конце мезозоя и кайнозоя характеризовалась неустойчивым режимом и высокой тектонической активностью. Существование типичных платформенных условий ими отрицалось.

А. Х. Иванов, связывая развитие мезозойских структур с самостоятельной геотектонической эпохой (Васильев и др., 1959), считал все мезозойские образования «остаточно-геосинклинальными» (по А. В. Пейве и В. М. Синицину, 1950), отличающимися от типичных геосинклинальных домезозойских и платформенных кайнозойских отложений. Вместе с тем на тектонической схеме А. Х. Иванов объединил мезозойские и кайнозой-

ские структуры в единые региональные структурные комплексы и описал их совместно. В связи с этим специфика тех и других осталась невыявленной.

Новые материалы геологосъемочных и специальных стратиграфо-тектонических исследований позволяют уточнить типы мезозойских структур Монголии и их возраст.

Согласно последним палеонтологическим данным (Николаева, Шувалов, 1966, 1969; Шувалов, 1968, 1969, 1970; и др.), в разрезе мезозоя выделяются три разновозрастных комплекса: нижне-среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой и верхнемеловой.

Самостоятельность каждого комплекса подчеркивается особенностями их пространственного распространения, различиями состава присутствующих в них эффузивов либо степенью их участия в разрезах комплексов при одинаковом составе, характером и интенсивностью дислокаций. Комплексы отделены друг от друга перерывами в осадконакоплении и региональными угловыми несогласиями. Верхнемеловые образования по важнейшим признакам сходны с залегающими на них без видимого углового несогласия палеоценовыми и эоценовыми отложениями.

С учетом изложенного выделяются три мезозойских структурных яруса: нижне-среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой и верхнемеловой-эоценовый и соответствующие им основные этапы развития.

При классификации мезозойских структур мы исходили прежде всего из их морфологических признаков, а также из формационного состава слагающих их пород. Первые два структурно-формационных комплекса отнесены нами к орогенным образованиям, составляющим нижний мезозойский структурный этаж, а последний — к платформенным образованиям верхнемезозойско-нижнекайнозойского структурного этажа. Необходимо подчеркнуть, что мезозойские орогенные породы не завершают эпоху геосинклинального развития территории, а возникли независимо от нее в результате последующих самостоятельных процессов активизации домезозойского гетерогенного складчатого основания. Об этом свидетельствует, во-первых, резко наложенный характер мезозойских орогенных структур по отношению к структурам основания, в том числе орогенно-инверсионным структурам пермского возраста, возникшим в завершающую фазу герцинского тектогенеза, и, во-вторых, значительный временной интервал (не менее геологического периода), разделяющий палеозойские и мезозойские орогенные структуры.

Аналогичного рода орогенные структуры Восточной и Центральной Азии классифицируются как структуры «дива» (Масайтис, Старицкий, 1963), активизации и ревивации (Нагибина, 1967), впадины забайкальского типа (Флоренсов, 1960), вторично-орогенные или «дейтероорогенные» (Боголепов, 1968) и т. д. Для части орогенных структур юры В. А. Амантовым, Ю. А. Борзаковским и др. (Маринов, 1967) предложено название «орогенно-активизационные» структуры. Мы считаем его наиболее удачным и, учитывая несомненное структурно-формационное сходство нижне-среднеюрских и верхнеюрско-нижнемеловых образований (в обоих случаях это молассоиды изменчивой мощности, выполнявшие линейно вытянутые прогибы и системы впадин, разделявшихся субпараллельными им сводово-глыбовыми поднятиями), относим те и другие к категории орогенно-активизационных.

ОРОГЕННО-АКТИВИЗАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ

Геосинклинальное развитие региона завершилось в конце палеозоя. С конца перми вся территория Центральной Монголии окончательно вступила в эпоху континентального развития. В начале мезозоя продол-

жалось общее поднятие, сопровождавшееся выравниванием палеозойского рельефа. Об этом свидетельствует отсутствие в области триасовых отложений.

В юре и раннем мелу скорость поднятия увеличивается, и оно приобретает дифференцированный характер, способствуя усложнению структуры фундамента. На различных элементах домезозойской складчатой структуры возникают обширные сводово-глыбовые поднятия, разделявшиеся сравнительно узкими зонами относительного опускания, в которых происходило интенсивное осадконакопление. Формирование орогенных структур на этом отрезке мезозойского времени разделяется на два самостоятельных этапа. Первый охватывал начало и середину юры, второй — конец поздней юры и ранний мел.

Структуры ранне-среднеюрского этапа активизации

Нижне-среднеюрский комплекс представлен эффузивно-осадочными нижне-среднеюрскими и эффузивно-туфогенными среднеюрскими образованиями, относящимися соответственно к бахарской и нурачинской свитам (Шувалов, 1970). Первая свита развита в Гобийском Алтае, на юге и юго-востоке Хангая и в северной части Гоби. Низы ее обычно сложены конгломератами с прослоями гравелитов и песчаников, верхи — угленосными песчано-алевролитами. Местами в Гобийском Алтае и Хангае свита содержит эффузивы преимущественно кислого и среднего состава. Мощность ее от первых сотен до 3000—3500 м.

Нурачинская свита пользуется крайне ограниченным распространением на северо-востоке территории и состоит из переслаивающихся эффузивов кислого, среднего и субщелочного состава и их туфов. Мощность свиты от первых сотен до 1400—1500 м.

Для обеих свит чрезвычайно характерна невыдержанность литолого-фациального состава как вкрест, так и по простиранию. В формационном отношении бахарская свита представляет собой типичную терригенно-вулканогенную континентальную угленосную молассу, а нурачинская — андезит-липаритовую наземную формацию. В тесной пространственной и генетической связи с эффузивами нурачинской свиты находятся и комагматичные им субщелочные гранитоиды, образующие небольшие интрузии в зонах опускания и поднятия.

Анализ пространственного развития комплекса и его мощностей позволяет в нижне-среднеюрской структуре региона выделить следующие основные элементы: Хангайское, Долиноозерское, Северогобийское и Южногобийское поднятия и разделяющие их Баянхонгорский, Сайханобинский и Гобиалтайский прогибы (рис. 1). Простирания прогибов и поднятий контролируются крупными региональными разломами, как обновленными древними, так и новообразованными, имеющими северо-западную (на западе) и северо-восточную и субширотную (на востоке) ориентировку.

Все прогибы нижней-средней юры носят ярко выраженный приразломный характер, равно как и отдельные мелкие впадины в пределах Хангайского и Северогобийского поднятий. Наибольшую протяженность (до 200 км) и амплитуду относительного опускания (до 3500—4000 м) имел Сайханобинский прогиб. Ширина его достигала местами более 40 км. Остальные прогибы были значительно меньшими по глубине и размерам.

Величина впадин, осложнявших поднятия, обычно не превышала 20—30 км в длину и 5—6 км в ширину при амплитуде относительного погружения до 700—800 м.

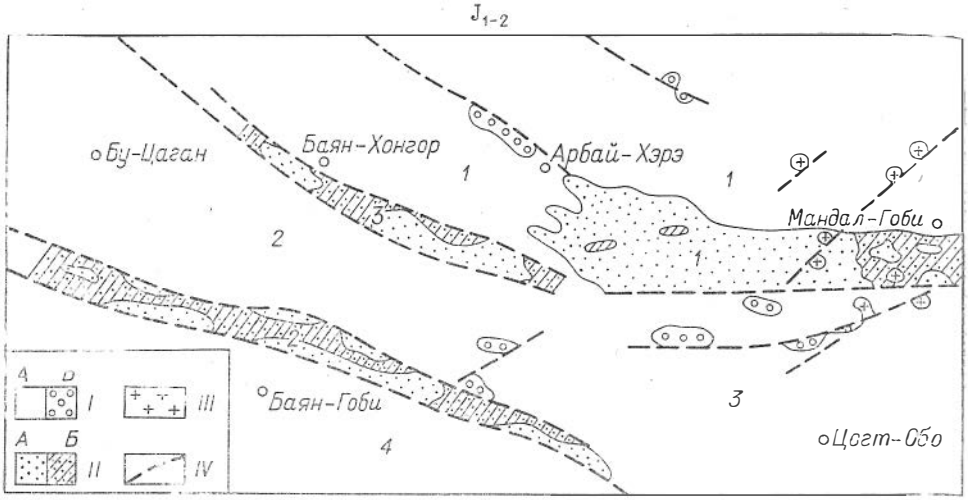


Рис. 1. Палеотектоническая схема Центральной Монголии в ранне-среднеюрское время.

I — региональные поднятия (1 — Хангайское, 2 — Долиноозерское, 3 — Северогобийское, 4 — Южногобийское. А — горные массивы, Б — внутригорные впадины); II — региональные прогибы (1 — Сайханобинский, 2 — Гобиалтайский, 3 — Баянхонгорский. А — впадины — бассейны осадконакопления, Б — внутридепрессионные поднятия); III — юрские интрузии; IV — разломы.

Мощность и фациальный состав отложений зон прогибания свидетельствуют о том, что внутри крупных прогибов существовали поперечные и продольные выступы домезозойского фундамента.

Сводово-глыбовые поднятия, разделявшие зоны прогибов, судя по составу и окатанности обломочного материала впадин, характеризовались сильно расчлененным горным рельефом и в целом значительно превосходили по своим размерам прогибы.

Складчатые дислокации нижне-среднеюрских образований внутри прогибов имеют брахиформный характер. Обычно отложения здесь смяты в сравнительно простые антиклинальные и синклинальные либо грабен-синклинальные складки с углами падения на крыльях в среднем 30—40°. В наиболее крупных впадинах прослеживаются системы антиклинальных и синклинальных складок шириной от нескольких сотен метров до 1,5—2 км, вытянутых параллельно осям простирания основных структур на 20—30 км и более. В зонах разломов интенсивность складчатости резко возрастает, местами напоминая линейную. Углы падения здесь нередко увеличиваются до 70—90°, вплоть до опрокинутого залегания. Крылья антиклинальных и синклинальных структур близ разломов часто осложнены флексурами и более мелкой складчатостью.

Основные элементы нижне-среднеюрской структуры заложились, вероятно, в начале юры. В среднеюрское время формирование осадков во впадинах продолжалось, но рельеф окружающих их поднятий был менее контрастным, чем в начале этапа. В конце средней юры резко активизировались движения лишь на северо-востоке территории, где произошли излияния эффузивов и внедрились комагматичные им интрузии субщелочных гранитоидов. Очевидно, в это же время происходили и основные складкообразовательные движения внутри прогибов.

Структуры позднеюрского — раннемелового этапа активизации

После периода относительного тектонического покоя и пенепленизации, приходящегося на начало — середину позднеюрского времени, в конце поздней юры тектоническая активность территории вновь резко

усиливается. Ранее созданные прогибы существенно усложняются, возникают новые прогибы и впадины на месте ранне-среднеюрских поднятий. Вместе с тем некоторые нижне-среднеюрские прогибы или их значительные части превращаются в поднятия.

В составе комплекса верхней юры — нижнего мела участвуют различные осадочные и в меньшей мере эффузивные образования основного состава, подразделяемые на четыре свиты: тормхонскую, ундурухинскую, андахудукскую и хулсынгольскую (Шувалов, 1970), датируемые соответственно кимеридж-титоном, титон-валанжином, готерив-барремом и апт-альбом.

Тормхонская свита, развитая главным образом в узкой зоне северных передовых хребтов Гобийского Алтая и в ряде мест Северной Гоби, представляет собой типичную красноцветную молассу, сложенную преимущественно грубыми конгломерато-брекчиями, конгломератами и гравелитами, реже песчано-глинистыми отложениями. Мощность ее варьирует от 100—150 до 1000—1200 м. В тесной пространственной связи с ней находится и ундурухинская свита, представленная сероцветными вулканогенно-осадочными образованиями (песчаники, глины, мергели, конгломераты, базальты и др.). Мощность ее та же, что и тормхонской свиты.

Андахудукская и хулсынгольская свиты в отличие от первых двух наиболее развиты в Хангае, в меньшей мере в Северной Гоби. В Гобийском Алтае они почти не встречаются. В составе первой из них участвуют главным образом песчано-глинисто-сланцевые сероцветные отложения, вторая сложена также сероцветным, но более грубым обломочным материалом (конгломераты, песчаники, гравелиты, глины), местами содержащим горизонты базальтов. Мощности обеих свит от первых сотен до 600—700 м.

Суммарные мощности всего комплекса от 600—700 до 2500 — 3000 м достигают максимума на северо-западе Гобийского Алтая.

Как для отдельных свит, так и для комплекса в целом, помимо существенного колебания мощностей, весьма характерна неустойчивость литолого-фациального состава по простиранию и вкрест простирания слагающих их образований.

Пространственное распространение комплекса, его мощность и литолого-фациальная изменчивость свидетельствуют о том, что главные прогибы верхней юры и нижнего мела располагались в зоне передовых хребтов Гобийского Алтая (Гобиалтайский прогиб), в Северной Гоби (Ошинуринский, Уланнурский и Цогтобинский прогибы) и на крайнем юге Хангая (Южнохангайский прогиб).

Наибольшей амплитудой прогибания (до 3000 м) и протяженностью (около 300 км в границах региона) характеризовался Гобиалтайский прогиб. Ширина его при этом не превышала 30—40 км, а чаще составляла 10—20 км. Остальные прогибы были несколько меньшими по длине и глубине. Внутри прогибов существовали отдельные конседиментационные поперечные и диагональные поднятия, разделявшие их на ряд самостоятельных впадин.

Ориентировка прогибов строго контролируется региональными древними и новообразованными мезозойскими разломами северо-западного простирания на западе территории и северо-восточного в восточной ее половине. В то же время ряд впадин в Гобиалтайской зоне имеет северо-восточное и субширотное простирание, явно не согласующееся с общим северо-западным простиранием основных структур этой части региона.

Указанные прогибы разделялись обширными сводово-глыбовыми поднятиями: Хангайским, Долинозерским, Северогобийским, Южного-

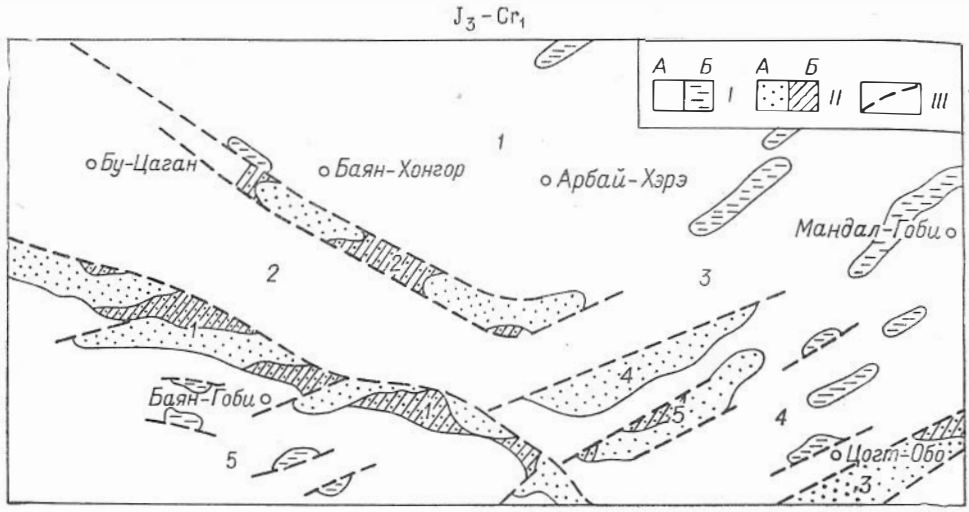


Рис. 2. Палеотектоническая схема Центральной Монголии в позднеюрско-раннемеловое время.

I — региональные поднятия (1 — Хангайское, 2 — Долиноозерское, 3 — Цаганобинское, 4 — Северогобийское, 5 — Южногобийское. А — горные массивы, Б — внутригорные впадины); II — региональные прогибы (1 — Гобиалтайский, 2 — Южно-Хангайский, 3 — Цогтобинский, 4 — Ошинуринский, 5 — Уланнурский. А — бассейны осадконакопления — впадины, Б — внутридепрессионные поднятия); III — разломы.

бийским и др. (рис. 2). Ряд поднятий (Хангайское, Южногобийское и Северогобийское) в свою очередь был осложнен небольшими по размерам и глубине впадинами, ориентированными, как правило, в северо-восточном направлении. Важно подчеркнуть, что большинство второстепенных впадин имеют простирание, не согласующееся с простиранием нижне-среднеюрских структур (иногда угол между ними достигает 30° и более). Тем самым устанавливается наложенный характер верхнеюрских-нижнемеловых структур по отношению к нижне-среднеюрским.

Складчатые дислокации верхнеюрско-нижнемелового комплекса внутри прогибов и впадин сходны по своему характеру с дислокациями нижней-средней юры, но отличаются от них более простыми формами. Обычно они смяты в пологие синклинальные и грабен-синклинальные складки, линейно вытянутые по длине впадин, с углами падения на крыльях от 10 до 25—30°. Местами крылья осложнены брахиантиклиналями, реже флексурами, а также разрывными нарушениями типа взбросов, сбросов и надвигов. Вблизи разломов интенсивность складчатости и углы падения резко возрастают, но с удалением от них углы быстро выполаживаются.

Судя по возрасту отложений, главные прогибы и разделяющие их поднятия возникли еще в конце юры и существовали на протяжении почти всего раннемелового времени. Лишь в крупнейшем Гобиалтайском прогибе осадконакопление прекратилось почти повсеместно (кроме районов г. Цецен-Ула и оз. Бон-Цаган-Нур) в конце валанжина. Состав отложений главных прогибов, их мощность и простирание свидетельствуют о приразломном характере этих структур.

Что касается второстепенных впадин, осложняющих структуры поднятий, то они возникли в основном позже, в середине раннего мела, причем образование их, судя по составу слагающих осадков, было предопределено главным образом плавными изгибами фундамента при незначительной роли разрывных дислокаций.

Совершенно иной тип тектонического развития был характерен для Центральной Монголии в конце мела, начале и середине палеогена. Формационный состав отложений этого возраста, их пространственное распределение, характер залегания, мощность и другие особенности свидетельствуют о сравнительно спокойных тектонических условиях во время их формирования, близких к платформенным.

В отличие от более древних мезозойских пород, распространенных в различных частях региона сравнительно узкими линейно вытянутыми зонами, обычно контролируемыми региональными разломами, область развития верхнего мела, палеоцена и эоцена ограничена почти исключительно гобийской частью территории. Однако в пределах последней они занимают более 60% площади, составляя основной геологический фон, на котором выходы более древних складчатых образований выглядят небольшими островами. В Хангае, Гобийском Алтае и разделяющей их Долиноозерской межгорной впадине, напротив, осадки верхнемелового-эоценового возраста полностью отсутствуют, за исключением их краевых частей, непосредственно прилегающих к Гоби. В Северной Гоби рассматриваемые отложения слагают обширные равнины и слабо приподнятые платообразные возвышенности; нередко их можно проследить на склонах островных низкогорных массивов и даже в их вершинных частях.

В строении верхнемелового-эоценового покровного комплекса участвуют главным образом верхнемеловые осадки — сайншандинская (сеноман), баянширэинская (сеноман-сантон) и барунгойотская (кампан-маастрихт) свиты (Шувалов, 1970). Палеоцен и эоцен имеют крайне ограниченное площадное распространение. За исключением сайншандинской свиты, имеющей довольно пестрый литолого-фациальный состав, свиты верхнего мела и палеоген сложены тонкообломочными песчано-глинистыми, нередко гипсоносными красноцветными и пестроцветными осадками. Весьма характерна выдержанность отдельных фаций и пачек на больших площадях и устойчивость их мощностей. При приближении к современным горным массивам, таким как Арца-Богдо, Нэмэгэту и др., литолого-фациальный состав этих отложений остается неизменным. Эти наблюдения, а также наличие верхнемеловых осадков на склонах и вершинах этих и других современных поднятий, свидетельствуют о еще более широком по сравнению с современным развитии верхнего мела в прошлом, о явно новообразованном характере современной структуры, возникшей в олигоцен-четвертичное время (Николаева, Шувалов, 1969).

Сайншандинская свита песчано-глинисто-конгломератовая; в верхах разреза местами прослеживаются маломощные покровы базальтов. Грубообломочные аллювиально-пролювиальные фации развиты вблизи некоторых современных мелкосопочных и горных поднятий — выступов доверхнемелового фундамента, озерные тонкие фации тяготеют к зонам относительного опускания фундамента. Очевидно, эти поднятия существовали на протяжении всего позднемелового-эоценового этапа накопления осадков, являясь по отношению к ним конседиментационными.

Мощность верхнемеловых свит колеблется в небольших пределах по площади (от 100 до 150 м; сайншандинской свиты —до 200 м), палеогеновых осадков 70—100 м, а комплекса в целом — 400—500 м.

Рассматриваемый покровный гобийский комплекс несогласно залегает на различных по возрасту складчатых образованиях, включая нижнемеловые. В отличие от них отложения комплекса дислоцированы крайне незначительно: чаще всего залегают горизонтально либо слабо (до 3—4°) наклонены к центрам современных депрессионных зон. Углы падения увеличиваются лишь в зонах молодых или древних, обновленных в новейшую эпоху разломов (до 20—30°, реже до 70—80°). Однако даже при са-

мом незначительном удалении от разломов пласты быстро выполаживаются.

Анализ пространственного распределения и формационного состава верхнемеловых-эоценовых отложений дает возможность выделить два основных элемента в платформенной структуре региона: 1) Алтае-Хангайское поднятие, занимающее северную и западную части территории, включая Долину озер, и 2) Гобийский (Северогобийский) прогиб, располагающийся в южной и юго-восточной частях региона.

О внутренней структуре поднятия судить трудно. Вероятнее всего, оно было крайне слабо дифференцированным и имело относительно выровненный денудационный рельеф равнинного и мелкосопочного типа, возвышавшийся над областью прогиба не более чем на 200—300 м.

В области Северогобийского прогиба с определенной долей условности можно выделить структуры второго порядка: Тугуригскую, Хушухидскую и Заалтайскую впадины и частично обособляющие их внутридепрессионные поднятия: Ахариинское, Цогтобинское и др. (рис. 3), имеющие островной характер. Судя по мощности верхнемеловых-эоценовых осадков, амплитуда относительного опускания в области прогиба в целом была незначительной, а устойчивость мощности этих отложений по площади указывает на равномерный в целом характер опускания.

Складчатые структуры верхнего мела — эоцена в области прогиба обычными методами геологического картирования установить практически не удается. Лишь в единичных случаях в области развития рассматриваемых отложений выявляются куполообразного или брахиантиклинального типа структуры с расплывчатыми очертаниями и небольшой (до 100 м) амплитудой поднятия. Они имеют вытянутую в плане форму, значительную ширину (до 15 км и более) и длину (до 70—80 км и более). Сводовым частям этих поднятий, как правило, соответствуют платообразные возвышенности.

Пространственное развитие различных верхнемеловых свит свидетельствует о том, что основные элементы платформенной структуры обособились в начале сеноманского времени в результате общего слабо дифференцированного поднятия западной и северной частей территории на фоне одновременного слабого погружения всего гобийского ее района.

В этой связи необходимо подчеркнуть, что материалы по рассматриваемому району Гоби, расположенному в ее сев.-зап. части, и новые данные о распространении сеноманских отложений в Заалтайской

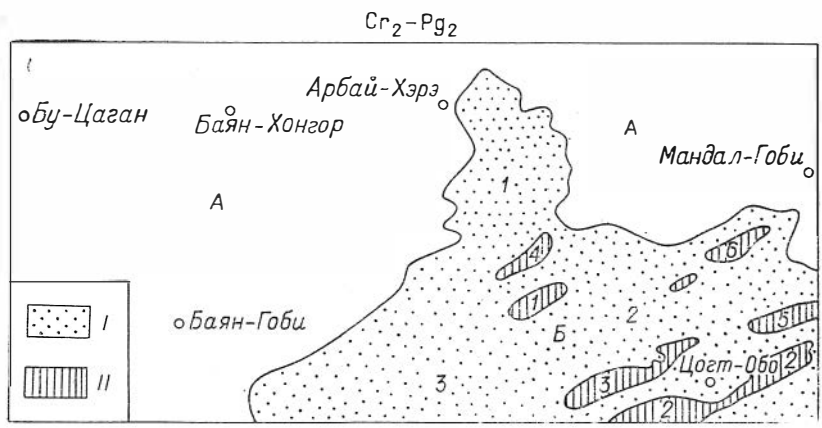


Рис. 3. Палеотектоническая схема Центральной Монголии в позднемеловое — эоценовое время.

А — Алтае-Хангайское поднятие, Б — Северогобийский прогиб. I — область осадконакопления — впадины (1 — Тугуригская, 2 — Хушухидская, 3 — Заалтайская); II — внутридепрессионные поднятия (1 — Ахариинское, 2 — Цогтобинское, 3 — Ологойское, 4 — Сайханобинское, 5 — Тойримское, 6 — Холодсомонское).

Гоби (районы Алтан-Ула, Души-Ула и др.) позволяют сделать вывод о том, что формирование платформенного чехла началось практически одновременно во всей области Гобийского прогиба Монголии, а не являлось поступательным (Барсболд, 1969; Нагибина, 1970) с востока на запад.

В начале сеномана тектонические движения еще сохраняли некоторую дифференциацию, сопровождались местами разрывами земной коры и слабыми локальными излияниями базальтовой лавы. С конца сеномана тектонические движения приобретают сугубо платформенный характер. Происходит общее выравнивание территории: в Гоби формируются обширные аккумулятивные озерные и озерно-аллювиальные равнины, в Хангае и на северо-западе Гобийского Алтая — денудационные цокольные равнины и мелкосопочник. К концу позднего мела территория приобретает облик полигенетической поверхности выравнивания. В начале и середине палеогена поднятия уже охватывают и область прогиба, но общий характер рельефа района сохранился, изменилось лишь соотношение аккумулятивных и денудационных равнин в Гоби в пользу последних.

Дальнейшие весьма существенные изменения структуры Центральной Монголии обусловлены уже новейшими орогеническими движениями олигоцен-четвертичного времени.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение коротко коснемся проблем классификации орогенных мезозойских структур Монголии, основываясь на материалах по центральным и смежным с ними районам МНР.

Согласно классификации мезозойских структур, разработанной М. С. Нагибиной (1967), и легенде к новой карте мезокайнозойской тектоники МНР, составленной М. С. Нагибиной, Е. В. Девяткиным и автором (Нагибина, 1970), орогенные мезозойские структуры Монголии подразделяются на структуры активизации и ревивации. Основой для их разделения послужили главным образом формационные различия, а именно: амагматичность структур активизации запада Монголии и широкое развитие процессов интрузивного и эффузивного магматизма, сопровождавшего формирование одновозрастных структур ревивации восточной половины страны. Морфологически те и другие структуры сходны.

Материалы по Центральной Монголии, где происходит сочленение этих структур, свидетельствуют о более сложной картине. Наши исследования показали, что нижне-среднеюрские и верхнеюрско-нижнемеловые орогенные образования Центральной Монголии на всем ее протяжении с запада на восток (в том числе и к западу от меридианов 100 — 105° в. д.) включают в себя эффузивы. Последние не обнаружены пока лишь за пределами региона на крайнем западе Монголии (к западу от Бэгэрнурской впадины). В то же время амагматичные орогенные структуры мезозоя, по нашим наблюдениям, нередки и на востоке Монголии, в частности в Восточной Гоби, т. е. в зоне распространения структур ревивации.

Крупные орогенные мезозойские прогибы Монголии нередко в одной своей части содержат эффузивы, а в другой — нет. Например, Сайханобинский прогиб Центральной Монголии выполнен в западной и центральной частях исключительно осадочными образованиями, а в восточной — осадочными совместно с эффузивами. Аналогичным примером является и крупнейший Монголо-Гобиалтайский прогиб, протягивающийся через всю территорию Западной и Центральной Монголии с северо-запада на юго-восток. Согласно указанной классификации, его северо-западную часть (до Бэгэр-Нура) следовало бы отнести к структуре активизации, а юго-восточную — к структуре ревивации, поскольку эффузивы развиты лишь на юго-востоке прогиба. На деле это несомненно единая структура, только развитие ее не везде сопровождалось эффузивной деятельностью

Что касается интрузивного магматизма, сопровождавшего развитие преимущественно нижне-среднеюрских структур, то его проявление действительно ограничивается лишь восточной половиной территории МНР. Однако здесь он проявился лишь в пределах основных вулканогенных прогибов (Орхон-Селенгинского, Центральномонгольского и Внутреннемонгольского) и на разделяющих первые два прогиба поднятиях, простирающихся с юго-запада на северо-восток. На большей части Восточной Гоби мезозойские интрузии ни в зонах поднятий, ни в зонах опускания юрско-раннемелового времени не прослеживаются.

Указанные факты говорят о том, что, руководствуясь формационно-морфологическими критериями, а также практическими соображениями, к структурам ревивации целесообразнее относить лишь те, развитие которых сопровождается интрузивным магматизмом, поскольку именно с мезозойскими интрузиями связаны важнейшие месторождения флюорита, вольфрама и других рудных полезных ископаемых. Нам кажется правильнее рассматривать эти структуры не в качестве особого типа, а как подтип во всем остальном с ними сходных орогенных структур активизации. В связи с этим все орогенные структуры Центральной Монголии, возникшие в юрско-раннемеловое время, отнесены нами к категории орогенно-активизационных. К структурам ревивации, исходя из наших представлений, можно отнести лишь нижне-среднеюрские структуры, развитые на незначительной территории в северо-восточной части региона, представляющей собой юго-восточную оконечность Центральномонгольского вулканогенного пояса.

ЛИТЕРАТУРА

Барсболд Р. Стратиграфия и пресноводные моллюски верхнего мела Гобийской части Монгольской Народной Республики. Автореф. дисс. 1969.

Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.— Геол. и геофиз., № 8, 1968.

Васильев В. Г. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Гостоптехиздат, 1959.

Гоби-Алтайское землетрясение. Изд-во АН СССР, 1963.

Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. АН СССР, 1957.

Маринов Н. А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. «Недра», 1967.

Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об основном типе структур Восточной Азии.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 85, 1963.

Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией.— Геотектоника, № 4, 1967.

Нагибина М. С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.— Геотектоника, № 5, 1970.

Николаева Т. В., Шувалов В. Ф. Юрские отложения Юго-Восточного Хангая и прилегающих к нему районов Северной Гоби.— Матер. по геол. Монгольской Народной Республики. «Недра», 1966.

Николаева Т. В., Шувалов В. Ф. Основные этапы осадконакопления и развития рельефа Центральной Монголии в мезозое и кайнозое.— Вестн. ЛГУ, сер. геол., геогр., вып. 3, 1969.

Пейве А. В., Синицин В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1950.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 19, 1960.

Шувалов В. Ф. Новые данные о верхнеюрских и нижнемеловых отложениях юго-восточных районов Монгольского Алтая.— Докл. АН СССР, т. 179, № 1, 1968.

Шувалов В. Ф. О верхнеюрских красноцветных континентальных отложениях Монголии.—Докл. АН СССР, т. 189, № 5, 1969.

Шувалов В. Ф. Стратиграфия континентального мезозоя и мезозойская история геологического развития Центральной Монголии. Автореф. дисс. 1970.

Berkey Ch., Morris Fr. Geology of Mongolia. The Amer. Mus. Nat. Hist., vol. 2, 1927.

В. Д. ЕРМИКОВ

ТЕКТОНИКА МЕЗОЗОЙСКОГО ОРОГЕННОГО КОМПЛЕКСА ХАНГАЙ-ХЭНТЭЙ-ЯБЛОНОВО-СТАНОВОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

В восточной половине Центрально-Азиатского складчатого пояса процессы мезозойской активизации проявились наиболее полно, что нашло свое выражение в формировании сложно построенного орогенного комплекса магматических и осадочных пород. В различных структурно-формационных зонах этот комплекс имеет возраст от позднего триаса до раннего мела включительно. Наиболее полно мезозойские орогенные формации представлены в Хангай-Хэнтэй-Яблоново-Становой горной области. В качестве крупной орогенной структуры она сформировалась уже в позднем триасе и в течение всего мезозоя сохранила неуклонную тенденцию к поднятию. Как резко приподнятая горная область она выделяется и в современном рельефе.

На основании изучения мезозойских образований отдельных районов Хангай-Хэнтэй-Яблоново-Становой горной области исследователями решались различные вопросы теоретической и прикладной геологии. В этой статье поставлена структурная задача для области в целом. Наибольшее внимание уделяется выделению мезозойских формаций и определению их взаимоотношений между собой, т. е. установлению вертикальных и латеральных рядов. На этой основе составлена карта мезозойских структурно-формационных комплексов (см. приложение 5) и сделана попытка сравнить структуру области с мезозойскими структурами прилегающих территорий Центрально-Азиатского горного пояса. В состав области входят участки разновозрастных докембрийских и палеозойских поясов складчатости, поэтому можно рассмотреть на ее примере и некоторые общие вопросы соотношения мезозойской структуры со структурами гетерогенного складчатого фундамента.

Восточная часть Центрально-Азиатского горного пояса охватывает обширную территорию, расположенную между древними Сибирской и Северо-Китайской платформами и протягивающуюся с запада на восток от 100 до 128-го меридиана. В СССР она включает в себя Бурятскую АССР, Читинскую и Амурскую области, юг Якутской АССР и часть Хабаровского края. За пределами СССР сюда входит часть МНР, расположенная восточнее 100-го меридиана.

Необходимое для наших целей географическое районирование территории проводилось на основании исторически сложившихся представлений и схем. Для СССР за основу взяты названия и схемы, приведенные в работах Е. В. Павловского (1948), Н. А. Флоренсова (1954, 1960), Л. И. Салопа (1964), В. А. Соловьева (1968), и др.; районирование МНР проводилось согласно работе Ш. Цегмида (1962). В указанные схемы районирования внесены некоторые изменения (рис. 1).

Наиболее крупными геоморфологическими элементами рассматриваемой части Центрально-Азиатского пояса являются высокогорная Бай-

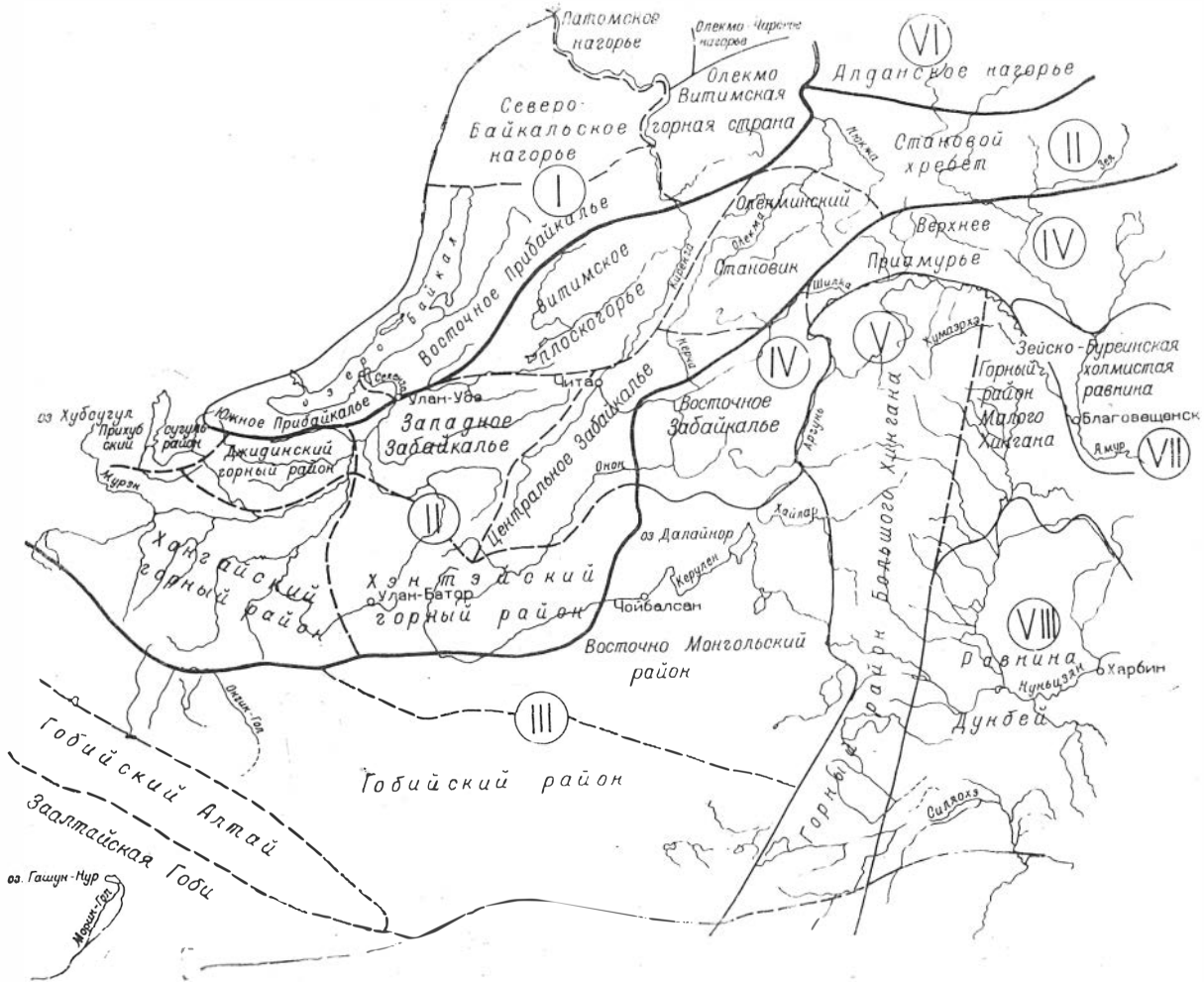


Рис. 1. Схема географического районирования восточной части Центрально-Азиатского горного пояса.

I — Байкальская горная страна; II — Хангай-Хэнтэй-Яблоново-Становая горная область; III — Гобийско-Восточно-Монгольская высокоприподнятая холмисто-сопочная область; IV — Восточно-Забайкальская — Приамурская среднегорная область; V — среднегорная область Хингана; VI — область Алданского нагорья; VII — Зее-Буреинская холмисто-равнинная область; VIII — область равнины Дунбея.

кальская область (наивысшие абсолютные отметки хребтов 2000—3000 м), Хангай-Хэнтэй-Яблоново-Становая высокогорная область (2000—3500 м), Гобийско-Восточно-Монгольская высокоподнятая холмисто-сопочная область (абсолютные отметки вершин 1000—2000 м, за исключением Гобийского Алтая с абсолютными высотами до 4000 м и относительным превышением до 500—700 м) и Восточно-Забайкальская-Приамурская среднегорная область (1000—1500 м). Выделенные области в свою очередь подразделяются на районы. По ним в дальнейшем изложении описываются мезозойские разрезы для Хангай-Хэнтэй-Яблоново-Становой области и дается сравнительная характеристика формаций для остальных областей. Только для МНР недостаток фактического материала заставляет нас проводить описание по укрупненным районам, которые названы Северной, Восточной и Южной Монголией. Северная Монголия включает в себя территорию между 96 и 108 меридианами, обрамленную с юга хребтами Хангая. Сюда входят полностью Хангайский горный район и часть Хэнтэйского. Южная Монголия отделена от Северной Долиной Озер и представлена монгольской частью пустыни Гоби (районы на схеме: Гобийский, Гобийского Алтая и Заалтайской Гоби). Северная граница Южной Монголии проходит в районе 45 параллели. На восток от 108-го меридиана расположена Восточная Монголия (Каленов, 1947). В ее пределах распространены равнинные или пологогористые формы рельефа Восточно-Монгольского района и горы хр. Эрен-Дабан Хэнтэйского района.

СТРУКТУРА ДОМЕЗОЗОЙСКОГО ОСНОВАНИЯ

Д о р и ф е й с к и е с т р у к т у р ы. Древнейшие складчатые комплексы на исследуемой территории развиты в пределах Станового хребта. Ряд исследователей этот район рассматривает как выступ фундамента Сибирской платформы (Муратов, 1966; «Геологическое строение СССР», 1968; и др.), другие верхнеархейский складчатый комплекс Станового хребта относят к фундаменту Южно-Сибирской геосинклинальной области («Геологическое строение ...», 1965; и др.).

Складчатая система Станового хребта на севере ограничена зоной разломов Южно-Алданского (Станового) шва, на юге — Монголо-Охотской зоной разломов. В структуре Становой складчатой системы выделяются верхнеархейский метаморфический комплекс, который рассматривается как ее фундамент, геосинклинальный комплекс нижнего протерозоя, а также среднепротерозойский комплекс («Геологическое строение СССР», 1968; Булина, Спижарский, 1970; и др.). Архейский комплекс сложен метаморфизованными до гранулитовой фации гнейсами и кристаллическими сланцами, нижнепротерозойский — амфиболитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, среднепротерозойский — различными метаморфическими сланцами, кварцитами, мраморами. Архейские породы (курультинская, джайнинская и другие серии) смяты в крупные линейные складки широтного простирания, складки нижнепротерозойских пород (становая, урканская и другие серии) отличаются в ряде случаев более крутыми углами падения и имеют также субширотные простирания. Среднепротерозойские породы (джелтулинская, чульманская, янканская серии) выполняют узкие грабены в зоне Станового и Джелтулакского глубинных разломов и смяты в линейные складки с крутыми углами падения крыльев, простирание которых совпадает с простиранием разломов, ограничивающих грабены.

Таким образом, Становая складчатая система обособлена от Алданского щита глубинными разломами, имеет другое — субширотное простирание и считается более молодой — протерозойской. Метаморфические образования Становой системы пронизаны громадным числом гранитоид-

ных интрузий, большинство которых является значительно более молодыми. Это заставляет некоторых авторов (Зоненшайн, 1967) исключать подобные районы из категории складчатых областей и относить их к гранитоидным поясам.

Байкальские структуры охватывают почти полностью Байкальскую горную область, а также Прихубсугульский и часть Джидинского и Западно-Забайкальского районов Хангай-Хэнтэй-Яблоново-Становой горной области.

На востоке от дорифейских складчатых систем Алданского нагорья и Станового хребта байкалиды отделены зоной глубинных разломов. Продолжаясь к югу, эта же зона отделяет последние от ранних каледонид Забайкалья и Северной Монголии.

На территории СССР байкальская складчатая система подразделяется («Тектоника Евразии», 1966) на внутреннюю эвгеосинклинальную зону (Баргузино-Витимский синклинорий) и внешнюю миогеосинклинальную (Бодайбинский, Патомский и Прибайкальский прогибы, Тонодский и Неченский антиклинории).

Баргузино-Витимский синклинорий занимает почти половину площади Байкальской горной области. Вдоль его бортов с запада и востока располагаются Байкальская и Муйская глыбы, сложенные архейскими образованиями, представляющими предполагаемое основание внешней зоны байкалид (амфиболиты, амфиболовые и гиперстеновые гнейсы, мраморы, кристаллические сланцы и кварциты). Складки архейского комплекса имеют северо-восточное простирание. В строении собственно Баргузино-Витимского синклинория участвуют породы нижнего структурного яруса — эффузивы спилит-кератофировой формации, преобразованные в метадиабазы, зеленые ортосланцы, амфиболиты и кварцево-серицито-альбитовые сланцы, а также верхнего структурного яруса, состоящего из относительно слабо метаморфизованных терригенных и карбонатных толщ, содержащих основные и кислые эффузивы. Породы верхнего яруса смяты в сложные линейные складки преобладающего северо-восточного простирания. Рифейский комплекс прорван многочисленными интрузиями гранитов, кроме того, содержит вытянутые тела основных интрузий и гипербазитов.

Породы внешней зоны байкалид не содержат вулканических образований. Нижний ярус, выходящий в Чуйском, Тонодском и Неченском антиклинориях, сложен глубоко метаморфизованными терригенными образованиями, а верхний ярус Бодайбинского, Патомского и Прибайкальского прогибов — терригенно-карбонатными.

Орогенный ярус байкалид представляют терригенно-карбонатные толщи кембрия и, возможно, венда, залегающие в узких грабенах и прогибах на эродированной поверхности геосинклинальных ярусов.

В районе Прихубсугулья, на территории Монгольской Народной Республики, располагаются складчатые образования байкальского возраста, которые могут трактоваться или как выступы протерозойских и рифейских пород среди ранних каледонид (Зайцев, 1964; «Тектоника Евразии», 1966; и др.), или как часть обширной области байкальского складчатого обрамления Сибирской платформы, связанная со структурами Восточного Саяна и Хамар-Дабана (Амантов, Матросов, 1961; Кудрявцев, 1965; Амантов и др., 1968; и др.). Тувино-Монгольский массив, разделенный на две неравные части вендско-кембрийским Прихубсугульским прогибом, на территории Монголии ограничен Хангайским, Арыйнгольским и Сангиленским глубинными разломами. Н. А. Маринов (1967) в пределах массива выделяет Тэсингольское поднятие и Шишхидгольский прогиб. Тувино-Монгольский массив сложен породами амфиболитовой карбонатно-терригенной формации Pt_1, карбонатной Pt_2 и зеленоцветной вулканогенно-терригенной Pt_3, а также гранодиоритовой

и гипербазитовой интрузивных формаций. Мощные инверсионные движения байкальской складчатости, выведшие эту область из стадии геосинклинального развития, произошли в конце позднего протерозоя. Из более поздних образований на территории массива известны образования D_{1-2} (андезитовая и щелочная граносиенитовая формации) и P_2 (вулканогенная молассоидная формация).

Раннекаледонские структуры разделяются на две смыкающиеся в пределах Монголии ветви: северную и южную. Северная включает в себя северо-западные части Гобийского и Хангайского районов Монголии, большую часть Джидинского и Западно-Забайкальского районов, небольшую северо-западную часть Центрального Забайкалья, юго-восток Витимского плоскогорья и Олекминский Становик, где постепенно выклинивается. Она отделена с севера от байкальских структур краевым швом, проходящим вдоль южных склонов хр. Хамар-Дабан, через низовья р. Селенги, по рр. Витимкан и Ципикан в бассейн р. Бамбуйки (Арсентьев и др., 1964), на юге—от поздних герцинид протяженной зоной глубинных разломов с запада на восток: Баянгольским, Тамиргольским, Чикойским, Шилкинским и др. (Монголо-Охотский линеамент). Южная ветвь раннекаледонских структур охватывает северные части Гобийского и Восточно-Монгольского районов, восточную часть Восточного Забайкалья, север Большого Хингана, после чего смыкается в Верхнем Приамурье с Хингано-Буреинским массивом. С севера ее ограничивают Баян-Хонгорский, Северо-Гобийский, Ононский и другие глубинные разломы, с юга — Южный Ихэбогдинский, Ундуршилинский и Дельгинский. На западе раннпе каледониды по Цаган-Шибэтинскому глубинному разлому отделяются от поздних каледонид Монголо-Алтайской складчатой системы (Маринов, 1967).

Многие авторы считают южную ветвь каледонид антиклинальной зоной герцинской геосинклинали (Нагибина, 1963, 1969; Зоненшайн, 1967; и др.). Действительно, каледониды подверглись существенной переработке под влиянием ограничивающих их с севера и юга более поздних геосинклинальных систем, что выразилось прежде всего в образовании на каледонском основании герцинских внешних прогибов, сходных в ряде районов по формационному типу осадков с геосинклинальными. Однако большинство выходов домезозойского основания в этой зоне представлены докембрийскими и раннекембрийскими геосинклинальными формациями. Более поздние палеозойские формации имеют преимущественно орогенный облик (Маринов, 1967). Девонские черносланцевые толщи Прикеруленского прогиба, служившие М. С. Нагибиной и др. основанием для отнесения этой зоны к герцинидам, обнажаются на весьма небольшой площади и с большим основанием могут быть отнесены к внешнему геосинклинальному прогибу позднегерцинской Монголо-Амурской системы (Амантов и др., 1966).

Ранние каледониды представлены рядом складчато-глыбовых структур, геосинклинальное развитие которых завершилось в раннем кембрии. Следует отметить унаследованный от позднего протерозоя цикл их геосинклинального развития, так как отчетливая дифференциация структурных элементов на ряд прогибов и поднятий намечается только по разрезам нижнего кембрия.

Фундамент раннекаледонской системы гетерогенен и представлен реликтами позднеархейских и раннепротерозойских складчатых сооружений. Выступы первых встречаются в зоне сочленения ранних каледонид со Становой складчатой системой, вторые обнажаются в пределах Заганского, Малханского, Яблоново-Станового и других хребтов («Геологическое строение СССР», 1968). Фрагментами байкальского фундамента среди ранних каледонид Монголии являются Сонгинский, Ихэджаргалантинский, Бутулиннуринский и другие безымянные выступы. Они

обнаруживают значительное сходство разрезов с протерозойскими образованиями байкалид Тувино-Монгольского массива (Маринов, 1967).

На территории СССР в северной ветви раннекаледонской системы выделяется группа поднятий, образующих крупную Хилок-Витимскую антиклинальную зону. Южную ветвь каледонид представляет Аргунский антиклинорий, сочленяющийся в Приамурье с Хингано-Буреинским срединным массивом (Амантов и др., 1968; Бобылев, 1970). Отрицательные структуры слагают крупные Джидинский и Удино-Витимский «зеленокаменные» геосинклинальные прогибы (Арсентьев, 1965). На территории Монголии Н. А. Маринов (1967) и др. выделяют группу дугообразно расположенных поднятий, образующих крупное Тарято-Селенгинское поднятие и Центрально-Монгольскую геоантиклинальную зону (Цаганоломское, Байдарикское, Средне-Гобийское, Северо-Керуленское и Южно-Керуленское поднятия). К вулканогенным внутригеосинклинальным прогибам относят Озерный, Идэрский и Джидинский (южная часть выделяемого в Забайкалье), к приразломным вулканогенным — Баянхонгорский, Ихэбогдинский, Ундуршилинский, Керуленский и Ханхухэйский, к внешним пригеосинклинальным — Прихубсугульский. Последний, вдаваясь широким проливом далеко на север, почти полностью расположен в пределах байкалид Тувино-Монгольского массива, но относится к каледонским структурам, так как выполнен мощным комплексом сложно дислоцированных вендско-кембрийских отложений, которые несомненно имеют геосинклинальный облик и с перерывом и стратиграфическим несогласием залегают на зеленосланцевых толщах рифея (Амантов и др., 1968; Зайцев, Ильин, 1970; и др.). К этому же перерыву приурочено, очевидно, внедрение гранитных интрузий, галька которых с абсолютным возрастом 823 млн. лет содержится в базальных конгломератах вендско-кембрийского комплекса (Зайцев, Ильин, 1970).

В пределах ранних каледонид, исходя из работ А. Л. Яншина и др. (1966) и Н. А. Маринова (1967) и др., могут быть выделены следующие структурные комплексы: комплекс фундамента $A—Pt_{1-2}$ (метаморфические породы амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а также карбонатная и габбро-гранодиорит-гранитовая формации); геосинклинальный $Pt_3—Cm_1$ (спилито-кератофировая, карбонатно-вулканогенно-кремнистая, зеленокаменно-кремнисто-сланцевая, порфирово-карбонатная, гипербазитовая, габбро-пироксеновая, габбро-диорит-диабазовая формации и др.); протоорогенный $Cm_{2-3}—O$ (терригенно-карбонатная, гранитоидная формации); дейтероорогенный $S—P$ (вулканогенные и терригенные молассоидные вулкано-плутонические и интрузивные формации орогенного типа).

Герцинские (варисские) структуры образуют две ветви, занимающие обширные пространства. К ним относятся складчатые сооружения сравнительно узкой северной позднегерцинской ветви (Монголо-Амурская система по Н. А. Маринову, 1967; и др.), окруженной со всех сторон каледонскими образованиями и протягивающейся от Центральной Монголии через Восточное Забайкалье и Приамурье к Охотскому морю. Южная ветвь, состоящая из ранне- и позднегерцинских систем (соответственно Южно-Монгольская и Внутренне-Монгольская складчатые системы по Н. А. Маринову, 1967; и др.), охватывает южную и юго-восточную части Гобийско-Восточно-Монгольской области и проходит в районы Большого и Малого Хингана.

Раннегерцинские структуры Южно-Монгольской системы протягиваются в виде широкой дуги от Большого Хингана на востоке через Южную Монголию в Северо-Западный Китай. На западе они граничат по Тургэнгольскому глубинному разлому с поздними каледонидами Монголо-Алтайской системы, на севере и северо-востоке — с ранними каледонидами Северо-Монгольской системы по Южно-Ихэбогдинскому и Дельгинскому разломам. На юго-востоке раннегерцинские структуры

сочленяются с поздними герцинидами Внутренне-Монгольской системы по Уланбадархинскому и Элигенурскому глубинным разломам.

Строение Южно-Монгольской системы четко зональное. Зональность совпадает с отмеченной выше дугообразной ее протяженностью. Геоантиклинальные и геосинклинальные зоны перемежаются вкрест простирания системы. Выделяются краевые геоантиклинальные зоны: Гобиалтайско-Сухэбаторская (Гобийское и Сухэбаторское поднятия) и Гобитяньшаньско-Нукутдабанская (Нукутдабанское, Уланульское, Гобитяньшаньское поднятия). Последняя на востоке за пределами Монголии продолжается в виде Эрлянского и Молохинско-Аэршаньского антиклинориев. Геоантиклинальные зоны разделяет Гобийско-Хинганская геосинклинальная зона. В ней с запада на восток последовательно сменяются Барунхурайский, Джунгарский, Эдергенинуринский, Гурбансайханский, Сайншандинский и Халхингольский прогибы (Маринов, 1967; Амантов и др., 1968; и др.).

Домезозойские образования Южно-Монгольских ранних герцинид можно подразделить на три структурных комплекса:

— протерозойский складчатого основания — Дариганский выступ, Нукутдабанское и Уланульское поднятия — амфиболитовая и зеленосланцевая вулканогенно-терригенные, кремнисто-карбонатная формации огнейсованных гранитоидов;

— нижне-среднепалеозойский геосинклинальный — O—D на поднятиях: терригенная, зеленокаменная вулканогенно-терригенная, терригенно-карбонатная, флишоидная, порфировая, гранодиоритовая и гипербазитовая формации, S_2—C_1 в прогибах: терригенная, кремнисто-вулканогенная, кремнисто-терригенная, молассоидная, спилито-кератофировая, порфиритовая, габбро-диорит-диабазовая и гипербазитовая формации;

— верхнепалеозойский протоорогенный — C_1 — P на поднятиях, C_2—P в прогибах: повсеместно морская и континентальная терригенная, местами угленосная молассовая, вулканогенно-молассовая, андезит-липаритовая, габбро-диорит-гранитовая, субвулканическая гранитоидная формации.

По Л. П. Зоненшайну (1967), наиболее резкое несогласие в палеозойском разрезе фиксируется между нижним карбоном и верхним палеозоем, а складчатость происходила либо в конце раннего карбона, либо сразу после него.

Позднегерцинская Монголо-Амурская система, вклиниваясь длинным языком в раннекаледонские структуры, охватывает большую часть Хангай-Хэнтэйского района, Центральное и Восточное Забайкалье, а также Верхнее Приамурье, после чего, огибая с севера Хингано-Буреинский массив, соединяется с герцинскими структурами Дальнего Востока. Северная граница системы с раннекаледонскими, а затем протерозойскими структурами контролируется на территории Монголии Баянгольским и Тамиргольским глубинными разломами, в СССР — разломами Монголо-Охотского линеамента, а с юга — зонами Северо-Гобийского, Ононского, Ульдзинского, Газимурского и других глубинных разломов.

Монголо-Амурская система разбивается на изометричные или удлиненные синклинории (прогибы) и антиклинории (поднятия). По М. С. Нагибиной (1963), Н. А. Маринову (1967), Л. П. Зоненшайну (1967) и др., главными прогибами системы являются Хангайский, Хэнтэйский, Даурский, Агинский, Центрально-Восточно-Забайкальский, Верхне-Амурский, Удско-Шантарский и др.* Прогибы сменяют друг друга по простиранию,

* Агинский прогиб занимает южную и юго-восточную части Агинского «палеозойского» поля, представленного в основном немыми зеленосланцевыми отложениями ононской серии, возраст которой в последнее время считается докембрийским («Геологическое строение СССР» т. I, 1968; и др.). Некоторые авторы (Алтухов, Смирнов,

отражая продольную зональность системы. Большинство поднятий располагается преимущественно по краям системы: Западно-Хангайское, Южно-Хэнтэйское, Северо-Хэнтэйское, Причикойское, Борщовочное, Яп-канское, Тукуригро-Джагдинское и др. Кроме того, выделяется несколько поперечных поднятий, связанных с зонами долгоживущих поперечных разломов (Восточно-Хангайское и др.).

В пределах системы теми же авторами выделяются следующие структурные комплексы:

— комплекс основания Pt_3—Pz_1 (кремнисто-карбонатная, вулканогенно-терригенная, флишоидная формации и формация огнейсованных гранитов и диоритов);

— геосинклинальный комплекс D—C_3 (в Агинском прогибе до T_1) — в прогибах представлен кремнисто-терригенной и терригенной формациями, на поднятиях, кроме того, вулканогенными, вулкано-плутонической диорит-гранодиорит-гранитной и интрузивной гранодиоритовой формациями;

— протоорогенный комплекс P—T_1 — континентальная или морская молассовая и гранодиоритовая формации. Возраст главной складчатости падает на самый конец палеозоя (Зоненшайн, 1967; и др.).

Позднегерцинские структуры Внутренне-Монгольской системы своей небольшой частью расположены на территории МНР, а в основном прослеживаются более чем на 3000 км широкой полосой в прилегающих районах Китая (Внутренняя Монголия, юг Большого Хингана). Северная граница их в Юго-Восточной Монголии проводится по зонам Уланбадархинского и Элигенурского глубинных разломов и в большей части перекрыта чехлом меловых отложений. На остальной территории она неотчетлива и представляет собой обширную зону переработки раннегерцинских структур позднепалеозойско-раннемезозойскими движениями. Подобная зона намечается в северных блоках Тотошаня и Гобийского Тянь-Шаня. Южной границей Внутренне-Монгольской складчатой зоны являются выходы суперкрустальных толщ байкалид Корейско-Северо-Китайской складчатой области.

Внутренне-Монгольская система подразделяется на следующие структурные элементы (Маринов, 1967; Амантов и др., 1968): северную геоантиклинальную зону, включающую Южно-Гобийское, Тотошаньское и Чжесштское поднятия, и южную зону Солонкерского и Чахарского прогибов, разделенных Ширинским поднятием.

Домезозойские образования Внутренне-Монгольской складчатой системы подразделяются на три комплекса (Маринов, 1967; Борзаковский, Суетенко, 1970):

— протерозойский складчатого фундамента (Pt_{1-3}) — зеленосланцевая терригенная, амфиболитовая вулканогенно-терригенная, кремнисто-карбонатная формации и формация огнейсованных гранитов;

— нижне-среднепалеозойский геосинклинальный (O—D) — терригенная зеленокаменная, вулканогенно-терригенная, порфировая формации и формация батолитовых гранитоидов;

—позднепалеозойско-раннемезозойский геосинклинальный (C_1—? T_1)— морская терригенно-молассовая, вулканогенно-терригенная, флишоидная, порфировая, а также формации щелочных гранитоидов и грано-

---

1970) в Агинском поле выделяют срединный массив ранних байкалид, к которым они, вопреки мнению большинства исследователей, относят большую часть территории Забайкалья. Ононская серия, по их представлениям, слагает чехол этого массива. Однако, как показывают фактические данные, территория Агинского поля не отвечает представлениям о срединных массивах («Справочник», 1970). Так, мощность ононской серии на массиве не только не уменьшается, а даже увеличивается по сравнению со смежными геосинклинальными прогибами (Зорин, 1964; Мастюлин, 1971). Не соответствует представлениям о чехле и степень дислоцированности серии (Громин, 1970).

диоритов и гипербазитов. Между комплексами наблюдаются резкие несогласия и перерывы.

Несмотря на то, что отнесение верхнепалеозойского яруса к геосинклинальному небесспорно, так как слагающие его формации имеют орогенный облик, а существование нижнетриасовых толщ в этом районе проблематично, Н. А. Маринов (1967) называет структуры Внутренне-Монгольской системы вслед за структурами Монголо-Амурской поздними палеозоидами — ранними мезозоидами, а Ю. А. Борзаковский и О. Д. Суетенко (1970) — ранними мезозоидами, предлагая для них новый термин «гобиниды». Основание для этого они видят в несогласии между средне- и верхнепалеозойскими комплексами, значительной мощности верхнепалеозойских прогибов, значительной роли формаций зеленокаменного (?) ряда, присутствии пермо-триасовых гипербазитов и т. п.

Однако, как уже отмечалось, среди формаций C_1—P_2 скорее отсутствуют типично геосинклинальные (Маринов, 1967), а большие мощности могут быть характерны и для орогенных отложений. Что касается гипербазитов, то в последнее время становится все более ясной их связь с зонами длительно живущих глубинных разломов, «сквозных» для различных этапов развития региона (Кузнецов, 1970 и др.). Кроме того, как отмечают сами авторы, даже ранние мезозоиды (гидосиниды) заканчивают свое геосинклинальное развитие в конце триаса или в лейасе. Юрские же молассоидные толщи межгорных впадин, которые Н. А. Маринов (1967) считает эпигеосинклинальными орогенными, известны в таких же формах далеко за пределами Внутренне-Монгольской системы на каледонском и байкальском основании.

Таким образом, структуры Внутренне-Монгольской системы, по-видимому, следует считать позднепалеозойскими, а верхнепалеозойский ярус—орогенным, чему не противоречит ни состав формаций, ни несогласия в основании и внутри яруса, ни многочисленные интрузии гранитоидов.

МЕЗОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА

Осадочно-вулканогенные формации

Северная Монголия

Мезозойские образования расчленяются в Северной Монголии на три комплекса: триасовый (включающий, возможно, и низы лейаса), нижне-среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой. Последний изучен больше других в связи с приуроченностью к нему месторождений горючих ископаемых. Триас-нижнеюрский комплекс развит в центральной и восточной частях района: на Тарято-Селенгинском поднятии ранних каледонид, где участвует в строении Орхоно-Селенгинского вулканического пояса, а также образует систему небольших тел на всем протяжении позднепалеозойской Монголо-Амурской складчатой системы. Образования нижне-среднеюрского комплекса участвуют в строении Орхоно-Селенгинского вулканического пояса, а в виде более мелких тел равномерно встречаются по всей территории Северной Монголии. Завершает мезозойский разрез верхнеюрско-нижнемеловой комплекс, представленный вулканогенно-осадочными образованиями, выполняющими приразломные грабены, приуроченные главным образом к Северо-Монгольской системе каледонид.

Триас-нижнеюрский комплекс широко развит в междуречье Орхона и Селенги, образуя продолжение Западно-Забайкальского вулканического пояса. Западная граница распространения

триасовых осадочно-вулканогенных пород не проходит далее сотого меридиана и контролируется системой Орхонского и более мелких поперечных разломов северо-западного направления.

Приведем разрез в междуречье Орхона и Толы, где комплекс триасовых осадочных и вулканогенных образований залегает без признаков углового несогласия на молассовых каменноугольных отложениях (Грецкая, Моссаковский, 1969) (снизу вверх):

1. Пачка бурых среднегалечных конгломератов с хорошо окатанной галькой различных эффузивов и гранитоидов; цемент туфогенный, в верхней части пачки песчанистый; мощность 20—40 м.

2. Массивные грязно-буро-зеленые песчаники с линзами гравелитов, мелкогалечных конгломератов и прослоями зеленовато-бурых алевролитов с остатками позднетриасовой флоры (по определению В. А. Вахрамеева); мощность 800—1000 м.

3. Конгломераты грязно-бурые, среднегалечные до валунных, с галькой гранитоидов, кислых и средних эффузивов; в верхней части толщи появляются горизонты кислых эффузивов, пачки туфов и вулканических брекчий; вверх по разрезу они постепенно вытесняют конгломераты до полного их исчезновения; мощность 100—300 м.

4. Толща лав кислого, среднего и основного состава, вулканических брекчий, туфов и туфоконгломератов; характерно фациальное непостоянство и резкая изменчивость мощностей отдельных пачек пород по площади, вплоть до полного исчезновения; мощность более 2000 м.

В. Г. Васильев и др. (1959) и Ю. Я. Петрович (1963) дают общее описание вулканогенного поля в междуречье Орхона и Селенги, однако сложность строения и слабо разработанная стратиграфия этих толщ часто не позволяют судить, о каких эффузивах идет речь: пермских, триасовых или юрских. Н. А. Маринов (1967) отмечает, что нижней части триасового вулканогенного комплекса свойственна повышенная основность эффузивов (до авгитовых порфиритов), несколько повышенная щелочность последующих излияний, а также обилие пирокластических пород (агломераты, туфы и т. д.).

Нижне-среднеюрский комплекс представлен двумя типами разрезов: вулканогенным и терригенным. Вулканогенные образования известны на Тарято-Селенгинском поднятии, где вместе с триасовыми участвуют в строении Орхоно-Селенгинского вулканического пояса. Терригенные, иногда угленосные сероцветные отложения выполняют ряд локальных мульд и грабенов на западе Северной Монголии.

Нижне-среднеюрские вулканогенные образования Орхоно-Селенгинского пояса образуют крупное поле в нижнем течении р. Эгыйнгол, по правому берегу низовьев р. Харагол и в виде более мелких тел встречаются в междуречье Орхона и Селенги. Почти полное отсутствие органических остатков и слабая изученность этих толщ приводит к тому, что исследователи либо вообще не выделяют этот комплекс на территории Северной Монголии, либо дают весьма беглое его описание. Аналогичное положение существовало и в Забайкалье до работ Н. П. Михно, В. М. Скобло и Н. А. Ляминой, Ю. В. Комарова, А. И. Киселева, Ю. М. Холода. Находка остатков нижне-среднеюрских насекомых в сланцах Малохамардабанского поля эффузивов (Скобло, Лямина, 1962) позволила выделить ичетуйскую свиту, несогласно залегающую с конгломератами в основании на триасовых образованиях. Вулканиты р. Эгыйнгол являются непосредственным продолжением Малохамардабанского поля, и поэтому их также можно датировать нижней-средней юрой. Эта толща сложена в основном эффузивами (около 90%). Набор пород состоит из базальтов, андезитов, трахитов, лаво-конгломератов, брекчиевых лав, редко туфов, песчаников и сланцев. Для них характерны лилово-серые и зеленовато-серые тона. Большая часть эффузивов обладает пористой и миндалека-

менной текстурой и порфировой структурой (с крупными вкрапленниками плагиоклазов), встречаются базальты с шаровой и скорлуповатой отдельностью. Для лав характерна повышенная щелочность. От образований триаса нижне-среднеюрские отличаются слабым развитием пирокластических пород, почти полным отсутствием кислых эффузивов и меньшей степенью дислоцированности.

Терригенные образования нижне-среднеюрского возраста известны только в западной части Северной Монголии и изучены крайне слабо. В Западном Прикосоголье они выполняют ряд небольших грабенов по восточному борту Дарханской котловины и представлены конгломератами, желтовато-серыми тонкозернистыми глинистыми песчаниками с прослоями крупнозернистых аркозовых песчаников. Содержащиеся в них остатки флоры характерны, по определению В. Д. Принады, для юры. Ряд более крупных грабенов приурочен к Хангайскому глубинному разлому, но выполняющие их образования в литературе не описаны.

Верхнеюрско-нижнемеловой комплекс изучен относительно хорошо, достаточно широко распространен на территории Северной Монголии и представлен конгломератами, песчаниками, глинистыми, углистыми и битуминозными сланцами, углями и основными, средними, реже кислыми эффузивами. Они резко несогласно залегают на палеозое, реже, но также несогласно на триасе и нижней- средней юре. Отложения выполняют большинство мелких и крупных впадин, выраженных в современном рельефе, и представляют собой грабены, приуроченные к зонам глубинных разломов. В основании небольших грабенов Восточного Прихубсугулья залегают андезиты и альбитофиры, сменяющиеся вверх по разрезу толщей рыхлых пестроцветных конгломератов и песчаников (Иванов, 1961а). В остальных впадинах эффузивные образования не установлены, хотя в сопредельном Западном Забайкалье они встречаются довольно часто (Ермиков, 1968б). Возможно, в Северной Монголии их включают либо в триасовый, либо в нижне-среднеюрский вулканогенный комплекс.

Ряд верхнеюрских-нижнемеловых впадин описан Н. А. Мариновым и Ю. Я. Петровичем (1964). Из них Эгыйнгольская котловина приурочена к сочленению Арыингольского и Хангайского разломов и представляет собой грабен, ограниченный разломами с севера и юга. Выполняющие его отложения разделяются на две толщи: базальную и продуктивную. Базальная обнажается по окраинам впадины и состоит из пестроцветных разногалечных конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников общей мощностью 330 м. Выше согласно залегает продуктивная толща мощностью 550 м, занимающая центральную часть грабена. Она сложена чередующимися серыми разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, аргиллитами и алевролитами с отпечатками юрской (по В. А. Вахрамееву) флоры и одним пластом угля (0,5—3,8 м).

Близкое строение имеет приуроченная к Баянгольскому глубинному разлому Шараингольская впадина. Это грабен-синклиналь с амплитудой вертикального смещения по разлому до 1000 м. Л. С. Бурых и И. Б. Полищук расчленили выполняющие ее отложения на три толщи: базальную, продуктивную и безугольную, залегающие между собой согласно. Их суммарная мощность превышает 900 м. Продуктивная песчанико-аргиллитовая толща содержит шесть пластов угля (от 0,83 до 15,5 м). Собранные в этих отложениях растительные остатки и спорово-пыльцевые комплексы характерны для юры — нижнего мела.

Верхнеюрские-нижнемеловые породы изучены также в Угейнурской грабен-синклинали, приуроченной к Орхонскому глубинному разлому, в Налайхинской котловине, представляющей собой грабен с моноклинальным залеганием мезозойских пород, и во многих других межгорных впадинах Северной Монголии. Они наблюдались во впадине оз. Архан-

Нур, Ихэ-Тухумнурской котловине, в узких, сильно вытянутых депрессиях, расположенных вдоль современной долины р. Селенги (устье р.Худэлен-Булак западнее сомона Селенге-Бурин) и в других местах.

Во всех впадинах разрез имеет сходное строение. Базальные горизонты сложены грубообломочными породами, которые выше сменяются песчано-сланцевой толщей с пластами угля. Венчает разрез безугольная песчано-сланцевая толща. В некоторых впадинах из разреза выпадает одна, а то и две толщи.

Список растительных остатков, собранных в описываемых отложениях, довольно однообразен. По мнению В. А. Вахрамеева, большинство форм имеет широкое стратиграфическое распространение — от юры до нижнего мела. Пресноводную фауну Г. Г. Мартинсон сравнивает с фауной гусиноозерской серии, которая многими исследователями датируется как поздняя юра — нижний мел (В. М. Скобло и др.). Хотя в Северной Монголии выделяются только местные стратиграфические подразделения, общая стратиграфическая схема мезозойских угленосных пород этого района может быть сопоставлена с существующими схемами смежных районов Монголии. Например, отложения южной части Угейнурской впадины большинством исследователей достаточно уверенно параллелизуются с дзунбаинской свитой нижнего мела Восточной Монголии.

Таким образом, в Северной Монголии могут быть намечены следующие вертикальные ряды формаций.

На байкальском складчатом основании мезозойские образования распространены только во впадинах, расположенных вдоль Хангайского и Арыйнгольского глубинных разломов. Весьма условно там можно выделить конгломератово-песчаниковую нижне-среднеюрскую формацию и конгломерато-песчанико-сланцевую угленосную верхнеюрско-нижнемеловую.

Набор мезозойских формаций, развитых на раннекаледонском складчатом фундаменте, значительно шире. На Тарято-Селенгинском поднятии разрез мезозойских образований начинается с триаса. На разновозрастных палеозойских толщах резко несогласно, за исключением отдельных случаев, когда, по Т. А. Грецкой, А. А. Моссаковскому (1969), триасовые породы ложатся на карбоновые без видимого углового несогласия, залегает толща пестроцветных грубообломочных пород, выделяемых в пестроцветную песчанико-конгломератовую формацию. Выше по разрезу породы этой формации постепенно замещаются слоями базальтов, туфобрекчий и туфов кислого состава. Разрез завершается толщей вулканитов мощностью до 2000 м. Характерно преобладание пирокластических пород над лавами. Комплекс этих пород можно назвать вулканогенной формацией пестрого состава.

Выше несогласно залегает нижне-среднеюрская вулканогенная формация. Эффузивы представлены андезитами, андезитовыми порфиpами и трахитами. Эта формация наиболее широко развита в Джидинском прогибе, где участвует наряду с триасовыми породами в строении протяженного Орхоно-Селенгинского вулканогенного пояса.

Завершают мезозойский разрез терригенные породы, выполняющие довольно многочисленные грабены. В Восточном Прихубсугулье верхнеюрские-нижнемеловые конгломераты и песчаники можно объединить в пестроцветную песчанико-конгломератовую формацию с вулканитами, на остальной территории разрез состоит из переслаивающихся конгломератов, песчаников, алевролитов, углистых сланцев и углей, выделяемых в песчанико-сланцевую угленосную формацию.

Вертикальный ряд мезозойских формаций, развитых на герцинском фундаменте, сходен с описанным выше. Пестроцветная песчанико-конгломератовая формация триаса имеет ограниченное распространение и является продолжением большого поля этих пород, лежащего на кале-

донидах. Вулканогенная формация пестрого состава развита шире, но вулканических поясов типа Орхон-Селенгинского не образует. Эффузивы нижне-среднеюрской вулканогенной формации среднего состава слагают небольшие поля среди массивов гранитоидов на северо-востоке территории. Породы песчанико-сланцевой угленосной формации верхней юры — нижнего мела выполняют несколько грабенов.

Джидинский горный район

Район включает в себя бассейн р. Джиды с хребтами Малый Хамар-Дабан, Хангар-Ульский, Джидинский, Боргойский, а также Боргойской межгорной впадиной. Для этой территории характерно широкое площадное развитие мезозойских образований. Триас-нижнеюрский комплекс представлен вулканогенно-осадочной боргойской свитой, обнажающейся на Боргойском, Джидинском и Дабхорском хребтах, а также в Шулугских горах. К этому же комплексу следует отнести и эффузивы цаганхунтейской свиты, тесно связанные с массивами малокуналейских гранитоидов. Нижне-среднеюрский комплекс представляет вулканогенная пчетуйская свита, слагающая громадное поле (около 5000 км^2) на юго-восточных склонах хребта Малый Хамар-Дабан. Верхнеюрско-нижнемеловой комплекс состоит из хилокской вулканогенно-осадочной свиты и гуспноозерской угленосной серии, выполняющих крупную Боргойскую впадину, а также Гететейскую и несколько более мелких на склонах хр. Малый Хамар-Дабан. Нижнемеловой комплекс (чандинская свита) образует тела, вытянутые вдоль приразломных бортов Боргойской и Гегетуйской впадин.

Триас-нижнеюрский комплекс. Боргойская свита первоначально считалась протерозойско-нижнекембрийской (Налетов, 1961, и др.), однако в 1961 г. Ю. В. Комаров и А. И. Киселев в метаморфизованных угольных сланцах в районе ст. Билютай обнаружили отпечатки мезозойских растений, которые В. А. Хахлов определил как юрские или несколько более ранние (Комаров, Киселев, 1963; Комаров, 1964). Одновременно Н. П. Михно и Н. Г. Михно выяснили, что она по петрографическим и структурным признакам не отличается от тамирской свиты Западного Забайкалья, охарактеризованной раннемезозойской флорой (Михно, 1961, 1964; Комаров, 1964).

Наиболее полный разрез боргойской свиты описан Ю. В. Комаровым и А. И. Киселевым (1963) и др. в Боргойском хребте вдоль р. Селенги, между Убур-Дзокойской впадиной и ст. Билютай. В основании разреза преобладают излившиеся и пирокластические породы кислого состава: фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, ортофиры и их туфы, а также туфоконгломераты с обломками кислых эффузивов, туфопесчаники и туфосланцы. Выше залегают миндалекаменные порфириты, диабазы и диабазовые порфириты с прослоями туфоконгломератов и 1,5-метровым пластом углистых сланцев, в которых была найдена флора. Слои, как правило, имеют небольшую протяженность, быстро выклиниваются, залегают в основном с падением на юго-восток под углом 35—55° и раздроблены многочисленными разрывными нарушениями северо-восточного простирания. Мощность боргойской свиты в этом разрезе достигает 1500 м. Степень метаморфизма пород повышается по мере приближения к зонам крупных разломов и в приконтактовых зонах прорывающих интрузий. Иногда можно проследить постепенное преобразование эффузивов в кварц-биотитовые роговики. В целом локальный метаморфизм не выходит за пределы низших фаций — хлоритовой и биотитовой (Комаров, 1970).

В центральной части Боргойского хребта свита прорвана гранитами с абсолютным возрастом 175 и 210 млн. лет (пчетуйский и малокуналей-

ский комплексы — Соловьев, 1968). В Джидинском районе боргойская свита залегает либо на протерозойских образованиях, либо на нижнепалеозойских гранитондах и местами несогласно, с базальными конгломератами в основании, перекрывается ичетуйской свитой (Соловьев, 1968), возраст которой определяется в интервале нижняя — средняя юра (Скобло, Лямина, 1962). Таким образом, боргойскую свиту следует, очевидно, считать триасовой либо триас-нижнеюрской.

В других местах (Дабхорские и Шулугские горы) свита сохраняет основные структурные и петрографические особенности билютайского разреза: большое количество пирокластических пород — туфов, туфобрекчий, лавобрекчий, туфопесчаников, туфоконгломератов и туфосланцев и преобладание в основании существенно кислых эффузивов — фельзитов, фельзит-порфиров, ортофиров. Типичным является также наличие пачки (до 100 м) черных глинистых сланцев.

По петрографическим признакам эффузивы боргойской свиты принадлежат щелочно-известковой серии с отклонением в сторону большей щелочности. По объему кислые и основные вулканиты распределены примерно равномерно (от трахибазальтов до трахилипаритов). Интенсивные преобразования боргойских пород искажают их состав, поэтому на петрохимических диаграммах с трудом улавливаются какие-либо закономерности (Салтыковский, 1967; Комаров, 1970).

Эффузивы цаган-хунтейской свиты, также относимые нами к триас-нижнеюрскому комплексу, развиты в Джидинском районе не очень широко. Они известны на юго-восточных склонах хр. Малый Хамар-Дабан, где перекрываются нижне-среднеюрской ичетуйской свитой. Как и в остальных районах Забайкалья, цаган-хунтейская свита выступает здесь как краевая фация щелочных гранитоидов малокуналейского интрузивного комплекса. Такое соотношение отчетливо видно по левому борту пади Нарын-восточный, напротив горы Улан-Дабан и на склонах Улан-Хоба, по правому борту пади Ичетуй, где эффузивы представлены сиенит-порфирами, микросиенитами и ортофирами. Возраст их определяется по возрасту гранитоидов малокуналейского комплекса, которые прорывают боргойскую свиту ($T — J_1$) и перекрываются ичетуйской (J_{1-2}).

Ичетуйская (петропавловская, темникская, малохамардабанская) свита представляет нижне-среднеюрский комплекс Джидинского района, получивший в пределах последнего наибольшее развитие. Она выполняет на юго-восточных склонах хр. Малый Хамар-Дабан большой прогиб, слагая, кроме того, ряд более мелких тел на водоразделах других хребтов. Свита состоит в основном из эффузивов; туфогенные и осадочные породы встречаются крайне редко.

Стратотипическим для ичетуйской свиты считается разрез по правому борту пади Ичетуй (Скобло, Лямина, 1962; Комаров и др., 1965; Скобло, 1967; и др.). Здесь на протерозойских гранитоидах залегает толща андезито-базальтов и трахибазальтов, переслаивающихся с алевролитами и конгломератами, с брекчией из дресвы гранитов в основании. Эта толща совершенно согласно подстилает пачку из конгломератов, гравелитов, полимиктовых песчаников, которые вверх по разрезу быстро сменяются плитчатыми, глинистыми либо глинисто-кремнистыми тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Общая мощность терригенной пачки 65—75 м. В тонкообломочных породах обнаружены многочисленные отпечатки насекомых, уверенно сопоставляемые, по мнению О. М. Мартыновой, с усть-балейским комплексом Иркутского бассейна, который палеоэнтомологи ПИНа относят к нижней-средней юре (верхи лейаса — доггер). Насекомоносные отложения перекрываются трахитами, включающими слои осадочных пород. Выше по разрезу (вниз по долине р. Ичетуй) наблюдается переслаивание хорошо выраженных в рельефе потоков трахиандезитов и трахибазальтов, прослеживающихся

на многие километры. Особенностью внешнего облика этих пород являются лилово-серые, фиолетово-бурые, темно-серые и зеленовато-серые тона окраски. Большинство эффузивов обладает пористой и миндалекаменной текстурой и порфировой структурой, встречаются базальтовые порфириты со скорлуповатой и шаровой отдельностью. Мощность ичетуйской свиты в разрезе около 1200 м.

Сходный разрез наблюдается в смежной пади Цагатуй, где в нижней части разреза также обнаружены сланцы с нижне-среднеюрским комплексом насекомых. Восточнее пади Ичетуй изучен разрез по пади Худога, который В. М. Скобло (1967) рассматривает в качестве гипостратотипа ичетуйской свиты. В основании разреза залегают афировые трахиты с подчиненными горизонтами трахибазальтовых лав. Вблизи основания разреза выявлена линза осадочных пород с остатками насекомых, пелеципод и отпечатками растений. Органические остатки указывают на возраст пород в пределах верхов лейаса — доггера (Скобло, 1967). Стратиграфически выше залегает толща трахитов и трахитовых порфиритов, вначале аналогичных установленным на том же уровне в ичетуйском разрезе, а затем своеобразных розовых и розовато-серых с крупными фенокристаллами калиевых шпатов (прежде необоснованно относившихся к цаган-хунтейской свите). Мощность свиты в худогинском разрезе около 1900 м (Скобло, 1967). Такое количество трахитов для ичетуйской свиты не является типичным. Большинство разрезов в Мало-Хамардабанском прогибе и других местах в общем соответствует стратотипу.

Необходимо отметить также разрез по левому борту пади Нарын, где на юго-восточной оконечности Малохамардабанского покрова в основании свиты залегает горизонт крупногалечных и валунных лаво-конгломератов (100—150 м) с хорошо окатанными галькой и валунами нижележащих пород малокуналейского интрузивного комплекса и цаган-хунтейской свиты. Выше по разрезу следуют многочисленные покровы трахиандезитов и трахибазальтов.

Ю. В. Комаров и др. (1965) ичетуйскую свиту Мало-Хамардабанского прогиба подразделяют (снизу) на осадочно-эффузивную (500 м), трахибазальтовую (1100—1200 м) и трахитовую (500 м) подсвиты, однако указывают, что эти подразделения имеют локальный характер. Так, восточнее пади Худога выклинивается средняя подсвита и возрастает мощность эффузивно-осадочной и трахитовой подсвит, а на западной периферии Мало-Хамардабанского прогиба совсем неизвестны трахиты и развиты лишь базальты и андезиты.

Эффузивы ичетуйской свиты характеризуются повышенной щелочностью (с преобладанием натровых пород) и образуют единый ряд от трахибазальтов до трахиандезитов и трахитов. Два последних типа, кроме того, лейкократовые (Киселев, Салтыковский, 1964; Салтыковский, 1967; Комаров, 1970).

Верхнеюрско-нижнемеловой комплекс Джидинского района слагают хилокская вулканогенно-осадочная свита и угленосная гусиноозерская серия.

Хилокская (боргойская, инцигатуйская) свита занимает строго определенную структурную позицию — она образует оторочку вокруг межгорных впадин, выполненных гусиноозерской серией, и неразрывно с последней связана. В тех редких случаях, когда свита встречается самостоятельно, она также приурочена к грабенам. В остальных местах к хилокской свите ошибочно относили либо ичетуйские эффузивы, либо послениижнемеловые трахибазальты (Михно, Соловьев, 1967; Ермиков, 1968б). Стратиграфическое положение хилокской свиты устанавливается довольно четко: она несогласно залегает на эффузивах нижне-среднеюрской ичетуйской свиты и согласно, иногда с постепенными переходами, перекрывается нижнемеловой гусиноозерской серией.

В Джидинском районе хилокская свита достоверно известна по северному обрамлению Гегетуйской и Боргойской впадин, а также в скважинах под терригенными отложениями гусиноозерской серии на водоразделе рр. Бургултай, Нарын, Гегетуй. Возможно ее нахождение в верховьях р. Джиды.

По северному обрамлению Гегетуйско-Боргойского грабена хилокская свита слагает узкую полосу на восток от пади Инцигатуй. В основании разреза залегает пачка разногалечных конгломератов зеленовато-серой окраски мощностью от 10 до 100 м, содержащих прослои песчаников и глинистых сланцев. Галька конгломератов средней, нередко плохой окатанности состоит главным образом из местных пород (эффузивы ичетуйской свиты, граниты, метаморфические сланцы). Цемент конгломератов дресвяный или туфовый. На конгломераты налегают эффузивы основного состава: в низах разреза преобладают трахибазальты, в верхах — трахибазальты и трахиандезиты. Значительная часть разреза сложена туфами. Мощность вулканогенной части свиты, по Н. П. Михно, 1000 м, по В. А. Афанасьеву и др. (1964 г.) — 300—350 м. Далее на эффузивы хилокской свиты налегают угленосные отложения гусиноозерской серии. По скважинам, пробуренным в южной части Боргойской впадины, устанавливается переслаивание эффузивов с осадочными образованиями, знаменующее постепенный переход в гусиноозерскую серию (по В. И. Ладаевой, 1959 г.). С. М. Замараев (1960) отмечал переслаивание лав с осадочными породами в центральной части Боргойской впадины.

На водоразделе рр. Бургултай, Нарын и Гегетуй в основании хилокской свиты, выполняющей узкий грабен, залегает пачка конгломератов (до 200 м), а выше следует толща эффузивов трахибазальтового и трахиандезитового состава (до 1000 м). В прослоях глинистых сланцев собраны отпечатки верхнеюрско-нижнемеловых (по В. А. Вахрамееву) растений (Михно, 1964б).

Таким образом, хилокская свита Джидинского района состоит из конгломератов в основании (до 200 м) и эффузивно-пирокластической толщи (до 1100 м). Осадочные породы серого и грязно-зеленого цвета, вулканогенные — пепельно-серые, реже темно-серые. Эффузивы часто с пористой миндалекаменной текстурой и порфировой структурой.

Петрохимические диаграммы эффузивов ичетуйской и хилокской свит очень близки. В породах той и другой свиты наряду с повышенным содержанием щелочей отмечается большое содержание кремнезема (Салтыковский, 1967). Особенностью минерального состава хилокской свиты является наличие кислого плагиоклаза (олигоклаз-андезина), калиевого полевого шпата и черного, загрязненного минеральными включениями апатита (Михно, 1964б).

Гусиноозерская серия выполняет Боргойскую, Гегетуйскую впадины и ряд более мелких в верховьях р. Джиды. Разрез серии в Боргойской впадине по литологическим и палеонтологическим признакам полностью сопоставляется со стратотипом, расположенным в Западном Забайкалье (Гусиноозерская впадина), но не содержит мощных пластов углей. Хороших естественных обнажений серии в Боргойской впадине нет, но сведения о ее строении получены по скважинам, пройденным на глубину до 1000 м (Замараев, 1958; Налетов, 1961). Серия представлена чередованием брекчий, конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Состав осадков резко меняется вкрест простирания: по периферии развиты псефитовые породы, а в центре преобладают алевролиты и аргиллиты (Замараев, 1960). Встречаются пропластки углей. Собранные отпечатки растений и спорово-пыльцевые комплексы указывают на верхнеюрско-нижнемеловой возраст (Налетов, 1961). В Гегетуйской впадине, представляющей собой северную ветвь Боргойской, разрез сокращен в мощности и сложен грубообломочными породами.

Особо следует отметить разрез гусиноозерской серии во впадинах верховьев р. Джиды. Там известно несколько мелких впадин — это сохранившиеся от размыва тектонические клинья. В отличие от Боргойской и Гегетуйской впадин депрессии верховьев р. Джиды не выражены или слабо выражены в рельефе и расположены высоко на склонах хребтов, на абсолютных отметках до 1650 м (Купчинская впадина). Отличается и разрез серии. Если для пород гусиноозерской серии характерна серая окраска, то здесь наряду с этим встречаются породы красного и темно-бурого цвета (Санагинская и Купчинская впадины); встречаются пласты каменного угля, иногда достигающие промышленной мощности (Баянгольская, Санагинская, Хара-Гужирская впадины — Налетов, 1961; Колесников, 1964). По Ч. М. Колесникову (1964), осадочные отложения разреза Хара-Гужирской впадины в основном грубообломочные (конгломераты, гравелиты, разнозернистые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов). Среди пластов каменного угля два достигают промышленной мощности (5 м и 17 м). Общая мощность отложений около 400 м. Цвет серый. Разрезы сероцветных пород Санагинской и Баянгольской впадин сходны с описанным, но имеют большую мощность (до 700 м) и большую тонкообломочную часть. В Баянгольской впадине угленосные отложения подстилаются эффузивами, сходными с эффузивами ичетуйской или хилокской свит. Органические остатки, собранные в осадочных толщах этих впадин, позволяют параллелизовать их с гусиноозерской серией (Колесников, 1964).

Несколько отличаются разрезы Купчинской и Санагинской впадин. По Т. Т. Тайсаеву (1963, 1965), в Купчинской впадине на коре выветривания палеозойских гранитов залегают зеленовато-серые валунно-галечные конгломераты с плохо окатанной галькой подстилающих пород (200 м), выше залегает пачка красноцветных валунно-галечных конгломератов с прослоями и линзами песчаников и глин (100 м). Завершают разрез сероцветные галечные конгломераты, переслаивающиеся с песчаниками, битуминозными сланцами и пропластками бурых углей. Красноцветные конгломераты встречены также в основании разреза Санагинской впадины. Органические остатки, собранные из сероцветных пород этих впадин, позволяют сопоставить эти толщи с гусиноозерской серией.

Нижнемеловой комплекс Джидинского района представлен чандинской свитой, обнажающейся вдоль приразломных бортов Гегетуйской и Боргойской впадин. Для этой свиты характерна грубость обломочного материала — почти не окатанные глыбы и валуны пород горного обрамления впадин, сцементированные грубозернистым песчаником. Среди брекчий и конгломератов встречаются прослои песков и глин. Количество этих прослоев увеличивается при удалении от бортов Боргойской впадины (Замараев, 1958). Мощность чандинской свиты достигает 350 м. Для нее характерны желто-бурые цвета пород. Стратиграфическое положение свиты определяется по резко несогласному налеганию ее на гусиноозерскую серию. Верхняя граница определяется условно, однако В. А. Соловьев (1968) считает возможным относить свиту к нижнему-верхнему мелу. Достоверные верхнемеловые отложения в Джидинском районе неизвестны.

Разрез мезозойских образований Джидинского района позволяет установить следующий вертикальный ряд формаций (прил. 6). Контрастную серию вулканогенных пород, залегающих в основании разреза (боргойская свита), вслед за В. А. Соловьевым (1968), можно отнести к базальт-андезит-липаритовой формации, Ю. В. Комаров эту же толщу относит к трахибазальтовой формации, но при этом указывает на щелочно-известковистый характер вулканитов и большое количество средних и кислых лав. Цаган-хунтейские вулканиты рассматриваются в неразрывной связи с гранитоидами малокуналейского комплекса и выделяются в трахит-

трахилипаритовую формацию. Следующим членом вертикального ряда является ичетуйская вулканогенная толща, представляющая собой единую группу пород ряда трахибазальт — трахиандезит — трахит. Трахибазальты составляют основную массу эффузивов. Поэтому ее следует отнести к трахибазальтовой формации (Белов, 1963; Кузнецов, 1964; Комаров, 1970). Не вызывает, впрочем, принципиальных возражений и название ее трахит-трахиандезит-базальтовой (Соловьев, 1968; Жалсабон и др., 1969). К трахибазальтовой формации относятся и вулканиты хилокской свиты (Комаров, 1970). Среди лав этой свиты выделяются трахибазальты и очень редко отмечаются трахиандезиты. В. А. Соловьев (1968) и Д. Ж. Жалсабон и др. (1969) называют формацию трахиандезит-трахибазальтовой. Верхнеюрско-нижнемеловая угленосная гусиноозерская серия по строению и составу пород соответствует песчанико-сланцевой угленосной формации, а грубообломочные толщи чандинской свиты можно отнести к конгломератовой (нижний — верхний (?) мел).

Западное Забайкалье

Включает в себя крупные хребты: Малханский, Яблоновый, Заганский, Цаган-Хуртейский, Хамар-Дабанский, Худунский, Хамбинский и др. Они разделены цепочками впадин: Гусиноозерско-Удинской, Тугнуйско-Кижингинской, Хилокской и Чикойской. Мезозойские образования развиты в Западном Забайкалье чрезвычайно широко. Там выделяются следующие комплексы пород: триасовый (триас-нижнеюрский), представленный тамирской, чернояровской и цаган-хунтейской свитами, нижне-среднеюрский — ичетуйской, тугнуйской, удинской, березовской, харюлгатинской свитами, верхнеюрско-нижнемеловой — хилокской свитой и гусиноозерской серией, нижнемеловой — сотниковской и мухейской свитами. Триасовый комплекс обнажается в пределах хребтов, нижне-среднеюрский — на склонах хребтов и во впадинах, а породы поздне-мезозойских комплексов известны в большинстве своем во впадинах.

Триас-нижнеюрский комплекс. Разрез мезозоя Западного Забайкалья начинается с тамирской свиты. Наибольшее распространение она получила на юге Бурятии по западному окончанию Малханского хребта (в Бичурской, Тамирской и Кударинской гривах). Стратотипическим считается разрез вдоль правого притока р. Кудары — Тамира. Несмотря на то, что этот разрез изучался многими исследователями, он по-прежнему остается недостаточно ясным, чему виной, по-видимому, сильная дислоцированность (до 60—70°) и метаморфизм (до зеленокаменной фации) пород и обилие разрывных нарушений. Последовательность напластования восстановлена неполностью, поэтому мощность тамирской свиты оценивается по-разному: Б. А. Ивановым и В. А. Новиковым, А. М. Новиковой (1964 г.) — 1500—2000 м, Ю. В. Комаровым (1964) — 4500—6000 м, Н. П. Михно (1964а) — 4000—5000 м, В. М. Скобло (1967) — 7000—8200 м и т. д.

Основную часть разреза тамирской свиты составляют кислые эффузивы и пирокласты. Наиболее характерные породы этой группы — полосчатые фельзиты и фельзит-порфиры, а также туфы, туфо- и лавобрекчии. Вулканогенные породы основного и среднего состава встречаются редко и не занимают определенного положения в разрезе, но переслаиваются с кислыми эффузивами преимущественно в его верхней части. Это платобазальты, андезитовые и диабазовые порфириты, диабазы. Осадочные породы свиты тесно связаны с пирокластическими, весьма маломощны (до 50 м) и приурочены к низам разреза. Они представлены средне- и мелкогалечными конгломератами, разнообразными песчаниками, а также углисто-кремнистыми алевролитами и сланцами с отпечатками растений.

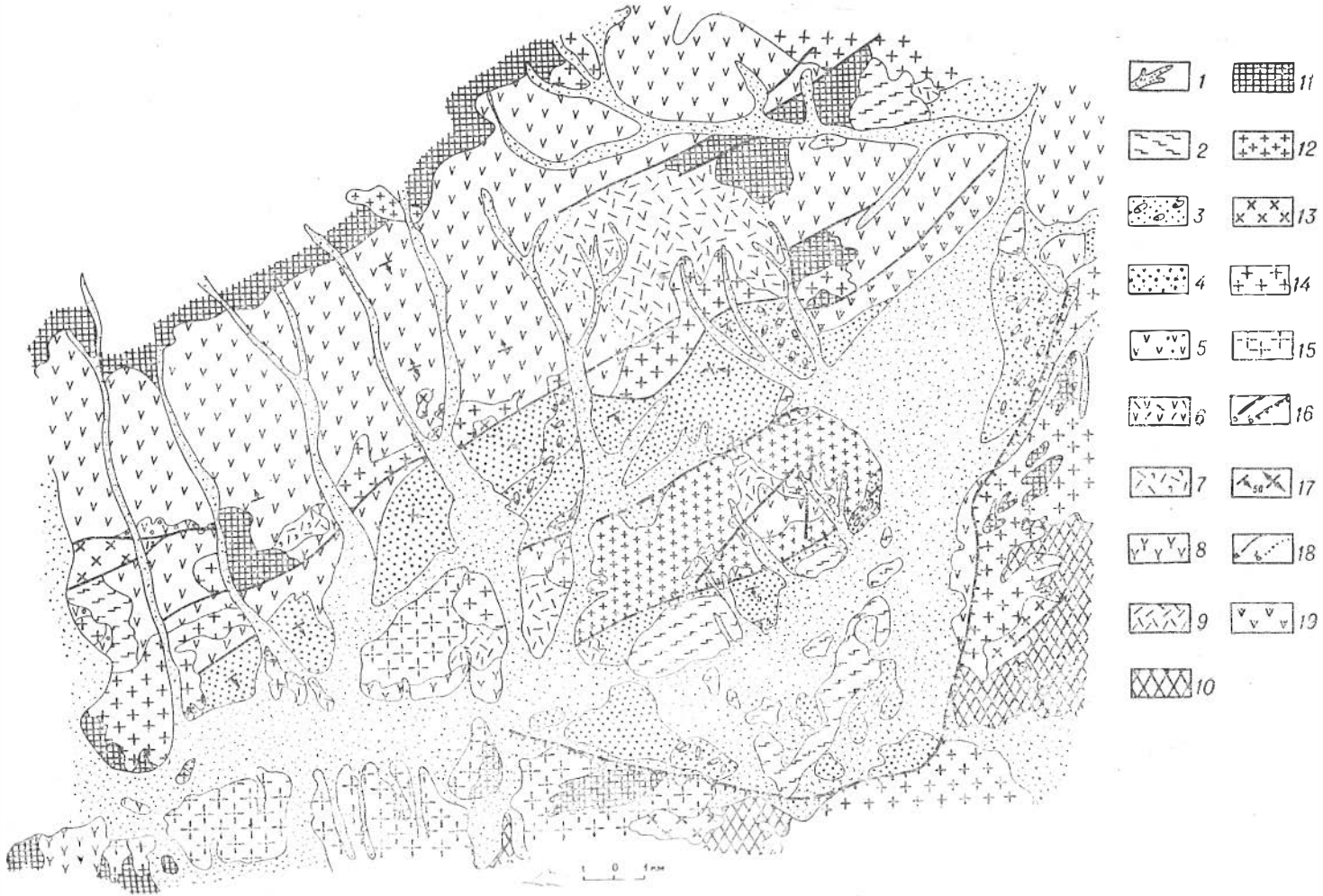
Я. М. Яблоковым, начиная от устья пади Тамир, выявлен следующий порядок напластования (снизу): базальные конгломераты; полосчатые фельзиты, фельзит-порфиры и их туфы; песчаники, сланцы, конгломераты; фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые и бескварцевые порфиры; плагиопорфириты и их туфы.

Различными исследователями и автором из пород свиты собраны отпечатки растений, которые Г. П. Радченко, Д. И. Ермолаевым, А. И. Турутановой-Кетовой, М. Ф. Нейбург и др. датируются ранним-средним триасом. Абсолютный возраст (калий-аргоновый метод, Бурятское ГУ) фельзитов 236 млн. лет, что отвечает низам триаса (Михно, 1964а). Палеомагнитные исследования основных эффузивов устья р. Тамир, проведенные В. С. Доржиевым и В. И. Турунхаевым (1965), также указали на их триасовый возраст. Нижняя граница тамирской свиты определяется налеганием ее на палеозойские образования, верхняя — залеганием на ней ичетуйских эффузивов (J_{1-2}). Породы свиты прорваны гранитоидами бичурского комплекса (Соловьев, 1968).

Помимо описанного разреза, к тамирской свите обычно относят лишь небольшие поля метаморфизованных эффузивов кислого состава. Однако следует обратить внимание еще на два разреза. Черноярovский разрез (по левому берегу р. Хилок у д. Черноярово) известен тем, что там были собраны отпечатки растений, среди которых Г. П. Радченко определил несколько нижнетриасовых видов, а Д. И. Ермолаев в другой части того же материала ввиду его плохой сохранности увидел лишь обычные формы сибирской юрской флоры (Скобло, Лямина, 1962). Толща ритмично переслаивающихся черных песчаников и сланцев, из которых была собрана флора, обнажается у подножия горы Писаный Камень. На вершине горы на терригенную толщу с видимым согласием налегает хорошо прослеживающийся по простиранию слой средне- и крупногалечных конгломератов. Галька хорошо окатана, она состоит из разнообразных эффузивов, похожих на метаморфизованные породы тамирской свиты, и из нижележащих осадочных пород. Мощность конгломератов до 200 м. Стратиграфически выше залегают лилово-серые, зеленовато-серые и бурые андезитовые и базальтовые порфириты с прослоями туфов. По составу, степени дислоцированности и метаморфизму они тождественны породам ичетуйской свиты.

Выше по течению р. Хилок от д. Харлун до горы Писаный Камень почти на 5 км протягиваются эффузивы, резко отличающиеся от описанных. По разломам они сочленяются с одной стороны с протерозойскими образованиями и с другой — с толщей черных песчаников и конгломератов. Разрез эффузивной толщи начинается с неравномерно метаморфизованных фельзит-порфиров, которые далее сменяются зеленовато-серыми эффузивами основного и среднего состава, местами рассланцованными и превращенными в зеленые сланцы. В районе д. Черноярово они представлены базальтовыми порфиритами ярко выраженного палеотипного облика, прорванными розовыми гранитами. Хотя с черными сланцами и песчаниками толща эффузивов контактирует по разлому, они весьма близки по степени метаморфизма. Кроме того, обе толщи в этом разрезе перекрываются ичетуйскими эффузивами. Таким образом, контрастную серию палеотипных эффузивов с пачкой осадочных пород, содержащих раннемезозойскую флору, по-видимому, можно параллелизовать с тамирской свитой.

Возможно, одинаковое с тамирской свитой стратиграфическое положение занимают вулканиты хр. Цаган-Хуртей (Жалсабон и др., 1969; Комаров, 1970), среди которых был выделен стратотип цаган-хунтейской свиты (Арсеньев, Нечаева, 1951). Вулканиты представлены фельзитами, фельзит-порфирами, трахитами, андезитами и базальтовыми порфиритами, туфами перечисленных пород и осадочно-туфогенными отложениями.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
0
1км

Существенная часть разреза сложена пирокластами. Такой набор пород и структура вулканогенного поля в хр. Цаган-Хуртей не соответствуют современному представлению о цаган-хунтейской свите (см. ниже) и более близки к тамирской. Абсолютный возраст этих эффузивов 210—230 млн. лет (Соловьев, 1968), их нижняя возрастная граница не очень ясна, но верхняя определяется четко. На ряде участков вулканиты перекрываются харюлгатинской свитой нижней-средней юры (Фомин, Лашманов, 1958; Кузнецов, Пенягин, Новиков, 1961 г.).

Следовательно, в Западном Забайкалье к наиболее ранним мезозойским образованиям можно отнести контрастную по составу (от базальтов до липаритов) толщу вулканитов, среди которых обычно преобладают пирокласты (иногда до 80%). Толща интенсивно дислоцирована, породы неравномерно метаморфизованы, иногда до зеленокаменной фации. В осадочных прослоях на разных уровнях разреза содержатся отпечатки растений, имеющих возраст от раннего триаса до ранней юры. Общая мощность толщи может достигать 8000 м.

По Ю. В. Комарову (1970), в петрохимическом отношении породы тамирской формации (он включает в нее также алентуйскую вулканогенную свиту — P_2— T_1 Малханской зоны), за небольшим исключением, относятся к известково-щелочной серии с общим преобладанием натрия над калием и обеднением известью и магнезией, что придает им лейкократовый облик.

Помимо тамирской свиты, палеотипных эффузивов у д. Черноярово и вулканитов хр. Цаган-Хуртей, к триасовому (триас-нижнеюрскому) комплексу в Западном Забайкалье относятся эффузивы, обнажающиеся в обрамлении массивов щелочных гранитоидов малокуналейского (кудунского, куналейского) комплекса и имеющие с ними постепенные переходы, а также сходную петрографическую характеристику, вплоть до наличия кристаллов рибекита, арфведсонита и других минералов.

Так, в Хамбинском хребте, по падям Сильве и Сангине, удалось наблюдать, как эффузивы образуют «покрышку» щелочных гранитов. Толща эффузивов сложена ортофирами, сиенит-порфирами, фельзитами, кварцевыми порфирами, туфолавами и лавобрекчиями. Осадочные породы отсутствуют. Породы плотные, массивные, выходы их напоминают обнажения развитых здесь малокуналейских интрузий. По форме залегания их можно рассматривать как краевые части гранитных вулкано-плутонов.

Другим районом, где устанавливаются подобные взаимоотношения эффузивов и щелочных гранитоидов, является хр. Цаган-Дабан, где расположены два наиболее крупных массива малокуналейского комплекса — Харитоновский и Большекуналейский. «Поля цаган-хунтейской толщи примыкают к этим массивам, образуя вокруг них эффузивную оторочку. Между щелочными эффузивами и щелочными гранитами наблюдаются как интрузивные контакты, так и постепенные переходы, при полном соответствии петрографического и химического состава пород. Эффузив-

---

Рис. 2. Карта мезозойских геологических формаций района Боргойской впадины. Составили В. Д. Ермиков и В. А. Соловьев с использованием картографических материалов С. М. Замараева (1958), Д. Д. Сагалуева (1958), Н. П. Михно (1961—1963), Ю. В. Комарова, А. И. Киселева (1962, 1963), Ц. Б. Тарчимаева, Ю. М. Холода (1963), В. М. Афанасьева (1964) и др.

1 — четвертичные отложения; мезозойские геологические формации: 2 — трахибазальтовая (нижний — верхний мел); 3 — конгломератовая (нижний — верхний мел); 4 — песчанико-сланцевая угленосная (верхняя юра — нижний мел); 19 — трахибазальтовая (верхняя юра); 5, 6, 8 — трахибазальтовая (нижняя — средняя юра); 7 — трахит-трахилипаритовая (верхний триас — нижняя юра); 9 — базальт-андезит-липаритовая (триас — нижняя юра); 10, 11 — формации домезозойского фундамента; 12, 14, 15 — габбро-сиенит-гранитовая (триас — нижняя юра); 13 — щелочных гранитоидов (верхний триас — нижняя юра); 16 — разрывные нарушения: а) взбросы и сбросы, б) надвиго-сдвиги; 17 — элементы залегания; 18 — границы формаций.

ная часть комплекса представлена ортофирами, фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами, плагиопорфирами. Отличительной чертой цаган-хунтейской толщи в хр. Цаган-Дабан является отсутствие туфогенных или осадочных пород» (Соловьев, 1968, стр. 45).

Аналогичные взаимоотношения удалось наблюдать между вулканитами цаган-хунтейской свиты и щелочными гранитоидами кудунского комплекса (аналогичного малокуналейскому) и на северо-востоке Западного Забайкалья, в верховьях р. Уды (Комаров, 1970).

Нижне-среднеюрский комплекс Западного Забайкалья отличается большим разнообразием. В наиболее типичном виде этот комплекс представлен в Тугнуйской впадине, где выделяются (снизу вверх) березовская, ичетуйская, тугнуйская и галгатайская свиты. Наиболее распространена в Западном Забайкалье ичетуйская свита. Кроме того, в верховьях р. Уды выделяется удинская свита, а в хр. Цаган-Хуртей и Худунском — харюлгатинская. Все эти подразделения характеризуются единством структурного плана, взаимными переходами и близостью возраста.

Березовская свита обнажается по юго-восточному борту Тугнуйской впадины. Это, очевидно, базальная толща комплекса (Соловьев, 1968; Доржиев, 1970). Наиболее полные разрезы свиты можно наблюдать по падям Березовка и Хонхолой на северном склоне Заганского хребта. Небольшие обнажения имеются на южных склонах Тугнуйского (пос. Гашей) и Цаган-Дабанского (падь Хохюрта-Булык) хребтов. По правому борту пади Хонхолой прослеживается чередование пачек плотно сцементированных валунных и крупногалечных конгломератов с небольшими прослоями песчаников и туфопесчаников. Обломочный материал — плохо окатанные валуны и гальки разнообразных гранитоидов и вулканитов. Среди последних отмечены породы, сходные с вулканитами тамирской, боргойской и цаган-хунтейской свит. Цемент дресвянистый, местами туфогенный и эффузивный, сортировка обломочного материала плохая. Мощность толщи более 1000 м. В песчаниках редко встречаются отпечатки растений, среди которых удалось обнаружить *Czekanovskia rigida* Heer. По литологическим и структурным признакам березовская свита напоминает конгломераты удинской свиты (Михно, 1964а; Скобло, 1967; Соловьев, 1968). В других обнажениях Тугнуйской впадины березовские конгломераты отличает значительно меньшая мощность и хорошая окатанность обломков.

Березовская свита постепенно сменяется ичетуйской вулканогенной свитой. Так, в северо-восточной части Тугнуйской впадины сразу же на лавоконгломератах березовской свиты залегает туфолавовый покров кислых эффузивов основания ичетуйской, описанный ранее В. И. Пановым, Н. А. Ермаковым и Г. Д. Сотниковым (1961 г.) под названием капсальской свиты. Покров сложен туфолавами, агломератовыми лавами и перлитами. Лавы по составу отвечают липаритам. Остальная часть разреза ичетуйской свиты Тугнуйской впадины состоит из чередующихся потоков базальтовых и андезитовых порфиритов, трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов. В основании основных и средних эффузивов встречена пачка (до 50 м) перемежающихся светло-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников. В этом горизонте В. М. Скобло в 1960 г. были найдены отпечатки насекомых, сходных с насекомыми ичетуйской свиты Джидинского района. И в этом случае, по заключению О. М. Мартыновой, все насекомые близки либо лейасовым видам из Шураба (Фергана), либо видам из усть-балейского комплекса нижней-средней юры Иркутского бассейна (Скобло, Лямина, 1962). Мощность ичетуйской свиты в районе Тугнуйской впадины 800—900 м.

Помимо Тугнуйской впадины, ичетуйская свита развита на многих участках Западного Забайкалья, однако крупные поля ее известны еще

только в среднем течении р. Чикой и Хамбинском хребте. Ичетуйская свита Хамбинского хребта слагает северо-западный борт Гусиноозерской впадины, где она налегает на цаган-хунтейские эффузивы и гранитоиды малокуналейского комплекса. Наибольший разрез (до 1200 м мощности) вскрыт по пади Сильве. Он сложен серыми, лилово-серыми, сиреневатыми базальтовыми и андезитовыми порфиритами, чередующимися с прослоями туфов основного и кислого состава. В основании разреза прослеживается горизонт агломератов (до 70 м), которые иногда переходят в туфоконгломераты с крупной галькой (до валунов) нижележащих эффузивов и иногда гранитов малокуналейского комплекса. По петрографическому составу и структурному положению основные и средние эффузивы Хамбинского хребта хорошо сопоставляются с эффузивами хр. Малый Хамар-Дабан.

Тугнуйская свита достоверно установлена только в одноименной впадине, где вскрыта скважинами в восточной ее части. В качестве стратотипа описывается разрез скважины № 302 в долине р. Галгатай (Скобло, Лямина, 1965; Скобло, 1967). Непосредственно на ичетуйских туфогенных породах залегает слой плотных темных аргиллитов (0,5 м), перекрытый угольным пластом (0,7 м). Далее следует пачка ритмично чередующихся тонкослоистых алевролитов, алевролитовых песчаников и разнозернистых кварц-полевошпатовых песчаников, содержащих пласты каменного угля. Мощность тугнуйской свиты 220—240 м, но иногда возрастает до 500 м (участок совхоза «Эрдэм»). Вблизи кровли и подошвы наиболее мощного и протяженного угольного пласта Тугнуйский-1 выявлены многочисленные захоронения пелеципод и отпечатки растений, представляющих собой характерные среднеюрские виды (Скобло, Лямина, 1964,1965; Плотников, 1965; и др.).

Галгатайская свита также известна только в Тугнуйской впадине. Она согласно залегает на тугнуйской свите и сложена разнозернистыми песчаниками и маломощными прослоями алевролитов. В верхней части разреза с песчаниками переслаиваются мелко- и среднегалечные конгломераты. В породах свиты были собраны остатки ганоидных рыб и остракод. По комплексу фауны и флоры возраст галгатайской свиты В. М. Скобло, Н. А. Ляминой (1964, 1965) и Ч. М. Колесниковым (1964) определен как верхнеюрский. Ч. М. Колесников считает, что в верхах разреза имеются и горизонты нижнего мела.

Эти возрастные определения представляются нам сомнительными. Весьма важно, что «граница, разделяющая в Забайкалье нижне-среднеюрские и верхнеюрские — нижнемеловые отложения, является поверхностью структурного несогласия... Верхнеюрско-нижнемеловые формы резко наложены на нижне-среднеюрские. В пределах Тугнуйского участка галгатайская и тугнуйская свиты залегают согласно и вписываются в контур нижне-среднеюрского структурного плана; в равной мере они захвачены складчатыми и разрывными нарушениями. Поэтому по структурным данным возраст галгатайской свиты, по-видимому, не должен быть моложе средней юры» (Соловьев, 1968, стр. 49). Это мнение В. А. Соловьева, основанное на материале других впадин, подтверждается дальнейшими исследованиями. Так, В. С. Доржиев (1970) показал, что на Тугнуйскую впадину с резким несовпадением структурных планов накладывается верхнеюрско-нижнемеловая Сухаринская депрессия. Вывод о том, что в Тугнуйской впадине следует выделять нижне-среднеюрскую вулканогенно-осадочную тугнуйскую серию, объединяющую березовскую, ичетуйскую, тугнуйскую и галгатайскую свиты, был сделан еще В. А. Плотниковым (1965) и подтвержден В. А. Соловьевым (1968).

Удинская свита выделена в верховьях р. Уды (Беличенко, Комаров и др., 1962). Стратотип расположен по долине р. Уды в 1—4 км ниже улуса Улан-Майло (Скобло, 1967). Разрез начинается пачкой конгломе-

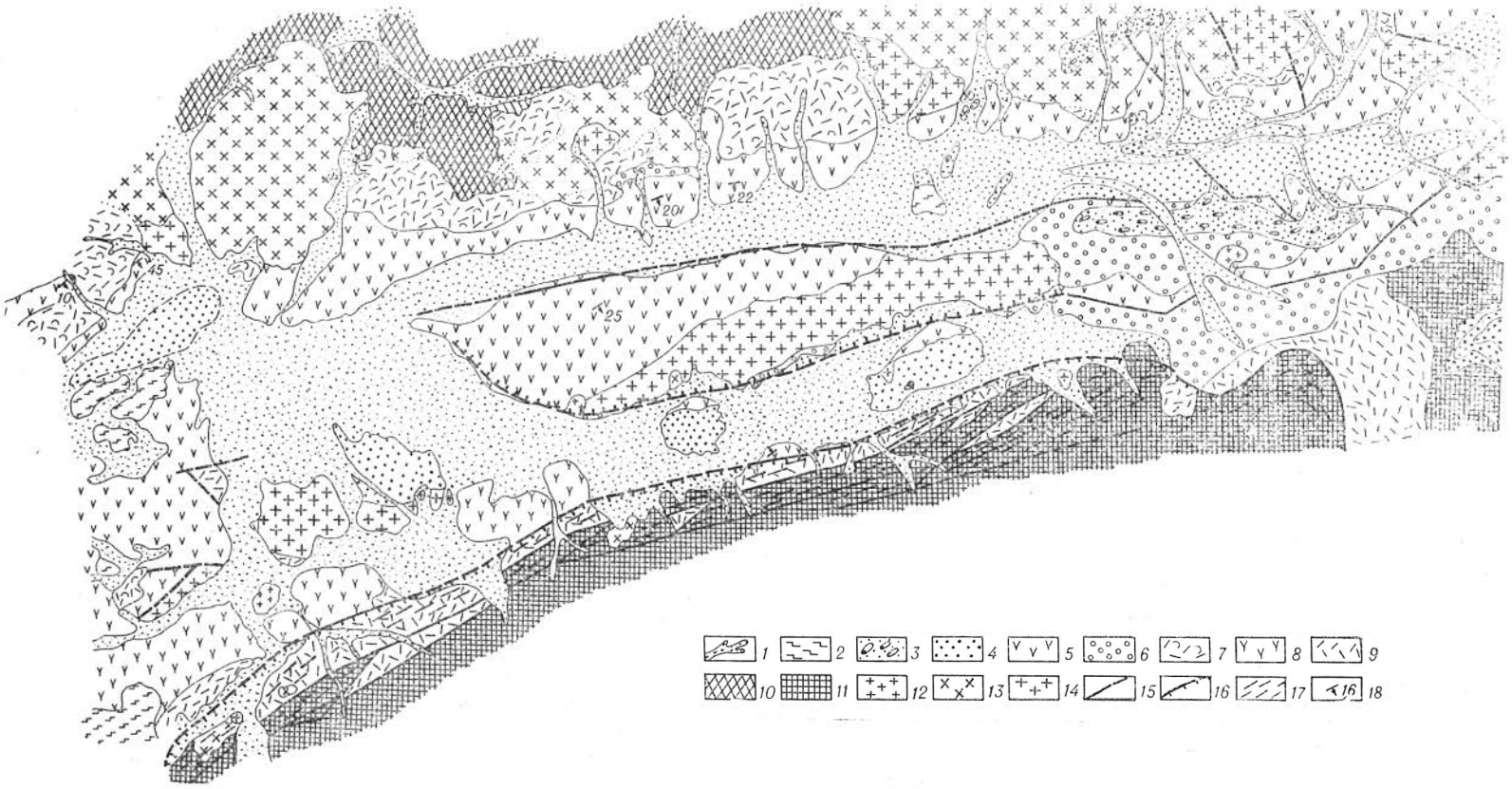


Рис. 3. Карта мезозойских геологических формаций района Тугнуйской впадины. Составили В. Д. Ермиков, В. А. Соловьев с использованием картографического материала Д. Д. Сагалуева, В. А. Новикова (1958), В. И. Панова, Г. А. Ермакова, Г. Д. Сотникова (1963), Н. П. Михно (1963) и др.

1 — четвертичные отложения; мезозойские геологические формации: 2 — трахибазальтовая (нижний-верхний мел); 3 — конгломератовая (нижний-верхний мел); 4 — песчанико-сланцевая угленосная (средняя юра в Тугнуйской впадине, верхняя юра — нижний мел в Сухаринской и Посхонской впадинах); 5 — трахибазальтовая (нижняя-средняя юра); 6 — конгломератовая (нижняя-средняя юра); 7 — трахит-трахилипаритовая (верхний триас — нижняя юра); 8, 9 — базальт-андезит-липаритовая (триас — нижняя юра); 10, 11 — формации домезозойского фундамента; 12 — габбро-сиенит-гранитовая (верхняя юра); 13 — щелочных гранитов (верхний триас — нижняя юра); 14 — габбро-диорит-гранитовая (триас — нижняя юра); разрывные нарушения: 15 — сбросы и взбросы; 16 — надвиги; 17 — зона дробления; 18 — элементы залегания.

ратов (85—90 м), состоящих из галек подстилающих гранитоидов, сцементированных разнозернистым дресвяным песчаником. Выше залегают трахиандезитовые и трахибазальтовые порфириты, трахиты, лавобрекчии, туфы. В верхней части разреза встречены кремнисто-глинистые сланцы и кремнистые плитчатые алевролиты с отпечатками насекомых (пачка до 100 м). Видимая мощность стратотипа свиты около 600 м. Описанная последовательность напластования и мощность свиты непостоянны. Так, выше по р. Уде, в устье р. Мухей, мощность свиты возрастает до 1500 м главным образом за счет большей мощности валунных и галечных конгломератов; в разрезах севернее с. Эгита и междуречье Зун-Ашанга-Кундуй насекомоносный горизонт приурочен не к верхам, а к основанию свиты и т. д. В целом по структурному положению, петрографическому составу эффузивных пород, наличию характерных кремнисто-глинистых сланцев и т. п. удинская свита весьма сходна с ичетуйской. Сходен и комплекс ископаемых насекомых. Поэтому можно предполагать хотя бы частичную синхронность этих свит (Скобло, 1967; Соловьев, 1968).

В переходной зоне между Центральным и Западным Забайкальем на северо-востоке последнего нижне-среднеюрский комплекс представлен харюлгатинской свитой. Она распространена главным образом в бассейне притоков р. Хилки: Гареки, Харюлгаты, Арея и др. и по склонам Яблонового хребта. Впервые свита была выделена здесь И. В. Лучицким и др. в 1938 г. В дальнейшем из свиты были выделены как самостоятельное подразделение цаган-хунтейские эффузивы (Фомин, Лашманов, 1958, 1960; Фельдман, 1958).

В бассейне р. Харюлгаты свита сложена валунными и галечными конгломератами с линзами грубозернистых песчаников. В нижней части толщи наблюдаются прослои фельзитов, андезитовых и базальтовых порфиритов («Геология СССР», 1961). Цемент конгломератов песчаный, реже туфовый и лавовый. Различно окатанная галька и валуны представлены эффузивами цаган-хунтейской свиты, гранитоидами малокуналейского комплекса и более древними породами, на которых залегает свита. Мощность свиты до 500 м. По структурным и петрографическим признакам она тождественна удинской свите (Соловьев, 1968). Нижне-среднеюрский возраст ее подтверждается редкими отпечатками растений (Фомин, Лашманов, 1960). Обломки харюлгатинских конгломератов встречены в базальных горизонтах нижнемеловой толщи Ингодинской и Беклемишевской впадин Центрального Забайкалья.

Верхнеюрско-нижнемеловой комплекс Западного Забайкалья выполняет многочисленные впадины. Основную часть объема комплекса составляет угленосная гусиноозерская серия, стратотип которой выделен в одноименной впадине (Скобло, 1959, 1967). Подстилают угленосные отложения вулканиты хилокской свиты. Одни исследователи рассматривают ее в качестве самостоятельной стратиграфической единицы (Скобло, 1967, 1969; и др.), другие включают в состав серии (Сизых, 1967; Ермиков, 1968б; и др).

Хилокская свита выделена В. А. Новиковым, Д. Д. Сагалуевым и др. (1954—1955 гг.) в Нарын-Гутайской впадине. По правому борту р. Хилок от д. Мотня до полевого стана Балеевка был описан разрез, принятый в качестве стратотипа свиты. В дальнейшем этот разрез стал предметом оживленной дискуссии (Михно, Соловьев, 1965; Жалсабон и др., 1967; Михно, Соловьев, 1967). Была показана непригодность разреза как стратотипа верхнеюрской хилокской свиты (Ермиков, 1968б; Соловьев, 1968). Отсутствие стратотипа привело к тому, что в хилокскую свиту объединяются сходные по петрографическому составу, но разновозрастные и не совпадающие по своему положению в структурном плане образования (Налетов, 1961; Комаров, Киселев, 1965; Комаров и др., 1965; Скобло, 1967).

Одним из решающих критериев выделения хилокской свиты следует считать характер ее соотношения с гусиноозерскими угленосными отложениями. В настоящее время только эффузивы, обнажающиеся в непосредственном обрамлении впадин или вскрытые скважинами внутри последних, тесно связанные с угленосными отложениями и выполняющие вместе с ними позднемезозойские впадины, можно уверенно относить к хилокской свите (Турунхаев, 1966; Ермиков, 1968б). Новый стратотип лучше всего искать либо в Боргойской, либо в Гусиноозерской впадине, где четко выделяются вулканогенные образования, залегающие между ичетуйской свитой (нижняя-средняя юра) и нижнемеловыми угленосными отложениями.

Хилокские вулканиты северного борта Гусиного озера отделены от ичетуйской свиты и гранитоидов по разлому. Разрез по пади Сильве

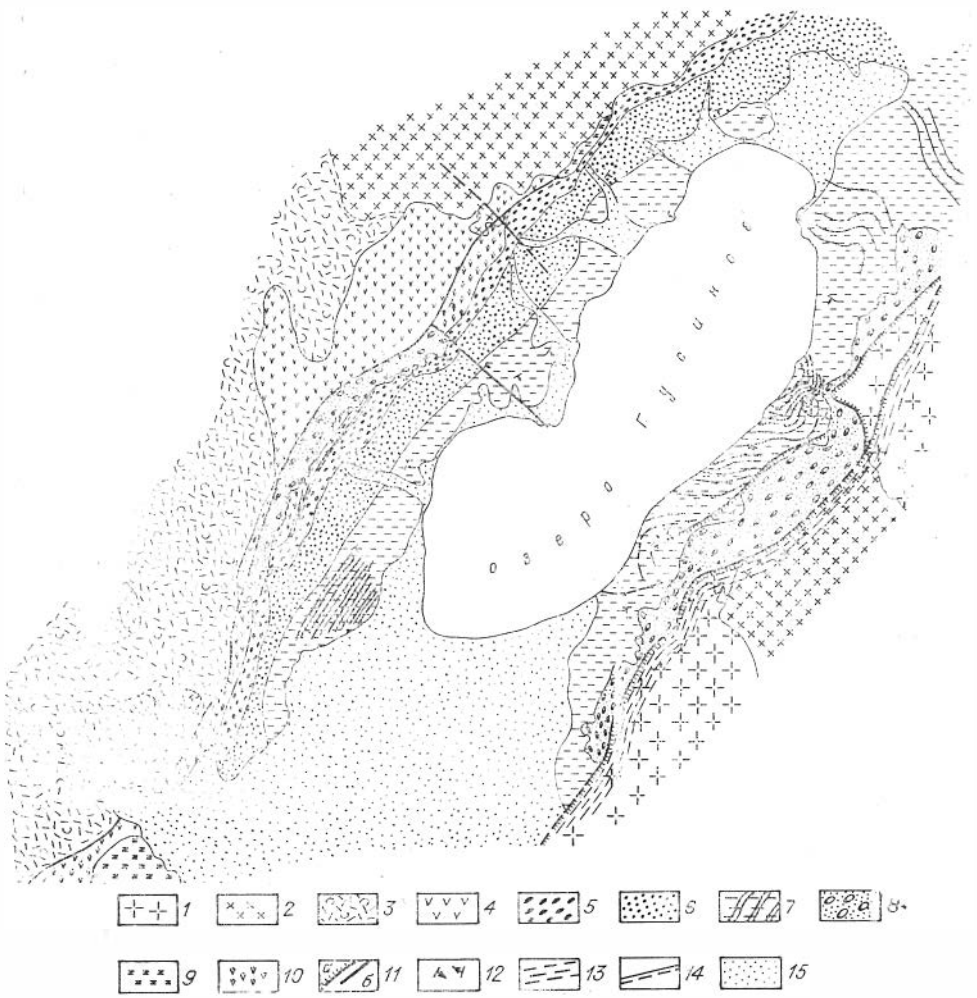


Рис. 4. Карта мезозойских геологических формаций района Гусиного озера. Составили В. Д. Ермиков и В. А. Соловьев с использованием картографических материалов Н. А. Флоренсова (1937, 1960), Д. Д. Сагалуева (1958) и др.

1 — палеозойские гранитоиды; мезозойские формации: 2 — щелочных гранитоидов (верхний триас — нижняя юра); 3 — трахит-трахилипаритовая (верхний триас — нижняя юра); 4 — трахибазальтовая (нижняя — средняя юра); 10 — трахибазальтовая (верхняя юра); 5, 6, 7 — песчанико-сланцевая угленосная (верхняя юра — нижний мел); 8 — конгломератовая (нижний — верхний мел); 9 — трахибазальтовая (нижний — верхний мел); 11 — разрывные нарушения: а) надвиги, б) взбросы и сбросы; 12 — элементы залегания; 13 — зона дробления; 14 — дайки; 15 — четвертичные отложения.

в основном представлен серыми, лиловыми, сургучными трахибазальтами, трахибазальтовыми и трахиандезитовыми порфиритами, их туфами и агломератами. В верхней части разреза эффузивы сменяются лавоконгломератами. Галька, размером от 1 до 70 см, вначале не сортирована, плохо окатана и состоит из подстилающих эффузивов; вверх по разрезу размер гальки уменьшается, появляются признаки сортированности, лавовый цемент постепенно замещается туфовым и дресвяниковым, встречаются вначале редкие, затем многочисленные гальки гранитоидов. Таким образом, конгломераты верхней пачки хилокской свиты постепенно переходят в базальные (муртойские) конгломераты осадочной серии. Мощность хилокской свиты Гусиноозерской впадины около 800 м.

Вулканиты хилокской свиты, вскрытые скважинами в основании верхнеюрских-нижнемеловых толщ, известны и в других впадинах Западного Забайкалья. Так, В. М. Скобло (1969) в Окино-Ключевской и Кижингинской впадинах отмечает в основании нижнемеловой осадочной серии чередование песчаников и алевролитов с трахиандезитами и туфами. Следы хилокских вулканитов обнаружены также в Бадинской, Удинской, Дабан-Горхонской депрессиях (Киселев, 1965; и др.).

Возраст хилокской свиты по фауне и флоре, как правило, датируется верхней юрой, однако иногда в верхней части разреза встречаются осадочные прослои с типичной нижнемеловой фауной (Скобло, 1969).

На хилокской вулканогенной свите залегает гусиноозерская угленосная серия. Наиболее полный стратотипический разрез ее известен в Гусиноозерской впадине. Серия представлена мощной (до 2500 м) непрерывной толщей осадков, хорошо обнаженных по обеим бортам впадины. Несмотря на то, что гусиноозерская серия изучается давно*, многие вопросы, связанные с ее стратиграфическим расчленением, остаются неясными. Начиная с 1937 г. выдвинуто около десяти стратиграфических схем, различных как по возрастной индексации, так и по членению свиты (Флоренсов, Ларина, 1937; Иванов, 1949; Мартинсон, 1961; Скобло, 1967; и др.). Причина этих расхождений кроется в различном понимании структуры впадины (Иванов, 1949; Флоренсов, 1960).

В составе угленосной серии Гусиноозерской впадины по литологическим признакам различаются три совершенно согласно залегающих друг на друге стратиграфических элемента (снизу вверх): толща базальных конгломератов, песчано-алевролитовая (безугольная) и песчано-сланцевая (продуктивная).

Толща базальных конгломератов обнажается у подножия Хамбинского хребта. Полоса их шириной в 1—1,5 км протягивается в северо-западном направлении на 15—20 км. Наиболее устойчивыми признаками конгломератов являются плохая сортировка, грубая окатанность гальки, песчанистый цемент и полная зависимость состава гальки от подстилающих пород. Состав конгломератов, гравелитов и песчаников меняется по мере смены подстилающих пород (Флоренсов, Ларина, 1937). В конгломератах преобладают гальки среднего размера (5—8 см). Количество прослоев песчаников и гравелитов постепенно увеличивается с юго-запада на северо-восток по простиранию толщи и максимально в районе п. Сангине. В низах толщи в песчаниках, гравелитах и цементе конгломератов содержится примесь туфогенного материала. Мощность толщи изменчива, но достигает 300—400 м. Наиболее полные разрезы наблюдаются по падям Сангине, Муртой и в оврагах южнее пади Нарин-Горхон.

Залегающая выше безугольная толща обнажается по северо-западному борту впадины. По литологическим признакам она резко отлична

* Впервые обратил внимание на Гусиноозерскую впадину Паллас в 1772 г., затем ее изучали в 1828 г. Герман Гессе, в 1882 г. И. Д. Черский, в 90-х годах прошлого столетия В. А. Обручев и т. д.

от подстилающих конгломератов, тогда как вышележащая продуктивная часть угленосных отложений во многом с ней близка. В составе толщи наиболее распространены светло-серые, желто-серые, кварц-полевошпатовые песчаники и пепельно-серые с раковистым изломом аргиллиты. Для песчаников характерен выдержанный аркозовый состав. Они в основном мелко- и среднезернистые, окатанность зерен совершенная. Цемент глинистый, карбонатный, реже железистый и мергелистый. Аргиллиты массивные, однако иногда в них выражена слоистость за счет слойков черных слюдисто-глинистых алевролитов. По простиранию толща, как правило, литологически не выдержана.

Продуктивная толща развита по обоим берегам Гусиного озера. Она сложена разнообразными песчаниками, глинистыми сланцами, аргиллитами, углистыми сланцами и бурыми углями. Состав песчаников аркозовый, с редкими отклонениями, цемент обычно известковистый. Цвет песчаников зависит от количества кварца и характера цемента. Голубовато-серые и серые алевролиты и глинистые сланцы отличает либо тонкая, либо широкая, ленточного типа слоистость. Углистые сланцы расщепляются на тонкие листочки и похожи на «бумажные» сланцы. Пласты бурых углей приурочены в основном к средней части продуктивной толщи. Мощность пластов от 5 до 50 м. Мощность всей продуктивной толщи более 1200 м.

Разногласия среди биостратиграфов относительно возраста угленосных отложений Гусиноозерской впадины очень существенны, несмотря на большое содержание в них органических остатков. Г. Г. Мартинсон (1960), Ч. М. Колесников (1964) и др. определяют время образования углистых отложений в широком интервале — от средней юры до раннего мела. В. М. Скобло (1959, 1967) образование всей толщи относит к раннемеловой эпохе, основываясь в сущности на том же комплексе моллюсков, но привлекая дополнительно и остракоды. На основании изучения флоры и спорово-пыльцевых комплексов исследователи также приходят к выводу о нижнемеловом возрасте угленосных пород Гусиноозерской впадины (Котова, 1964).

Одна из последних схем В. М. Скобло (1967) выглядит следующим образом: муртойская свита (паша конгломератовая толща) — середина — верхи валанжина, убукунская свита (безугольная толща) — верхи валанжина — низы готерива и продуктивная толща — селенгинская свита — готерив-баррем, хольбоджинская — баррем. Однако палеонтологический материал по другим впадинам Забайкалья (Флоренсов, 1960; Писцов, 1966; и др.) показывает, что с помощью пресноводной фауны вряд ли можно достигнуть большей, чем до отдела, точности. Поэтому, учитывая позднеюрский возраст выполняющих Гусиноозерскую впадину вулканитов, гусиноозерскую серию в полном объеме можно датировать верхней юрой — нижним мелом.

Гусиноозерская серия в Западном Забайкалье заполняет многочисленные и различные по величине впадины. Эти впадины вдоль зон глубинных разломов группируются в четыре системы: Гусино-Удинскую, Тугнуй-Кижингинскую, Хилокскую и Чикойскую (Соловьев, 1963, 1968). Корреляция отложений даже внутри отдельных систем встречается с большими трудностями. Наряду с сохранением наиболее общих признаков гусиноозерского стратотипа (тип осадков, цвет пород, залегание между ичетуйскими эффузивами и грубообломочными конгломератами сотниковской свиты и т. п.) разрезы каждой из впадин, даже соседних, обладают отличительными чертами. Изменчивы не только литологические признаки, но и «самые выдержанные палеонтологические горизонты являются местными биостратиграфическими единицами, связанными с конкретными палеобассейнами одной или нескольких смежных котловин» (Скобло, 1970, стр. 46).

В отличие от Гусиноозерской, Кижингино-Кудунской и многих других впадин разрез гусиноозерской серии Тарбагатайской впадины представлен двумя угленосными свитами, разделенными безугольной свитой (Булнаев и др., 1968). В основании нижней свиты (150 м) залегает маломощный горизонт базальных конгломератов, которые выше сменяются разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и бурыми углями. Безугольная свита (до 200 м) сложена переслаивающимися разнозернистыми песчаниками и алевролитами. Верхняя угленосная свита при том же составе пород содержит около 10 не выдержанных по простиранию угольных пластов. Мощность верхней свиты 500—600 м, а всего разреза 800—900 м. В соседней Бадинской впадине разрез сложен породами безугольной и угленосной свит. В основании первой (по данным А. С. Домашевой) встречаются пластовые тела базальтов. Как и в Тарбагатайской впадине, эта толща датируется верхней юрой — нижним мелом. По северному борту впадины угленосная толща по разлому сочленена с небольшим полем кислых эффузивов, их туфов и перлитов. Абсолютный возраст перлитов 135—138 млн. лет (устное сообщение И. Д. Чацкиса, 1967), что указывает на возможность фациального замещения эффузивами части осадочных отложений (Ермиков, 1968б).

В Чикойской впадине тот же комплекс подразделяется А. В. Внуковым (1967) на песчано-конгломератовую мозгонскую свиту (300—600 м), угленосную чикойскую (900—1000 м) и песчано-алевролитовую коротковскую (300 м). Для чикойской свиты характерны каменные угли в ее нижней части, затем переходные к бурым и бурые в верхней. Коротковская залегает на чикойской с небольшим угловым несогласием. Осадки не выдержаны по простиранию. Так, на юго-западе впадины в прибортовых частях почти вся угленосная толща замещается песчано-конгломератовой.

Мезозойский разрез Западного Забайкалья завершает п и ж н е м е л о в о й к о м п л е к с, представленный грубообломочными отложениями сотниковской свиты и ее аналогов. В стратотипическом разрезе, в центральной части Удинской впадины, у д. Сотниково, свита состоит из глыбовых конгломератов, образующих узкую (4—6 км) полосу, вытянутую вдоль надвига северного борта депрессии. Конгломераты не сортированы, обломки различного размера (от небольших до 120 м^3), почти не окатаны — это в основном гранитоиды, распространенные в обрамляющих впадину хребтах Хамар-Дабан и Улан-Бургасы. Цементом служит буровато-серый рыхлый грубозернистый песчаник, образующий иногда вместе с гравелитами небольшие линзы. Мощность толщи около 200 м. Подобные образования в Западном Забайкалье известны также в Гусиноозерской впадине вдоль Моностойского надвига, в Поперечинской и Мухейской впадинах верховьев р. Уды (мухейская свита), в Беклемишевской впадине и др. В. А. Соловьев (1968) считает эти толщи продуктом переработки обрушившихся надвиговых бортов впадин.

Итак, для Западного Забайкалья намечается следующий вертикальный ряд формаций. Начинает его триасовая (триас-нижнеюрская) контрастная по составу толща вулканитов (тамирская, черноявровская свиты и вулканиты хр. Цаган-Хуртей). Она может рассматриваться как вулканогенная моласса пестрого состава или базальт-андезит-липаритовая формация по В. А. Соловьеву (1968). На уровне нижней-средней юры устанавливается сочетание эффузивно-осадочных образований, которые по своим литолого-петрографическим и структурным признакам также могут быть отнесены к группе моласс. Ичетуйская и удинская свиты, как и в Джидинском районе, включаются в трахибазальтовую формацию, березовская и харюлгатинская — в конгломератовую, а тугнуйская и галгатайская — в песчанико-сланцевую угленосную. Верхнеюрско-нижнемеловые молассоидные образования, выполняющие межгорные

впадины, выделяются в следующие формации. Хилокскую свиту, основной объем которой составляют щелочные основные эффузивы и их туфы, вслед за Ю. В. Комаровым (1970), следует назвать трахибазальтовой формацией, а осадочную гусиноозерскую серию — песчанико-сланцевой угленосной. Нижнемеловые отложения сотниковской и мухейской свит можно отнести к конгломератовой формации.

Витимское плоскогорье

Разрез мезозойских пород этого района начинается с кислых и субщелочных эффузивов цаган-хунтейской свиты — фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, сиенит-порфиров, лаво- и туфобрекчий. Мощность их колеблется от 100 м (Осокин, Воюш, 1960 г.) до 1000 м (Малышев, 1961 г.). По аналогии с соседними районами Забайкалья возраст свиты триасовый — раннеюрский (Соловьев, 1968; Старченко и др., 1968; и др.).

Отложений среднеюрского возраста здесь не обнаружено. Верхнеюрско-нижнемеловые вулканогенные и осадочные породы развиты сравнительно широко и выполняют межгорные впадины, которых насчитывается в пределах Витимского плоскогорья более 50 (Осокин, Балханов, 1962). Наиболее изучены южные впадины. Их разрезы послужили основой для разработки схем стратиграфии. Ч. М. Колесников (1964) определяет мощность отложений, выполняющих впадины, в 500 м, и разделяет их снизу вверх на романовскую (110 м — валунные конгломераты, брекчии, песчаники), байсинскую (120 м — чередование аргиллитов, алевролитов, мергелей, известняков, «бумажных» битуминозных сланцев, аркозовых песчаников и гравелитов), сепхипдинскую (200 м — аркозовые песчаники, аргиллиты, гравелиты, линзы конгломератов) и турхульскую (60 м — песчаники и гравелиты) свиты.

В. М. Скобло (1967) на основании разреза Зазинской впадины дает другую схему. В основании разреза выделяется грубообломочная ендондинская свита мощностью до 600 м. Она сложена разногалечными конгломератами, конгломерато-брекчиями и песчаниками. Фациальным аналогом ендондинской свиты В. М. Скобло считает хысехинскую свиту, обнажающуюся по другому борту Зазинской впадины и состоящую из базальтов, андезито-базальтов, трахибазальтов и их туфов, переслаивающихся с осадочными брекчиями, конгломератами и песчаниками. Мощность свиты также около 600 м*.

Помимо хысехинской свиты Зазинской впадины, 150-метровая толща базальтов, андезито-базальтов, туфов и туффитов известна в основании разреза Талокон-Беремьинской впадины (Осокин, Балханов, 1962); основные эффузивы отмечаются среди осадочных толщ Кондинской (Михно, 1966 г.; Цырендоржиев и др., 1971) и других впадин (Жалсабон, 1961 г. Булгатов, 1962 г.). На ендондинской и хысехинской свитах залегают тонкообломочные отложения зазинской свиты: полимиктовые средне- и мелкозернистые песчаники, переслаивающиеся с «бумажными» битуминозными сланцами, аргиллитами, алевролитами и мергелями. Все три свиты объединяются в гусиноозерскую серию, мощность которой в Зазинской впадине буровыми работами и ВЭЗ определена в 1300 м, из которых 700—800 м приходится на зазинскую свиту**. Следует отметить, что при геологической съемке Витимского плоскогорья используется стратиграфическая схема, близкая к схеме В. М. Скобло (1967).

---

* О трахибазальтах в основании нижнемелового разреза Зазинской впадины говорится также у Б. А. Иванова (1949) и Л. И. Салопа (1964), более подробно они описаны А. И. Киселевым и А. Я. Салтыковским (1970).

** Общая мощность отложений, по последним геофизическим данным (ВЭЗ), в отдельных впадинах составляет 2000—2500 м Цырендоржиев и др., 1971).

По многочисленным находкам фауны и флоры Ч. М. Колесников (1964) определяет охарактеризованные отложения как верхнеюрско-нижнемеловые, а В. М. Скобло (1967) — нижнемеловые. В целом они соответствуют если не полностью, то большей части объема гусиноозерской серии Западного Забайкалья (Скобло, 1964). Некоторые слои этой толщи по отдельным видам моллюсков могут сопоставляться со слоями верхнеюрско-нижнемеловых дзунбаинской и цаганцабской свит Монголии (Мартинсон, 1961; Скобло, 1964).

На нижнемеловых угленосных отложениях в некоторых впадинах залегает толща глыбовых конгломератов, аналогичных нижнемеловой сотниковской свите Прибайкалья и Западного Забайкалья. Так, Д. Жалсабону (1962 г.) удалось наблюдать на р. Солонцовой (бассейн р. Витим), как глыбовые конгломераты залегают в неровностях рельефа гусиноозерской серии.

До недавнего времени считалось, что мезозойские отложения моложе раннего мела на территории Байкальской горной страны и всего Забайкалья отсутствуют в связи со стабилизацией тектонических условий и неблагоприятными для осадконакопления геоморфологическими условиями (Обручев, 1929; Флоренсов, 1960, 1964; и др.). Неоднократно высказывались сомнения по этому поводу (Дмитриев, 1961; Боголепов, 1967а; и др.), но только в последнее время появились данные о наличии в разрезе некоторых впадин Витимского плоскогорья пород верхнего мела. Сотрудники Киевского университета при картировании террас р. Холой (Холой-Витимская впадина) обнаружили в верхнемиоценовом аллювии переотложенные катуны глин, содержащие верхнемеловые споры и пыльцу (Дехтярева, Сорокина, 1968). Аллювиальные отложения р. Холой повсеместно залегают на рыхлой толще глин, суглинков, щебня, песка, гравия и валунника, относимых к мохейской свите, а та в свою очередь перекрывает нижнемеловые образования зазинской свиты. На этом основании авторы предполагают, что часть разреза палеонтологически не охарактеризованной мохейской свиты включает породы верхнего мела.

В. М. Скобло и Ю. П. Козлов (1969) отмечают, что в Еравнинской впадине на отложениях гусиноозерской серии развита кора выветривания, достигающая мощности от 1—2 до 40—50 м и представленная разложенными, частично лимонитизированными породами. Кора выветривания покрывается пестроцветами мохейской свиты мощностью около 100 м. Выше со следами перерыва на выветренных породах мохейской свиты залегает сероцветная гравийно-глинистая пачка (около 60 м), содержащая комплекс моллюсков и остракод. Моллюски, по определению Г. Г. Мартинсона, имеют апт-альбский или скорее всего позднемеловой возраст, а все виды остракод известны из верхнемеловых сайншандинской и баншпреинской свит Монголии (Любимова, 1956; и др.). Спорово-пыльцевые комплексы мохейской свиты Еравнинской впадины позволяют датировать ее возраст от сеномана до палеоцена (Скобло, Козлов, 1969).

Любопытно сравнить разрез позднего мезозоя Еравнинской впадины и одновозрастных отложений юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности. По К. В. Боголепову (1961), он имеет следующий вид. На красноцветных валанжин-готерив-барремских породах илекской свиты развита каолиновая кора выветривания, над которой расположены терригенная пестроцветная кийская (апт—альб) и сероцветная симоновская (сеноман—турон) свиты. Выше вновь намечается кора выветривания, перекрытая позднемеловой-палеогеновой пестроцветной толщей. Несмотря на большую удаленность разрезов друг от друга, отмечается явная аналогия в чередовании осадочных толщ и кор выветривания.

Таким образом, наличие в Забайкалье верхнемеловых-палеогеновых (?) отложений можно считать доказанным, хотя вопрос более точной датировки толщ требует исследований.

Мезозойские породы Витимского плоскогорья можно отнести к следующим формациям. Кислые эффузивы цаган-хунтейской свиты, обнажающиеся на водораздельных пространствах и особенно в обрамлении щелочных гранитоидов малокуналейского комплекса, по аналогии с Западным Забайкалье можно отнести к трахит-трахилипаритовой формации (триас — нижняя юра). На ней несогласно залегает трахибазальтовая формация (аналог верхнеюрской хилокской свиты Западного Забайкалья), известная в Зазинской, Талокон-Беремьинской и Кондинской впадинах. Вулканогенные породы этой формации постепенно переходят либо фациально замещаются осадочными конгломерато-песчанико-сланцевой угленосной формации (гусиноозерская серия — верхняя юра — нижний мел). Выше, как и в Западном Забайкалье, устанавливается конгломератовая формация. Верхнемеловые — палеогеновые породы юга Витимского плоскогорья, по-видимому, принадлежат к формации переотложенных кор выветривания.

Центральное Забайкалье

Этот район охватывает в основном бассейн р. Ингоды, а также верховья р. Онон и среднее течение рр. Нерчи и Куэнги. Он включает в себя крупные хребты Даурский и Черского и ряд более мелких, разделенных цепочками впадин. Как и в Западном Забайкалье, доверхнеюрские мезозойские образования обнажаются на водораздельных частях и склонах хребтов, а позднемезозойские выполняют геоморфологически выраженные впадины.

Наиболее древними мезозойскими образованиями Центрального Забайкалья являются морские нижнетриасовые толщи, известные вблизи границы с Монголией (Окунева, 1969; и др.). Их формирование связано с завершением развития герцинской геосинклинали (Маринов, 1967; Окунева, Железнов, 1970; и др.), и здесь они не рассматриваются. Ниже характеризуются мезозойские орогенные комплексы.

Верхнетриасовый комплекс сложен трахитами, кварцевыми порфирами, ортофирами, лавобрекчиями и туфами. Они распространены в окрестностях г. Читы и в среднем течении р. Ингоды. В. А. Соловьев (1968) относит их к цаган-хунтейской свите. Пространственно вулканогенные образования связаны со щелочными гранитоидами малокуналейского комплекса. В некоторых местах, например по правому берегу р. Ингоды, в устье пади Бальсатуй, между ними наблюдаются постепенные переходы. Стратиграфическое положение цаган-хунтейской свиты определяется перекрытием ее харюлгатинскими конгломератами (J_{1-2}). Не исключено, что часть вулканогенных толщ может быть параллелизована с триасовой тамирской свитой Западного Забайкалья (Кузнецов, Пенягин, Новиков, 1961 г.).

Нижне-среднеюрский комплекс представлен терригенно-вулканогенными образованиями, названными в разных местах харюлгатинской, артовской или киркунской свитами (толщами).

Наиболее полный разрез харюлгатинской (артовской) свиты мощностью до 500 м известен по берегу р. Арты, левому притоку р. Ингоды. В разрезе преобладают сильно уплотненные валунно-галечные конгломераты с линзами и прослоями гравелитов и песчаников. Галька и валуны хорошо окатаны и состоят из подстилающих пород, среди которых различаются малокуналейские гранитоиды и цаган-хунтейские вулканиты. Цемент конгломератов песчаниковый. Алевролиты и песчаники встречаются в виде тонких прослоев. С ними связаны немногочисленные отпе-

чатки растений (Фомин, 1959 г.), указывающие, по мнению Б. М. Штемпеля, на нижне-среднеюрский возраст пород (Колесников, 1964). Книжним горизонтам свиты приурочены кислые и средние эффузивы и их туфы. Помимо р. Арты, харюлгатинская свита обнажается в ряде мест вдоль юго-восточных склонов Яблонового хребта, выходя иногда на водораздельные участки.

В осевой части Даурского хребта, в верховьях рек Ингоды и Чикой в ряде останцев «гольцового прогиба» (Горжевский и др., 1970) залегает песчано-конгломератовая толща, описанная В. А. Варламовым под названием киркунской, но более известная как «гольцовая юра». По В. П. Краснову (1965), разрез начинается красноцветными осадочными брекчиями, которые он считает литифицированным элювием. Выше залегают зеленовато-серые и серые среднегалечные конгломераты, конгломерато-брекчии и гравелиты, сменяющиеся песчаниками и алевролитами. Обломочный материал состоит в основном из подстилающих верхнепалеозойских пород, изредка встречается галька, похожая на породы тамирской и цаганхунтейской свит. Характерно отсутствие в гальке гранитоидов раннетриасового кыринского комплекса.

В песчаниках и алевролитах В. А. Амантовым собраны остатки моллюсков и отпечатки растений. Комплекс моллюсков, по определению Ч. М. Колесникова (1964), соответствует нижнеюрскому калганскому биостратиграфическому горизонту Забайкалья. Растительные остатки, по заключению И. Н. Сребродольской, также указывают на нижнеюрский возраст. Толща интенсивно дислоцирована (60—80°), а местами метаморфизована до образования роговиков, что резко отличает ее от вышележащих мезозойских отложений («Геология СССР», 1961). По В. П. Краснову (1965), мощность толщи достигает 600 м.

Верхнеюрский комплекс состоит в основном из вулканогенных образований, описываемых в Центральном Забайкалье под разными названиями. В среднем течении р. Ингоды — это бальзойская свита (Фомин, 1958 г.), в южной части Центрального Забайкалья в Даурском хребте — джаргалантуйская и бырцинская свиты (Старченко и др., 1968), в верховьях р. Буреи — хонинчулунская свита (Деньгин и др., 1961 г.) и т. д.

Бальзойская свита залегает на харюлгатинских конгломератах и представлена двумя пачками. Нижняя (до 100 м) сложена кварцевыми порфирами, дацитами, фельзит-порфирами, туфолавами и лавобрекчиями, верхняя (до 180 м) — конглобрекчиями, состоящими из гальки и глыб кварцевых порфиров и кислых туфов и небольшого количества цементирующих их граувакковых песчаников. Перекрывается бальзойская свита породами нижнемеловой угленосной серии.

Вулканогенные толщи, сопоставимые с бальзойской свитой, известны также на северо-востоке Центрального Забайкалья. В Оловской впадине одноименная свита состоит из разногалечных конгломератов с прослоями песчаников и гравелитов; разрез венчается горизонтом кислых туфов и лав. Оловская свита залегает на эродированной поверхности кристаллического фундамента и с размывом перекрывается фаунистически охарактеризованными осадками, параллелизуемыми с тургинским биостратиграфическим горизонтом (J_3). Палинологические данные свидетельствуют о позднеюрском возрасте свиты (Бут и др., 1968).

Джаргалантуйская свита была выделена впервые в западном обрамлении Ононской впадины (Старченко, 1958). Она развита на склонах хребтов, где представлена эффузивными и пирокластическими породами, и в непосредственном обрамлении впадин, где наряду с эффузивами в большом количестве встречаются пирокластические породы. В. В. Старченко (1968) в междуречье Онон-Былыры в составе свиты выделяет четыре толщи: первая — базальтовых порфиритов и их туфов, вторая —

трахилипаритовых порфиров и их туфов, третья — базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов и четвертая — липаритовых порфиров и их туфов. Мощность свиты 400—900 м. По простиранию нижние толщи часто выпадают из разреза. В петрохимическом отношении эти породы характеризуются повышенным содержанием глинозема и кремнезема, бедностью магнием и повышенным содержанием щелочей при небольшом преобладании калия над натрием (Старченко и др., 1965).

В южной части Центрального Забайкалья выделяется также букукунская свита, стратиграфическое положение которой не совсем ясно. Ее разрез в одноименной впадине, по В. В. Старченко и др. (1966), таков:

1. Конгломераты крупно- и среднегалечные с гравийным цементом и прослоями осадочных брекчий — 50—100 м.

2. Конгломераты средне- и мелкогалечные и аркозовые песчаники, переслаивающиеся с тонкими (до 10 см) пропластками туфов и туффитов—50 м.

3. Крупнозернистые аркозовые песчаники, переслаивающиеся с туфами и редкими прослоями мелкогалечных конгломератов — 30—50 м.

4. Туфы и туффиты, тонко переслаивающиеся с прослоями песчаников и гравелитов — 30—50 м.

Общая мощность разреза 200—250 м.

Похожие отложения развиты в Бальджиканской впадине, но там резко увеличивается количество туфового материала. В Кулиндинской и Тыргетуй-Жимбиринской впадинах В. В. Старченко и др. (1958, 1966) к букукунской свите относят толщи, сложенные в основном туфовым и лавовым материалом. Мощность свиты увеличивается до 500—700 м. Таким образом, В. В. Старченко и др. по разрезам разобщенных впадин фиксируют постепенный переход букукунской свиты в джаргалантуйскую и считают их одновозрастными.

К иным выводам приходит В. А. Соловьев (1968). Основываясь на результатах структурного анализа, он считает, что однозначных данных о замещении букукунской свиты джаргалантуйской нет. Наоборот, в составе толщи, выполняющей Букукунскую впадину, хорошо определяются обломки пород, характерные для джаргалантуйской свиты. На букукунской свите в этой впадине лежит не верхнеюрская эффузивная свита, а кайнозойские базальты, известные почти во всех впадинах этого участка. По его мнению, правильнее вернуться к точке зрения В. М. Максимова (1941 г.), М. С. Нагибиной (1946) и др., которые считали букукунскую свиту аналогом верхнеюрско-нижнемеловых угленосных толщ Забайкалья. Существенно вулканогенные толщи, встречающиеся в пределах хребтов, следует относить непосредственно к джаргалантуйской свите. Не противоречит этому и комплекс растительных остатков, в разное время собранных в букукунской свите и определенных А. Н. Криштофовичем, А. В. Аксариным и В. А. Вахрамеевым. Они указывают на возраст в очень широком интервале: средняя юра — нижний мел.

Промежуточную позицию по поводу стратиграфического положения букукунской свиты занимает Ч. М. Колесников (1964): «Предложенная В. В. Старченко стратиграфическая схема может быть принята и в настоящее время, однако при дальнейших исследованиях следует учитывать, что некоторые вопросы стратиграфических соотношений букукунской и бырцинской свит еще не вполне выяснены. Кроме того, в пределах Букукунской впадины имеются, вероятно, и более молодые (верхнеюрско-нижнемеловые), возможно, угленосные отложения, что подтверждается имеющимися указаниями на признаки угленосности в этой впадине» (стр. 67).

Учитывая, что состав и структурная позиция букукунской свиты в одноименной впадине и джаргалантуйской свиты резко различны, автор принимает точку зрения В. А. Соловьева (1968).

Верхнеюрско-нижнемеловой комплекс Центрального Забайкалья выполняет многочисленные и, как правило, хорошо выраженные в рельефе впадины. Они объединяются в три большие ветви (группы): Ононо-Туринскую, Ингодино-Читинскую и Букачача-Оловскую.

На юге Центрального Забайкалья в обрамлении Ононской и Алтано-Кыринской впадин известна вулканогенная бырцинская свита. Она представлена базальтовыми и андезитовыми порфиритами, базальтами, анде-

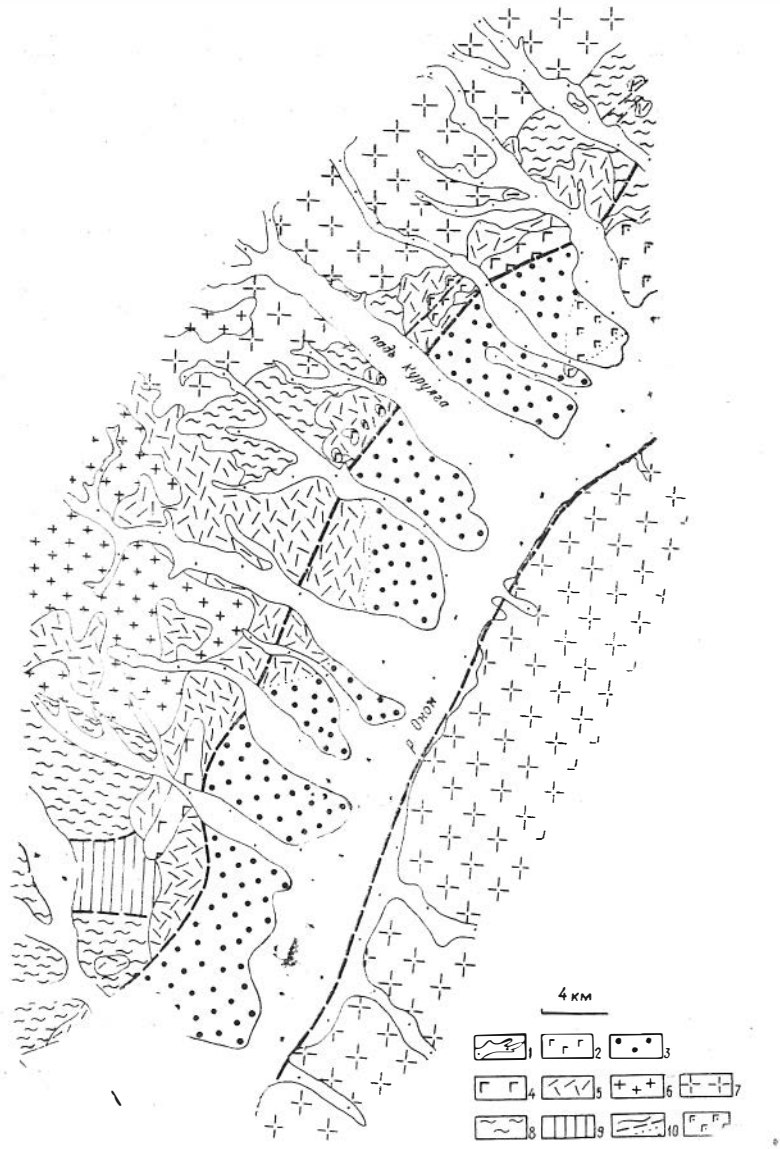


Рис. 5. Карта мезозойских геологических формаций Ононской впадины (по материалам Е. А. Белякова, Е. В. Барабашева и др., 1962, 1963).

1 — четвертичные отложения; 2, 11 — послеверхнемеловые базальты; мезозойские формации; 3 — песчанико-сланцевая угленосная (верхняя юра — нижний мел); 4 — трахиандезитовая (верхняя юра); 5 — трахиандезит-трахилипаритовая (верхняя юра); 6 — субщелочная гранодиорит-гранитовая (средняя—поздняя юра); 7 — габбро-диорит-гранитовая (триас); 8, 9 — породы домезозойского фундамента; 10 — геологические границы, разрывные нарушения.

зитами, трахиандезитами, долеритами, реже туфами и туфолавами. Мощность свиты от десятков до 700 м (Старченко, 1968). В. А. Соловьев (1968) отмечает внешнее сходство эффузивов бырцинской свиты с трахиандезитами и трахибазальтами верхнеюрской хилокской свиты Западного Забайкалья. Покровы эффузивов хорошо вырисовываются в рельефе. Стратиграфическое положение бырцинской свиты определяется залеганием ее между верхнеюрской джаргалантуйской и нижнемеловыми угленосными толщами.

Осадочные породы этого комплекса описываются под названием букукунской, алтанской и нарасунской свит. Вопрос о первой из них рассмотрен выше. Алтанская свита представляет угленосные отложения Алтано-Кыринской впадины, где она без видимого углового несогласия залегает на верхнеюрских эффузивах бырцинской свиты. Ч. М. Колесников (1964) расчленяет ее на три толщи (снизу): безугольную конгломерато-песчаниковую (до 325 м), песчано-алевролитовую угленосную (до 250 м) и безугольную алевролитовую (до 200 м). Собранные в первых двух толщах остатки моллюсков он считает характерными для самых верхних горизонтов мальма и низов неокома.

Нарасунская свита известна в Ононской впадине, где она также без видимого углового несогласия залегает на бырцинской. К западу от с. Нарасун Е. А. Беляковым описан разрез (260 м), в основании которого залегают разногалечные конгломераты, а далее — чередование темно-серых и буроватых плотных тонкослоистых аргиллитов, алевролитов, зеленовато-серых разнозернистых песчаников и песчано-глинистых сланцев. Другими скважинами вскрыты битуминозные сланцы и пропитанные битумами песчаники. Многочисленные остатки пелеципод, гастропод, филлопод, остракод, насекомых и рыб указывают на позднеюрско-раннемеловой возраст пород (Колесников, 1964). Общая мощность нарасунской свиты Ононской впадины, по данным электроразведки, превышает 500 м («Геология СССР», 1961). Ононская депрессия является южным звеном Ононо-Туринской ветви впадин. В сводном разрезе верхнеюрско-нижнемеловых отложений этой ветви нарасунская свита достигает мощности 1000 м, наращиваясь сверху песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пластами бурых углей. В отдельных впадинах (Оленгуйской, Елизаветинской, Маккавеевской и др.) обнажаются различные части этого разреза.

Ингодино-Читинская ветвь впадин — одна из самых крупных в Забайкалье: от верховьев р. Унго до среднего течения р. Читинки на протяжении почти 350 км в ней насчитывается несколько впадин, крупнейшая из которых Ингодинская. По Ч. М. Колесникову (1964), мощность черновской свиты, выполняющей впадину, около 1300 м, однако может быть значительно большей, так как глубина залегания кристаллического фундамента в отдельных пунктах достигает 2500 м. По литологическим и палеонтологическим данным, свита подразделяется на три толщи (снизу):

1. Конгломератовая (до 550 м). Разногалечные конгломераты, гравелиты, песчаники с прослоями в верхней части разреза алевролитов и аргиллитов.

2. Песчанико-алевролитовая (до 650 м). Темно-серые аргиллиты, алевролиты и углистые сланцы, переслаивающиеся с разнозернистыми полимиктовыми песчаниками и гравелитами; линзы бурых углей.

3. Угленосная (до 200 м). Песчаники, переслаивающиеся с алевролитами, аргиллитами, углистыми сланцами и пластами бурых углей рабочей мощности.

Мощность толщ не выдержана, вкрест простирания впадины наблюдаются их фациальные замещения. Органические остатки указывают на позднеюрско-раннемеловой возраст пород.

Из других впадин следует отметить Читинскую, разрез которой сходен с разрезом Ингодинской. Остальные впадины этой группы значительно уступают им по размерам и мощности выполняющих отложений.

На севере Центрального Забайкалья выделяется Букачача-Оловская группа впадин. В Букачачинской впадине угленосные породы были расчленены В. И. Жереховым еще в 1935 г. на шесть согласно залегающих друг на друге свит, и с тех пор выявленная последовательность напластования с незначительными изменениями принимается всеми исследователями (снизу вверх):

1. Бухтинская свита (150 м) — конгломераты, переходящие вверх по разрезу в грубозернистые песчаники.
2. Букачачинская (продуктивная — 180 м) свита — песчаники и глинистые сланцы с пятью пластами каменного угля.
3. Кудихтинская свита (200 м) — песчаники с прослоями конгломератов и глинистых сланцев.
4. Средняя угленосная свита (10 м) — песчаники, глинистые сланцы, глины, пласты угля.
5. Верхняя безугольная свита (110 м) — песчаники с прослоями конгломератов.
6. Сиротинская свита (верхняя угленосная — 120 м) — песчаники, конгломераты, глинистые сланцы, один пласт угля — 25 м.

Б. А. Иванов (1940, 1949) всю эту серию относил к нижнему мелу и считал ее тождественной другим угленосным отложениям Забайкалья. Но Г. Г. Мартинсон (1955) выдвинул тезис о разновозрастности угленосных пород Забайкалья. В Букачачинской впадине Г. Г. Мартинсон (1955, 1961) и Ч. М. Колесников (1964) по пресноводной фауне бухтинскую и букачачинскую свиты отнесли к средней юре, кудихтинскую — к верхней, а остальные — к нижнему мелу. В последние годы проведены исследования отложений Букачачинской впадины с других методологических позиций. В. А. Соловьев (1968) на основании структурно-формационного анализа и А. М. Блох и др. (1967), И. З. Котова (1968, 1970) в результате палинологических исследований независимо пришли к одинаковому выводу о позднеюрско-раннемеловом возрасте пород и доказали их сходство с другими угленосными отложениями Забайкалья, т. е. вернулись к точке зрения Б. А. Иванова.

Представляет интерес разрез верхнего мезозоя Оловской впадины, который некоторые исследователи предлагают рассматривать в качестве эталонного (Бут и др., 1968). Эта впадина расположена южнее Букачачинской и значительно превышает ее по размерам. В. М. Бут и др. (1968) верхний мезозой Оловской впадины подразделяют на четыре свиты (снизу вверх): оловскую, аредскую, укурейскую и соктуйскую.

Вулканогенно-конгломератовая оловская свита описана выше в составе верхнеюрского комплекса. На нее и кристаллический фундамент с глубоким размывом ложатся конгломераты нижней пачки аредской свиты, обломочный материал которых представлен разнообразными гранитоидами и кислыми вулканитами. Галька плохо окатана и сортирована. Кверху конгломераты постепенно замещаются гравелитами, песчаниками и алевролитами со значительной примесью пирокластического материала. Отмечается также несколько прослоев кислых туфов и андезитов. Верхняя пачка распространена несколько шире и сложена в центре впадины тонкослоистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, к бортам впадин они замещаются конгломератами. Органические остатки в породах свиты встречаются редко, однако Ч. М. Колесников (1964) считает их характерными для тургинского биостратиграфического горизонта (J_3). Позднеюрский возраст устанавливается и палинологами (Котова, 1970). Мощность свиты 500 м.

Укурейская свита (800 м), наиболее широко развитая в Оловской впадине, согласно ложится на аредскую и с размывом на более древние образования. Она представлена разнообразными конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами с примесью пирокластического материала и покровами андезитов, андезито-дацитов и их туфов. Для свиты характерна фациальная невыдержанность слоев. Спорово-пыльцевые анализы указывают на верхнеюрский возраст пород (Котова, 1970), комплекс фауны, по мнению А. Н. Олейникова, нижнемеловой (Бут и др., 1968).

Соктуйская свита (мощностью до 600 м) развита только в грабенообразном прогибе в центре Оловской впадины. Она завершает разрез верхнего мезозоя, залегая на укурейской свите и гранитоидах фундамента с размывом и несогласием (Бут и др., 1968). Свита состоит из конгломератов, песчаников и алевролитов с пластами бурых углей. Степень цементации пород значительно ниже, чем нижележащих. Среди осадочных пород встречено несколько разобщенных покровов андезито-базальтов, но сами они примеси вулканогенного материала не содержат. Многочисленная фауна филлопод и рыб не дает однозначных указаний на возраст свиты, в спорово-пыльцевых комплексах отмечаются типичные нижнемеловые формы (Блох и др., 1967; Котова, 1970).

Нижнемеловой комплекс Центрального Забайкалья представляют глыбовые конгломераты, развитые вдоль приразломного борта ряда впадин. Так, вдоль надвига, ограничивающего с севера Ингодинскую впадину, протягивается узкая (1—7 км) полоса рыхлых валунно-галечных отложений (гарекинская толща мощностью около 100 м). Плохо окатанные валуны и галька, глыбы и щебень слабо сцементированы глиной и песчаником. Обломочный материал составляет 50—80% объема породы. По литологическим признакам и структурному положению толща хорошо сопоставляется с сотниковской свитой Западного Забайкалья (Соловьев, 1968).

Аналогичные образования, выделяемые как оранжевая свита, известны вдоль приразломного борта Букачачинской впадины. Свита резко несогласно залегает на угленосных отложениях и сложена грубообломочными красноцветными конгломератами и грубозернистыми песчаниками. Угловатые обломки состоят главным образом из гранитов и сцементированы рыхлым глинистым материалом.

Верхнемеловой комплекс Центрального Забайкалья практически не изучен. Во многих впадинах имеются рыхлые песчано-глинистые осадки, несогласно перекрывающие верхнеюрские и нижнемеловые угленосные породы. Они обычно относились к кайнозою («Геология СССР», 1961). Палинологические исследования позволяют считать, что часть этих отложений имеет позднемеловой возраст. Так, А. М. Блох и И. З. Котова (1967) к верхнему мелу отнесли байгульскую свиту, развитую в юго-западной части Оловской впадины. В ее составе преобладают алевриты и алевритовые глины зеленовато-серого и темно-серого цвета с пропластками лигнита. Максимальная мощность свиты 174,5 м.

Одновременно имеются указания на наличие в Центральном Забайкалье верхнемеловой—палеогеновой коры выветривания. Г. Ф. Уфимцев (1969) наблюдал кору выветривания по алевролитам, песчаникам и гравелитам гусиноозерской серии Арейской впадины. Остатки этой коры выветривания обнаружены им и в пределах ее горного обрамления. Интересный разрез коры выветривания наблюдался тем же автором в Верхне-Нарынской впадине. Пестроцветные глины мощностью до 30 м залегают на сильно выветрелых юрских диабазовых порфиритах. В составе продуктов выветривания, как и в Арейской впадине, преобладает каолинит с примесью монтмориллонита. В переотложенном и перекрывающем кору выветривания материале, помимо плейстоценовой пыльцы, встречаются

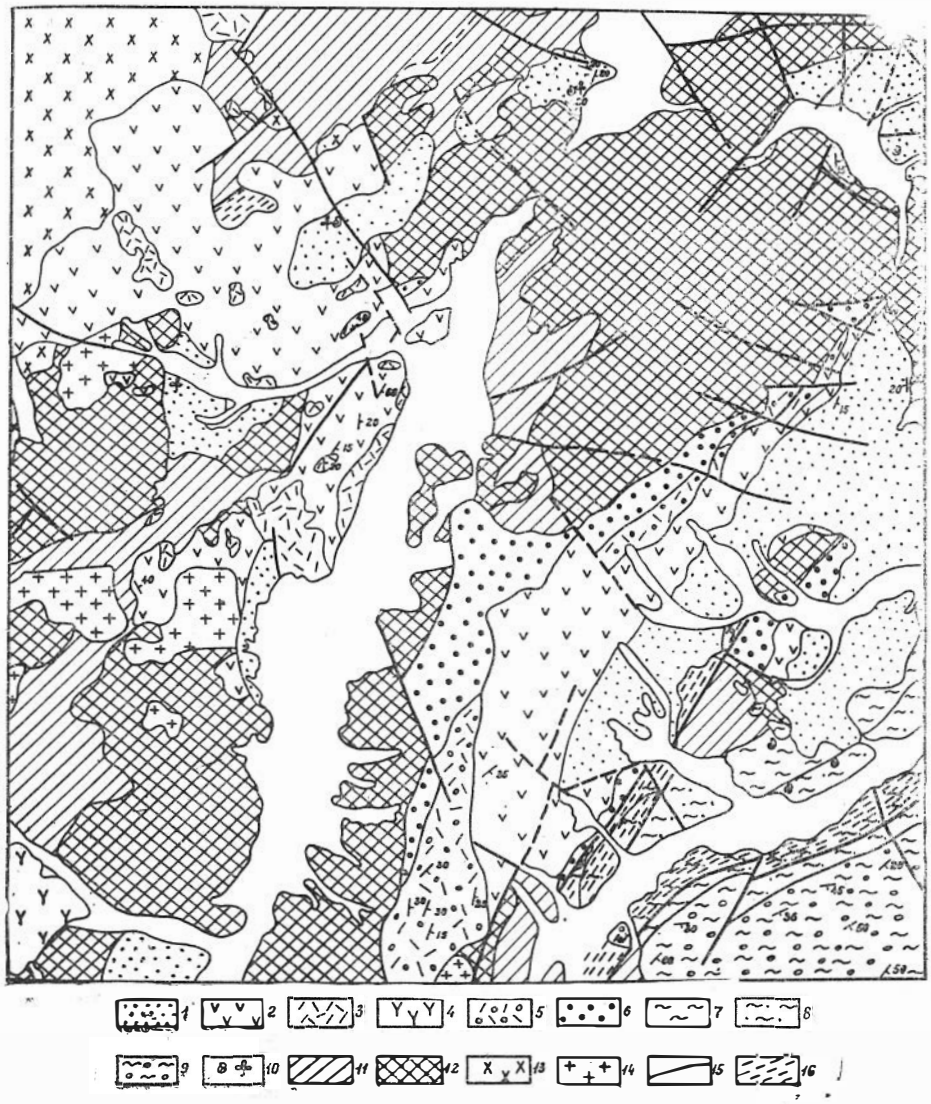


Рис. 6. Карта мезозойских формаций междуречья Ингоды и Туры (по материалам И. Н. Фомина и В. И. Бурбы, 1964).

1 — песчанико-сланцевая угленосная формация (верхняя юра — нижний мел); 2 — трахиандезитовая (верхняя юра); 3, 4 — трахиандезит-трахилипаритовая (верхняя юра); 5 — вулканогенно-конгломератовая (верхняя юра); 6 — конгломератовая (средняя юра); 7, 8, 9 — морская конгломерато-песчаниковая (верхний триас); 10 — местонахождение фауны и флоры; 11, 12 — домезозойские гранитоиды; 13 — формация щелочных гранитоидов (верхний триас — нижняя юра); 14 — субщелочная гранодиорит-гранитовая формация (средняя — поздняя юра); 15 — разрывные нарушения; 16 — зоны дробления пород.

формы, характерные для палеогена. Это позволяет Г. Ф. Уфимцеву (1969) предполагать позднемеловой — палеогеновый возраст коры выветривания.

Для Центрального Забайкалья на основании описанных разрезов можно наметить следующий вертикальный ряд формаций. Начинают его цаган-хунтейские вулканиты, которые по аналогии с Западным Забайкальем можно отнести к триасовой трахит-трахилипаритовой формации. На ней резко несогласно залегает нижне-среднеюрская конгломератовая формация с вулканогенными породами кислого состава. Эта формация включает толщи «гольцовой юры», киркунскую, харюлгатинскую и артовскую свиты. Верхнеюрские джаргалантуйская, бальзойская и оловская

свиты принадлежат вулканогенной андезит-липаритовой формации. Она несогласно залегает на нижне-среднеюрской конгломератовой формации и также несогласно сменяется рядом верхнеюрско-нижнемеловых формаций. Среди последних выделяется трахиандезитовая формация (бырцинская свита), вулканогенно-конгломератовая (аредская, укурейская свиты) и залегающая на них конгломерато-песчанико-сланцевая угленосная (букукунская, алтанская, нарасунская, черновская, соктуйская свиты, букачачинская серия). Вышележащая конгломератовая формация располагается в вертикальном ряду на уровне верхней части нижнего — низов верхнего мела (гарекинская толща и оранжевая свита). Верхнемеловые образования условно можно отнести к глинистой лигнитоносной формации (байгульская свита).

Олекминский Становик

Этот район охватывает бассейн р. Олекмы, верховья рр. Нерчи и Каренги. Территория Олекминского Становика занята горным массивом небольших хребтов. Мезозойские образования здесь распространены широко, однако их большая часть представлена интрузивными фациями. Стратифицируемые породы образуют три комплекса: верхнеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой и нижнемеловой.

Верхнеюрский комплекс состоит из вулканогенных пород, распространенных главным образом в южной и западной частях района. Вулканиты слагают относительно небольшие по размерам поля на склонах хребтов, а также обнажаются в обрамлении верхнеюрско-нижнемеловых депрессий и блоках фундамента внутри них. Разрезы этих образований, как правило, состоят из двух толщ. Нижняя толща сложена андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, верхняя — фельзитами, кварцевыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. Чаще всего толщи встречаются раздельно, однако в некоторых разрезах можно наблюдать их взаимоотношения. Так, в Хорьковом хребте, севернее Зиловской депрессии, по В. А. Гулину (1970 г.), расположена толща вулканитов мощностью 300—350 м, в которой лавы и лавобрекчии андезитовых порфиритов (100—120 м) вверх по разрезу согласно переходят в кварцевые и фельзитовые порфиры, их туфы и туфолавы. Несколько другие взаимоотношения отмечены Н. В. Сачуновым и К. Е. Рокиным (1970 г.) на левобережье р. Утаты. Фельзитовые порфиры верхней толщи прорывают андезито-базальтовые порфириты и залегают с небольшим несогласием на их слабо размытой поверхности.

Эффузивы, как правило, принадлежат к нормальному ряду с некоторым преобладанием натрия над калием (Гулин, 1970 г.; Сачунов, Рокин, 1970 г.; и др.).

В некоторых случаях в основании верхнеюрского эффузивного комплекса залегает терригенная толща. В бассейне р. М. Тунгуски И. Р. Коробенко (1961 г.) на основании данных буровых работ составлен следующий разрез (снизу вверх):

1. Конгломераты, песчаники, алевролиты, туффиты, туфы—200 м.
2. Андезито-базальтовые порфириты, базальты — 160 м.
3. Фельзиты, фельзитовые и кварцевые порфиры и их пирокласты — 80—100 м.

Стратиграфическое положение и возраст вулканогенного комплекса определяется по следующим признакам. Он залегает на размытой поверхности разновозрастных гранитоидов, в том числе юрских, и перекрыт терригенными отложениями верхнеюрско-нижнемеловых депрессий. Органические остатки в породах комплекса чрезвычайно редки. В цементе конгломератов бассейна р. М. Тунгуски И. Р. Коробенко (1968 г.) обнаружены остатки ферганоконх, возраст которых определяется, как известно,

широким интервалом — от средней юры до нижнего мела. В верховьях р. Нюкжа Л. Н. Англичаниной среди лавовых покровов обнаружен горизонт алевролитов с отпечатками растений, относящихся, по заключению В. А. Вахрамеева (с долей условности), к верхней юре. Абсолютный возраст кварцевых порфиров верховьев р. Нюкжи 150 млн. лет (Шульдинер и др., 1964 г.).

Верхнеюрско-нижнемеловой комплекс Олекминского Становика выполняет многочисленные депрессии, вытянутые в северо-восточном направлении вдоль зон глубинных разломов. Как правило, они хорошо выражены в рельефе — к ним приурочены русла рек. Однако имеются исключения. Так, Шивиинская впадина расположена на юго-восточных склонах Куэнгинского хребта с абсолютными отметками свыше 1000 м. Размеры впадин различные. Наиболее крупные Кучегер-Усуглинская (26 км длины при ширине 10 км), Тунгирская (70 × 15—20 км) и др. В качестве примера приведены разрезы некоторых из них.

Кучегер-Усуглинская и Кыкеро-Акиминская впадины вытянуты в виде узкой полосы вдоль р. Нерчи. Выполняющие их отложения несогласно залегают на эффузивах верхней юры и более древних образованиях. Н. В. Сачунов и К. Е. Рокин (1970 г.) приводят следующий обобщенный разрез Кучегер-Усуглинской впадины, по данным буровых работ и геофизики (О. И. Климберг, 1959 г.; А. И. Довкаев, 1960 г.) (снизу вверх):

1. Валунно-галечные конгломераты — 100 м.
2. Переслаивание песчаников и конгломератов; в верхней части пачки доминируют песчаники — 400—450 м.
3. Переслаивание песчаников и алевролитов — 300 м.
4. Алевролиты с единичными прослоями песчаников — 200 м. Суммарная мощность 1000—1050 м.

Разрез Кыкеро-Акиминской впадины сходен с описанным, что видно по береговым обнажениям р. Нерчи. Галька и валуны конгломератов хорошо окатаны и полностью представлены подстилающими породами. Песчаники полимиктовые и аркозовые, разнозернистые, с глинистым, иногда известково-глинистым цементом. Алевролиты темно-серые, плотные, иногда сланцеватые с раковистым изломом. Органические остатки малочисленны: несколько мелких раковин остракод и чешуя ганоидных рыб. Спорово-пыльцевые комплексы, по В. Н. Станишевской (1960 г.), близки к нижнемеловому комплексу Забайкалья.

В Зиловской впадине мощность этих отложений меньше. По В. А. Гулину (1970 г.), в центре депрессии она достигает 600—700 м. Разрез характеризуется резкой фациальной изменчивостью пород как по вертикали, так и по простиранию и сложен чередующимися конгломератами, песчаниками, глинистыми и горючими сланцами. Спорово-пыльцевые комплексы, по А. А. Сиротенко (1957 г.), указывают на верхнеюрско-нижнемеловой возраст пород.

Из впадин, расположенных в северной части Олекминского Становика, следует отметить Тунгирскую. По данным Л. И. Салопа и А. А. Арсеньева («Геология СССР», 1961), К. Г. Стафеева (1965), разрез впадины подразделяется на две свиты: конгломерато-песчаниковую (200—300 м) и песчано-сланцевую (400—500 м). Нижняя свита распространена преимущественно в южной части депрессии и состоит из крупногалечных конгломератов с хорошо окатанной галькой и цементом из аркозовых песчаников. Конгломераты вверх по разрезу постепенно сменяются разнозернистыми песчаниками с глинисто-железистым цементом. В верхней свите преобладают глинистые и углистые сланцы. Аркозовые песчаники присутствуют в подчиненном количестве.

Разрезы других впадин отличаются в основном мощностью выполняющих их отложений. В Шивиинской впадине, в нижней части терригенных

пород В. И. Шульдинер (1958 г.) установил прослои пепловых туфов.

На крайнем востоке района аналогичные отложения, выполняющие линейные депрессии вдоль Монголо-Охотской зоны разломов, относят к уганской свите. Она залегает на размытой поверхности разновозрастных, главным образом интрузивных, пород и несогласно перекрывается нижнемеловыми вулканитами. По данным С. И. Романчука (1970 г.), С. А. Иванова и Ю. А. Сипаровой (1968 г.) и др., уганская свита сложена разногалечными конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. В некоторых разрезах конгломераты преобладают. Позднеюрско-раннемеловой возраст определяется по палинологическим данным и остаткам флоры.

Таким образом, устанавливаются следующие общие черты отложений, выполняющих приразломные впадины Олекминского Становика. Они несогласно перекрывают верхнеюрские вулканиты. В основании, как правило, присутствует грубообломочная пачка пород, сменяющихся вверх по разрезу тонкообломочными разностями. Характерна фациальная невыдержанность слоев и отсутствие пластов углей, хотя признаки угленосности имеются. Обломочный материал полностью представлен подстилающими породами, в том числе верхнеюрскими вулканитами. Органических остатков мало. Спорово-пыльцевые комплексы указывают на возраст пород в диапазоне верхняя юра — нижний мел.

Нижнемеловой комплекс крайне ограниченно распространен на юге и востоке Олекминского Становика. Это вулканогенные толщи, перекрывающие верхнеюрско-нижнемеловые слои. Они участвуют в строении впадин либо слагают горизонтально залегающие покровы на водораздельных пространствах.

В. А. Гулин (1970 г.) отмечает вулканиты в борту Ундургинской депрессии. Они состоят из толщи андезитовых лав и агломератов (100—125 м) и толщи липаритов, плагиотрахитов и их туфов (100—125 м). Вулканогенные слои залегают на размытой поверхности осадочных образований согласно, реже с угловым несогласием. В то же время по руч. Кудикан в песчаниках верхней части разреза Ундургинской впадины отмечены прослои липаритов.

Значительно большие поля нижнемеловых вулканитов известны в восточной части региона, в верховьях рр. Омутной и Ольдоя. Резко несогласно на уганской свите (J_3 — Cr_1) залегает толща андезитовых порфиритов, их туфов и туфоконгломератов мощностью 200—250 м. На средние эффузивы ложится толща кварцевых порфиритов и их туфов мощностью до 600 м. Лавовые потоки и покровы залегают практически горизонтально. С. И. Романчук (1970 г.) и С. А. Иванов, Ю. А. Сипарова (1968 г.) указывают, что абсолютный возраст кварцевых порфиров 130 млн. лет и они прорваны гранитоидами с абсолютным возрастом 115 млн. лет.

Как видим, вертикальный ряд мезозойских осадочно-вулканогенных формаций Олекминского Становика весьма небольшой. Снизу вверх можно выделить верхнеюрскую базальт-андезит-липаритовую, верхнеюрско-нижнемеловую конгломерато-песчанико-сланцевую и нижнемеловую андезит-липаритовую формации.

Район Станового хребта

Район охватывает водораздел между притоками р. Лены — Олекмой, Алданом и др. и притоками Амура — Ольдоем, Зеей и др. Мезозойские образования района представлены главным образом интрузиями. Вулканогенные и осадочные породы развиты преимущественно по северной и южной окраинам области, вдоль Становой и Монголо-Охотской зон разломов. Среди них выделяются два комплекса: терригенный верхнеюрско-нижнемеловой и осадочно-вулканогенный нижнемеловой.

Верхнеюрско-нижнемеловой комплекс развит преимущественно на юге области, где выполняет узкие и длинные депрессии, приуроченные к Монголо-Охотской зоне разломов. На остальной части территории он слагает незначительные по размерам тела — ксенолиты в кровле массивов гранитоидов. Так, Т. А. Милай (1964 г.) в нижнем течении р. Тунгир отмечает 100-метровую толщу песчаников, алевролитов и конгломератов, имеющую горячий контакт с юрскими гранитоидами. Ю. А. Сипарова (1970 г.) в междуречье рр. Тынды и Маршигири, в низовьях р. Ушмун и т. д. выделяет слабо дислоцированную толщу, которую она относит к уганской свите. Свита выполняет небольшие впадины, имеет мощность до 250 м и сложена разногалечными конгломератами, гравелитами, песчаниками, редко алевролитами с прослоями углей до 2—3 см мощности. Наибольшей мощности уганская свита достигает во впадинах зоны Монголо-Охотского разлома. А. И. Самусин и С. Н. Самусина (1970 г.) в Стрелкинской впадине подразделяют ее на две согласно залегающие подсвиты. Нижняя с видимой мощностью 1000—1500 м сложена песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов, верхняя — песчаниками, гравелитами и конгломератами с редкими прослоями алевролитов. Видимая мощность верхней подсвиты 500—700 м. Среди отложений этой впадины нами были собраны многочисленные отпечатки растений, определенные Ю. В. Тесленко как верхнеюрско-нижнемеловые. Тот же возраст имеет флора, собранная в уганской свите в других впадинах этой зоны (Скатынский, 1962 г.).

Нижнемеловой комплекс объединяет ряд терригенных толщ (ундыткапская, филимошкинская и др.), чередующихся с толщами средних и кислых эффузивов (карауловская свита и др.). Этот комплекс несогласно перекрывает верхнеюрско-нижнемеловой и выполняет крупные впадины на севере области в зоне Станового разлома, а более мелкие тела встречаются вблизи других разломов на всей территории. Терригенные толщи представлены, как правило, грубообломочными породами: конгломератами с редкими прослоями песчаников (филимошкинская свита) либо конгломератами, песчаниками и алевролитами, образующими невыдержанные прослои мощностью до нескольких метров (ундыткапская свита). Общая мощность терригенных толщ в редких случаях превышает 500 м. Нижнемеловой возраст определяется по остаткам пелеципод (Ч. М. Колесников и др.). Вулканогенные толщи, как правило, тесно связаны с интрузивными массивами. Выделяется толща (мощностью до 350 м) средних эффузивов — андезитов, андезито-базальтов и их туфов, туфопесчаников и туфоконгломератов. Они обычно перекрывают терригенные толщи, однако иногда подстилают их. Выше средних эффузивов расположена толща кислых вулканитов, состоящая из лав кварцевых порфиров, фельзитов, их туфов и лавобрекчий. Лавобрекчии содержат обломки подстилающих гранитоидов и в редких случаях алевролитов. Абсолютный возраст эффузивов 115—130 млн. лет (Иванов, Сипарова, 1968 г.; Милай, 1970 г.).

Таким образом, в Становой области среди осадочно-вулканогенных пород можно выделить две формации: верхнеюрско-нижнемеловую конгломерато-песчано-сланцевую (терригенную молласу) и терригенно-вулканогенную (терригенно-вулканогенную молассу).

Интрузивные комплексы

Северная Монголия

В Северной Монголии широко развиты мезозойские интрузивные образования. На Тарято-Селенгинском поднятии и в Джидинском прогибе комплекс интрузий представлен небольшими массивами габбро, диоритов, габбро-диоритов, гранодиоритов, лейкократовых гранитов, гранит-порфиров, граносиенитов, роговообманковых и биотитовых гранитов.

Триас-раннеюрский возраст интрузий комплекса обосновывается тем, что они секут триасовые эффузивы на левобережье р. Орхон (Маринов, 1967), в свою очередь прорваны среднеюрскими гранитами и перекрыты угленосными отложениями верхней юры — нижнего мела.

В Монголо-Амурской складчатой системе триас-нижнеюрский интрузивный комплекс представлен разными по величине (от 20 до 3000 кв. км и более) массивами биотитовых и двуслюдяных гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов, диоритов и, возможно, габбро-диоритов и габбро. Наиболее крупные массивы локализуются в краевых поднятиях (Северо-Хэнтэйском, Южно-Хэнтэйском и др.) или по периферии палеозойских прогибов и, как правило, не проникают в каледонское обрамление. М. Е. Федорова и М. В. Чехович (1969) описали этот комплекс на территории Хангайского антиклинория под названием эгиндабинского. Его раннеюрский возраст определяется следующим: он прорывает флористически охарактеризованные верхнепермские и лежащие на них с несогласием триасовые осадки, а также лейкократовые граниты шараусгольского комплекса (Т). Кроме того, галька эгиндабинских гранитов встречена в конгломератах нижне-среднеюрского возраста. Определение абсолютного возраста Эгиндабинского массива дало цифру 191 млн. лет, что соответствует ранней юре (Федорова, Чехович, 1969). Возраст аналогичных гранитов Южно-Хэнтэйского поднятия (по 10 пробам) 289—181 млн. лет при среднем значении около 200 млн. лет (Бобров и др., 1963), что соответствует позднему триасу. Следовательно, возраст комплекса позднетриасовый—раннеюрский.

Массивы гранитоидов этого комплекса в отличие от более древних (в том числе раннетриасовых), занимают резко дискордантное положение по отношению к общему простиранию палеозойских структур. Для них характерна редкометальная минерализация в пегматитах (Федорова, 1968; Федорова, Чехович, 1969; Россовский, Матросов, 1970).

Нижне-среднеюрские интрузии распространены на Тарято-Селенгинском поднятии и в пределах Монголо-Амурской складчатой системы. На Тарято-Селенгинском поднятии они представлены небольшими массивами лейкократовых субщелочных и реже биотитовых средне- и крупнозернистых гранитов и гранит-порфиров. Они имеют активные контакты с триасовыми интрузиями и перекрыты вулканитами верхней юры.

В Монголо-Амурской складчатой системе нижне-среднеюрские интрузии локализуются вдоль разломов северо-западного простирания. В одних случаях это штокообразные тела размером от десятков до первых сотен квадратных километров, располагающиеся цепочкой вдоль зон разломов, в других — большие изометричные в плане тела (до многих сотен квадратных километров), приуроченные к пересекающимся системам разломов северо-западного и северо-восточного направлений (Центральный Хэнтэй). Они сложены главным образом лейкократовыми субщелочными, реже нормальными биотитовыми гранитами, часто с характерным темно-серым морион-кварцем и сопровождаются ороговикованием вмещающих пород лишь в узкой приконтактовой зоне. Возраст гранитов обосновывается активными контактами с отложениями нижней юры в районе р. Чжаргалантуин-Гол (Бобров, 1962). Абсолютный возраст, по определениям в лабораториях ВСЕГЕИ и ВАГТа калий-аргоновым методом, 135—155 млн. лет. Галька этих гранитоидов установлена в среднеюрских отложениях горы Алтан-Обо (по наблюдениям А. П. Бородина и Л. И. Сушкова).

Верхнеюрские интрузии развиты в Джидинском прогибе. Это изометричные штокообразные тела (до 30—40 км^2) и дайки протяженностью до 3—4 км. Массивы сложены граносиенитами, биотитовыми, лейкократовыми и пегматоидными гранитами, морион-гранитами, иногда сиенитами; дайки — граносиенит- и сиенит-порфирами и гранит-порфирами. В Восточной Монголии аналогичные гранитоиды прорывают верхнеюрские

эффузивы (Иванов, 1959, 1961б); галька морион-гранитов, гранофировых гранитов и граносиенитов встречается в конгломератах нижнего мела. Этими данными обосновывается позднеюрский возраст интрузий.

Западное Забайкалье и Джидинский район

Несмотря на многочисленные исследования, общая схема мезозойского интрузивного магматизма этой территории разработана недостаточно. Предложенные схемы отличаются друг от друга не столько количеством и составом выделяемых магматических комплексов, сколько наименованиями и возрастной индексацией (Михно, 1961; Налетов, 1962; Соловьев, 1968; Жалсабон и др., 1969; Комаров, 1970; и др.). Ниже приводится описание комплексов согласно схемам В. А. Соловьева (1968) и Ю. В. Комарова (1970): их авторы, используя различные методы анализа, пришли к близким выводам.

По этим схемам мезозойские интрузивные комплексы располагаются на трех возрастных уровнях: ранне-, средне- и позднемезозойском. К раннемезозойским отнесены бичурский, ичетуйский, кударинский, кудунский и малокуналейский интрузивные комплексы, к среднемезозойским — нарынский субвулканический и бажигирский дайковый, к позднемезозойским — гуджирский и дабхорский интрузивные, белоозерский субвулканический и хурайбайбинский дайковый комплексы.

Бичурский и кударинский комплексы описаны Л. А. Козубовой (1964) на западных отрогах Малханского хребта. Оба комплекса прорывают эффузивы тамирской свиты и в свою очередь прорваны щелочными гранитоидами малокуналейского комплекса, галька которого широко представлена в обломочном материале нижне-среднеюрских вулканогенно-осадочных свит. Кударинские и бичурские гранитоиды пространственно между собой тесно связаны, поэтому удобнее рассматривать их как две фазы единого комплекса (Соловьев, 1968; Комаров, 1970). Первая фаза — габбро, габбро-диориты, диориты, гранодиориты с преобладанием последних. Во второй фазе преобладают граниты, меньшую роль играют сиениты. Ичетуйский комплекс является, по-видимому, аналогом кударино-бичурского. Он выделен Н. П. Михно (1959 г.) в Ичетуйских горах. Породы его прорывают вулканиты боргойской (тамирской) свиты и перекрываются нижне-среднеюрскими эффузивами ичетуйской свиты. Массивы комплекса (до 350 км²) сложены гранитами, гранодиоритами, диоритами, габбро-диоритами с преобладанием гранитоидов. Достоверно этот комплекс может выделяться на ограниченных площадях (Боргойский и Заганский хребты).

Породы этих трех комплексов, как правило, средне- и крупнокристаллические. Преобладают серые, серовато-розовые тона окраски. По Ю. В. Комарову (1970), анализ петрохимических диаграмм свидетельствует о принадлежности пород к известково-щелочному ряду. В них повышено содержание кремнекислоты, натрий преобладает над калием (в некоторых случаях соотношение щелочей обратное). На основании структурных и петрографических признаков ичетуйский, кударинский и бичурский комплексы могут быть объединены в габбро-диорит-гранитную формацию.

Завершают раннемезозойскую группу интрузий кудунский и малокуналейский (куналейский) интрузивные комплексы. Их возрастное положение определяется рвущими контактами с тамирской и боргойской свитами и ичетуйским, кударинским и бичурским комплексами, а также залеганием на них нижне-среднеюрских осадочно-вулканогенных толщ. Абсолютный возраст, определенный различными исследователями, колеблется около цифры 180 млн. лет. Комплексы представлены породами ряда гра-

нит — сиенит, среди которых преобладают субщелочные и щелочные разности. Они образуют массивы размером до 600 км² (Большекуналейский).

Ю. В. Комаров (1970) считает кудунский комплекс более древним, чем малокуналейский, и объединяет его с вулканитами цаган-хунтейской свиты в субщелочную вулкано-плутоническую формацию «пестрого» состава (T_{2+3}). Их тесная связь и взаимопереходы были описаны Беличенко и др. (1962) для северо-восточной части Западного Забайкалья. Однако аналогичные взаимоотношения для цаган-хунтейских эффузивов, но со щелочными гранитоидами малокуналейского комплекса описываются В. А. Соловьевым (1968) и др. для южной и центральной частей Западного Забайкалья. Всеми исследователями подчеркивается сходство петрохимических характеристик цаган-хунтейских эффузивов и гранитоидов. Большинству пород свойственна повышенная щелочность и лейкократовость; главными минералами являются кварц, олигоклаз-пертит, зеленая роговая обманка, арфведсонит, рибекит, единичные зерна эгирина.

Таким образом, несмотря на некоторые различия интрузивных комплексов (кудунские гранитоиды Ю. В. Комаров относит не к щелочным, а к субщелочным), есть все основания считать малокуналейский комплекс щелочных гранитоидов, кудунский субщелочных и цаган-хунтейскую вулканогенную свиту единой вулкано-плутонической формацией субщелочного и щелочного состава со временем формирования поздний триас — ранняя юра.

К среднемезозойским интрузивным образованиям относятся бажигирский дайковый и нарынский субвулканический комплексы (Комаров, 1970). Бажигирский дайковый комплекс представлен преимущественно мелкозернистыми сиенитами и сиенит-порфирами, трахидолеритами, эссекситами, мелкозернистыми гранитами и гранит-порфирами. Протяженность дайковых поясов от нескольких до 30—40 км при ширине до 8—12 км. Они известны в окружающих нижне-среднеюрские впадины хребтах, пересекают массивы щелочных гранитоидов малокуналейского комплекса и перекрываются трахибазальтами и песчаниками хилокской свиты. Выделяя бажигирскую формацию малых интрузий, Ю. В. Комаров (1968, 1970) отмечает превалирующую роль в ее составе щелочно-известковистых пород. Образование формации связывается с напряжениями в момент излияния эффузивов ичетуйской свиты (J_{1-2}). Нарынский субвулканический комплекс Ю. В. Комаровым (1969, 1970) также тесно увязывается с ичетуйской свитой, однако он образовался не в горстовых зонах, а только среди полей эффузивов. В его составе выделяются трахидолериты, эссекситы, бостониты, сиенит-порфиры, гранит-порфиры, микрограниты. Они слагают мелкие тела и дайки. К этому же комплексу, очевидно, следует отнести и лакколитообразное тело сиенит-порфиров Буринханского массива (буринхапский комплекс, Соловьев, 1968). В целом бажигирский и нарынский комплексы можно отнести к единой формации малых субщелочных интрузий.

Позднемезозойские интрузивные комплексы подразделяются на позднеюрские и раннемеловые. К позднеюрским относятся дабхорский и гуджирский комплексы. Первый прорывает эффузивы ичетуйской свиты, второй встречается только в горстовых зонах и контактов с мезозойскими вулканогенно-осадочными образованиями не имеет. Абсолютный возраст этих пород 140—145 млн. лет (Михно, 1962; Комаров, 1969). В составе позднеюрских комплексов выделяются биотитовые и роговообманковые граниты, гранит-порфиры, сиениты, граносиениты и фельзит-порфиры, кварцевые порфиры. Они слагают небольшие штоки, дайки, купола, сформировавшиеся в близповерхностных условиях. Ю. В. Комаров (1970) указывает, что среди пород комплексов имеются гранитоиды как известково-щелочные, так и щелочно-известковые, причем эти разности могут находиться в одном массиве. Это позволяет отнести их к классу субщелоч-

ных пород и объединить в субщелочную сиенит-гранитовую формацию малых интрузий.

Нижнемеловые комплексы отчетливо разделяются на две морфологические группы. Белоозерский комплекс тяготеет к позднемезозойским депрессиям. Среди осадочных пород он слагает пластовые тела — силлы, лакколиты, лополиты. Хурайбайбинский комплекс представлен дайками, приуроченными к бортам депрессий и склонам смежных хребтов. Возраст этих образований определяется довольно четко: оба комплекса секут различные горизонты гусиноозерской серии (J_3— Cr_1) и перекрываются конгломератами чандинской и сотниковской свит (Cr_{1-2}). Абсолютный возраст устанавливается в 70—115 и 114—127 млн. лет (Розинов, 1964; Михно, Соловьев, 1967; Соловьев, 1968; и др.). Для обоих комплексов характерна повышенная дифференциация интрузий. Так, белоозерский комплекс состоит из трахидолеритов, кринанитов, гленмуиритов, тешенитов, монцонитов, сиенитов и др., хурай-байбинский — из габбро-диабазов, монцонитов, диоритов, сиенитов, сиенит-порфиров, фельзит-порфиров и др. Рассматриваемые породы, по М. И. Розинову (1964), являются производными единой щелочной оливин-базальтовой магмы и занимают промежуточное положение между существенно натровыми и существенно калиевыми ассоциациями. Их можно отнести к субвулканической фации трахибазальтовой формации И. В. Белова (1963).

Центральное Забайкалье

Мезозойские интрузии здесь также пользуются широким развитием. На юге в пределах Даурского хребта наиболее древним мезозойским комплексом является кыринский, выделенный Н. И. Тихомировым в 1956 г. Гранитоиды этого комплекса слагают наиболее крупные интрузивные тела (до 50 × 150 км), вытянутые в северо-восточном направлении в виде широкого пояса. Для комплекса характерны габбро-диориты, диориты, гранодиориты, биотитовые и роговообманково-биотитовые и лейкократовые граниты. В комплексе выделяются четыре (Тихомиров, 1964; и др.) или три (Горжевский и др., 1970) фазы. Основные разности принадлежат к ранним фазам. Большинство пород пересыщено кремнеземом и глиноземом и умеренно богато щелочами (Горжевский и др., 1970). Тела гранитоидов кыринского комплекса прорывают межгорные молассы верхней перми — нижнего триаса, а сами прорываются средне-верхнеюрскими интрузиями. Абсолютный возраст, определенный калий-аргоновым методом, в большинстве случаев 206—282 млн. лет (Полевая, Тихомиров, 1962; Лесняк, Семенов, 1963; и др.). Многие исследователи связывают формирование кыринского комплекса с собственно орогенным этапом развития верхнепалеозойской геосинклинали (Горжевский и др., 1967, 1970; Краснов, 1968; и др.).

На северо-востоке Центрального Забайкалья распространены гранитоиды аманапского комплекса, имеющие близкий к кыринскому возраст и состав (Тихомиров, 1964). Массивы аманапского комплекса значительно меньших размеров (до 700 км^2) и сложены диоритами, гранодиоритами, амфиболо-биотитовыми, биотитовыми и лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами, реже габбро, монцонитами и сиенитами. В составе комплекса выделяют три фазы (Горжевский и др., 1970): диориты и габбро (I), гранодиориты (II) и граниты (III). По Ю. В. Казицину и др. (1964а), породы относятся к умеренно кислым гранитоидам щелочноземельной серии, для кислых членов которой характерно преобладание калия над натрием. Структурное положение массивов определяется размещением их в узлах пересечения систем разломов. Аманапские гранитоиды прорывают эффузивы пермского возраста и перекрываются верхнеюрскими эффузивами. Данные абсолютного возраста соответствуют ин-

тервалу 258—112 млн. лет (Горжевский и др., 1967) или 180—150 млн. лет (Горжевский и др., 1970).

Породы малокуналейского (куналейского) комплекса образуют в Центральном Забайкалье единичные массивы (150—180 км^2) и ряд штоков в среднем течении р. Ингоды и бассейне р. Кручины. Как и в Западном Забайкалье, они сложены щелочными и субщелочными гранитами и сиенитами, в которых присутствуют щелочные амфиболы (арфведсонит, эгирин, рибекит). Малокуналейские гранитоиды прорывают пермо-триасовую вулканогенную толщу и содержатся в гальке среднеюрских харюлгатинских конгломератов.

Таким образом, среди раннемезозойских образований в Центральном Забайкалье выделяются кыринский и амананский комплексы (T_{2-3}), которые по петрохимическим признакам являются представителями габбро-диорит-гранитовой группы формаций, и малокуналейский комплекс (T_3), относящийся, по аналогии с Западным Забайкальем, к формации щелочных гранитоидов.

Средне-верхнеюрские интрузивные породы сравнительно широко развиты в Центральном Забайкалье. Для них характерна тесная парагенетическая связь с вулканогенными образованиями. Так, для южной части района В. В. Старченко (1968) выделяет среднеюрскую курулгинскую вулкано-плутоническую серию, включающую сохондинский субвулканический комплекс андезито-дацитов и шахтаминский интрузивный комплекс гранодиоритов и гранитов. К верхней юре он относит харалгинскую вулкано-плутоническую серию, включающую джаргалантуйскую, букукунскую и бырцинскую вулканогенные свиты и харалгинский комплекс гранитов.

Сохондинский комплекс слагает ряд крупных вулкано-плутонов (Хонин-Чулунский, Сохондинский, Бырцинский и др.), приуроченных к пересечениям разломов северо-восточного и северо-западного простирания. В. В. Старченко (1968) выделяет четыре фазы их формирования: I — гранодиорит-порфиры, диоритовые порфиры, гранодиориты, плагиограниты; II — кварцевые диоритовые и дацитовые порфириты; III — андезито-дацитовые порфириты, плагиопорфиры; IV — дацитовые порфиры. Породы сохондинского комплекса характеризуются повышенной щелочностью с преобладанием натрия над калием и пресыщенностью глиноземом. Они прорывают триасовые гранитоиды кыринского комплекса и в изверженных фациях пересекают нижне-среднеюрские отложения «гольцовой юры» (Горжевский и др., 1970). Абсолютный возраст их 160—170 млн. лет (Краснов, 1968).

В этом районе выделяют крупные трещинные интрузии, которые прорывают сохондинский комплекс и перекрываются эффузивами позднеюрской джаргалантуйской свиты. Это шахтаминский комплекс В. В. Старченко (1968), немыринский В. П. Краснова (1968) и др. Они представлены в первой фазе биотит-роговообманковыми гранодиоритами и гранитами, ко второй условно относятся порфировидные и гигантопорфировидные граниты. По петрохимическим особенностям они весьма близки к породам сохондинского комплекса, что позволило В. В. Старченко объединить их в единую серию. Однако следует отметить, что многие исследователи считают шахтаминский комплекс типичным исключительно для зоны юрских прогибов Восточного Забайкалья (Тихомиров и др., 1964; Соловьев, 1968; Горжевский и др., 1970). Абсолютный возраст этих гранитоидов колеблется от 230 до 155 млн. лет (Старченко, 1968; Краснов, 1968).

Вулканические образования харалгинской серии (джаргалантуйская, букукупская, бырцинская свиты) описаны выше. Одноименный интрузивный комплекс слагает штоки и штокообразные тела сложной формы. Две его фазы представлены биотитовыми и роговообманковыми гранитами, граносиенитами, гранит-, граносиенит-, гранодиорит-порфирами и био-

титовыми и лейкократовыми гранитами с мерионом. Петрохимические характеристики комплекса и кислых вулканитов близки. Породы пересыщены глиноземом и кремнезёмом и богаты щелочами с равным содержанием калия и натрия или некоторым превышением калия. Вулканиты основного состава по петрохимическим признакам резко отличны, поэтому их объединение в серию основано на структурных и возрастных признаках. Взаимоотношения интрузивных пород харалгинского комплекса с джаргалантуйской свитой сложные: отмечаются постепенные переходы, прорывание эффузивов гранитоидами и налегание эффузивов на гранитоиды. Галька гранитоидов присутствует в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях. Абсолютный возраст 170—130 млн. лет (Старченко, 1968). В верховьях р. Оленгуй аналогом харалгинского комплекса является оленгуйский (Тихомиров, 1964).

Итак, в южной части Центрального Забайкалья в интервале конец средней — поздняя юра широко проявляются две плутоно-вулканические ассоциации: более основная сохондинская и более кислая харалгинская. Границы между различными фациями можно провести весьма условно в силу их сходной структурной позиции и близких петрохимических характеристик. Изверженные породы сохондинской серии можно отнести к субщелочной андезит-дацитовой формации, интрузивные — к субщелочной гранодиорит-гранитовой. Харалгинские гранитоиды можно назвать формацией аляскитовых гранитов. В. А. Соловьев (1968) эти образования относит к единой субщелочной гранодиорит-сиенит-гранитовой формации.

На северо-востоке Центрального Забайкалья выделяются два средневерхнеюрских комплекса: амуджикано-сретенский и нерчуганский. К амуджикано-сретенскому комплексу относятся малые интрузии (массивы 200—300 км²) умеренно кислых гипабиссальных гигантопорфировых гранитоидов и близкие к ним по возрасту жильные породы пестрого состава. Нижняя возрастная граница комплекса определяется тем, что он прорывает средне-(?) верхнеюрские андезиты, верхняя — по присутствию гальки гранитоидов в верхнеюрско-нижнемеловых конгломератах. Абсолютный возраст пород 190—124 млн. лет (Горжевский и др., 1970). В составе интрузий выделяется три группы пород: плагиогранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и гибридные порфиры. Гранит-порфиры образуют штоки и штокообразные тела, остальные залегают в форме даек. Петрохимическая характеристика пород комплекса указывает на большое разнообразие: встречаются породы от умеренно кислых и щелочных до пересыщенных кислотой и щелочами. В составе щелочей преобладает калий (Казицин и др., 1964). Общими признаками являются гипабиссальность, трещинный характер внедрения, преобладание порфировых и гигантопорфировых разностей, тесная связь вплоть до взаимных переходов с эффузивами. Амуджикано-сретенский комплекс можно отнести к гранодиорит-гранит-порфировой формации.

Нерчуганский комплекс представлен лейкократовыми гранитами повышенной щелочности, в меньшей мере щелочными гранитами, граносиенитами, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами. Эти породы также тесно связаны с проявлениями локального вулканизма. Ю. В. Казицин и др. (1964) выделяют две фазы комплекса: первую собственно интрузивную и вторую экструзивно-эффузивную. Размещение тел комплекса контролируется северо-восточными региональными разломами. Петрохимические анализы свидетельствуют о принадлежности этих пород к группе пересыщенных кремнекислотой и богатых щелочами с небольшим превышением калия. Возраст нерчуганского комплекса определяется в интервале верхняя юра — нижний мел. Он прорывает гранитоиды амананского и амуджикано-сретенского комплексов. Абсолютный возраст 126—199 млн. лет (Горжевский и др., 1970). Эффузивные аналоги гранитоидов пере-

сливаются с нижней частью осадков верхнеюрско-нижнемеловых депрессий. По петрографическим и петрохимическим признакам нерчуганский комплекс можно отнести к формации щелочных гранитоидов.

Витимское плоскогорье

На плоскогорье выделяются два комплекса интрузивных пород. Один связан с цаган-хунтейской свитой и перекрывается более молодыми породами, другой сечет эффузивы хилокской свиты. Н. А. Дворкин-Самарский (1965) по сходству геохимических характеристик и структурному положению выделяет два комплекса: талойский (малокуналейский), объединяющий щелочные породы, и более молодой ыроканский (гуджирский), включающий кислые, лейкократовые, нормальные и субщелочные гранитоиды.

Талойский (малокуналейский) комплекс, по данным Н. А. Фишева и Э. Н. Зеленого (1961—1962 гг.), состоит из субщелочных, щелочных и нефелиновых сиенитов, лейкократовых и субщелочных гранитов. Среди них наиболее характерны гастингситовые, эгириновые, арфведсонит-рибекитовые и биотитовые разности. Массивы этих пород представляют собой изометричные или слабо вытянутые вдоль разломов тела размером от нескольких до 1000 кв. км. Некоторые исследователи отмечают генетическую связь с гранитоидами талойского комплекса более основных разностей: габбро, диоритов (индолинский комплекс — Рукавец, 1962 г.) или даже тесную ассоциацию в одном массиве от щелочных ультраосновных через щелочно-габброидные до нефелин-сиенитовых пород (Копев, 1964). На Витимском плоскогорье известно до 8 массивов, сложенных этим своеобразным комплексом. Абсолютный возраст одного из них — Сайкинского, определенный по лепидомелану калий-аргоновым методом, — 133 млн. лет (Тарасевич, 1961 г.). Других прямых данных, указывающих на возраст талойского комплекса, нет, поэтому, основываясь на сведениях по аналогичным гранитоидам малокуналейского комплекса Западного Забайкалья (Соловьев, 1968; Комаров, 1970; и др.), можно считать его триас-нижнеюрским. Отмечается пространственная связь гранитоидов талойского (куналейского, малокуналейского, кудунского) комплекса и эффузивов цаган-хунтейской свиты, сходство их вещественного состава, в некоторых случаях постепенные переходы между ними. Это позволило некоторым исследователям выделить этот ряд в плутоно-магматическую ассоциацию (Михно, Соловьев, 1965; Попеко и др., 1965).

Комплекс «малых» интрузий, который на Витимском плоскогорье выделяется под названием ыроканского (Дворкин-Самарский, 1965), орекиткапского (Старченко и др., 1968) либо гуджирского (Рукавец, 1962 г.; Жалсабон, 1961 г.; и др.), объединяет, «по-видимому, разновозрастные средне- и позднемезозойские интрузии гранитоидов, имеющих сходное геологоструктурное положение, родственные петрохимические и геохимические черты» (Дворкин-Самарский, 1965, стр. 88). Массивы ультракислых лейкократовых гранитов и гранит-порфиров, субщелочных гранитов и граносиенитов имеют размеры до сотен квадратных километров и располагаются вдоль различно ориентированных изолированных зон разломов, как правило, в пределах межвпадинных поднятий. По этой причине установление их возраста затруднено, и они датируются в диапазоне от триаса до юры включительно. В соседних районах (Западном Забайкалье, Джидинской стране) гуджирский комплекс считается позднеюрским (Комаров, 1970).

Следовательно, на Витимском плоскогорье намечаются два интрузивных комплекса: раннe- и позднемезозойский. Первый, тесно связанный с эффузивами цаган-хунтейской свиты, можно вслед за В. А. Соловьевым (1968) и Ю. В. Комаровым (1970) отнести к щелочной гранитоидной фор-

мации, второй — к субщелочной гранитоидной малых интрузий. Отмечаются также дайки микродиоритов, диоритовых порфиров, сиенит-диоритов, спессартитов и монцонитов, связанных с системой трещин преимущественно северо-восточного простирания. Они прорывают все известные в районе мезозойские породы, но верхняя граница их не установлена. В. А. Соловьев (1968) относит их к субвулканической фации трахибазальтовой формации.

Районы Олекминского Становика и Станового хребта

Мезозойские интрузивные образования распространены здесь чрезвычайно широко, однако изучены недостаточно. В той или иной мере мезозойские гранитоиды разных частей Становой области охарактеризованы в ряде работ (Дзевановский, 1959; Красный, 1960; Молчанова, 1964; Озерский, Павлова, Шульдинер, 1964; Заблоцкий, 1968). Кроме того, некоторые данные о них используются в качестве сравнительного материала при межрегиональных сопоставлениях (Нагибина, Молчанова, 1961; Нагибина, 1963; Горжевский и др., 1970; и др.).

Ограниченное развитие в этих районах стратифицируемых толщ, содержащих органические остатки, затрудняет возрастную индексацию интрузий. Она основывается чаще всего на немногочисленных определениях абсолютного возраста. У большинства исследователей все интрузивные комплексы Станового хребта размещаются в четыре возрастных диапазона: триас-верхнеюрский, верхнеюрский-нижнемеловой, нижнемеловой и верхнемеловой.

Наиболее древними мезозойскими интрузиями в Олекминском Становике являются габбро-диориты, гранодиориты, сиениты, биотит-роговообманковые и лейкократовые граниты, слагающие средние и крупные трещинные массивы (до 700 км^2). Массивы обычно вытянуты в северо-восточном или северо-западном направлении в соответствии с главными системами разломов. Исследователи относят их к амапанскому (Озерский, Павлова, Шульдинер, 1964; Заблоцкий, 1968; Горжевский и др., 1970), амуджикано-шахтаминскому (Молчанова, 1964), тунгиро-олекминскому (Заблоцкий, 1968) и другим комплексам. Эти гранитоиды прорывают пермские эффузивы (Озерский, Павлова, Шульдинер, 1964) и перекрываются верхнеюрско-нижнемеловыми вулканогенно-осадочными отложениями. Абсолютный возраст 163—193 млн. лет (Молчанова, 1964; Озерский, Павлова, Шульдинер, 1964). Комплекс многофазен, его развитие происходит от основных пород к кислым. По петрохимическим признакам породы относятся к умеренно кислым щелочноземельным натровым гранитоидам.

В этом же районе выделяется группа лейкократовых субщелочных гранитов, слагающих мелкие или средние тела. Это нерчуганский комплекс, по Т. В. Молчановой (1964), Д. И. Горжевскому и др. (1970), тунгирский, олонгринский и верхнеольдойский, по Е. М. Заблоцкому (1968). Их возраст определяется по следующим данным: они прорывают умеренно кислые раннемезозойские интрузии и, по Т. А. Милаю (1962), в верховьях рек Б. Ольдой, Уруша и др. секут отложения с флорой верхней юры. В свою очередь их галька содержится в туфоконгломератах нижнего мела. Абсолютный возраст этих гранитоидов 150—125 млн. лет. Отмечается их близкая временная связь с верхнеюрскими эффузивами (Горжевский и др., 1970). Химические анализы показывают, что эти породы пересыщены кремнекислотой и глиноземом и характеризуются повышенным содержанием щелочей, среди которых преобладает калий.

Наиболее молодыми в Олекминском Становике являются гранитоиды, прорывающие терригенные отложения ундыткапской свиты (Cr_1) и связанные взаимопереходами с нижнемеловыми эффузивами (сергачин-

ский и безымянные комплексы, по Е. М. Заблоцкому, 1968). Они образуют небольшие тела и очень слабо изучены. Среди них встречаются диориты, кварцевые диориты, порфировые амфибол-биотитовые гранодиориты и граниты, лейкократовые аплитовидные граниты. Е. М. Заблоцкий (1968) относит их к умеренно кислым гранитоидам с тенденцией уменьшения содержания полевошпатовой извести и увеличения щелочности, особенно для основных разностей пород.

Таким образом, для Олекминского Становика в настоящее время намечается три формации интрузивных пород с неопределенными в силу слабой изученности возрастными границами и не очень четкими петрохимическими характеристиками. Массивы нормальных щелочноземельных гранитоидов, перекрываемые отложениями верхней юры — нижнего мела, условно можно отнести к триас-юрской гранит-диоритовой формации. Интрузии, прорывающие верхнюю юру и перекрытые нижнемеловыми вулканитами, объединяются в верхнеюрско-нижнемеловую формацию щелочных гранитов. И наконец, интрузии, тесно связанные с нижнемеловыми вулканитами, можно отнести к нижнемеловой субщелочной диорит-гранитовой формации.

В зоне Станового хребта раннемезозойские гранитоиды относятся к тындинско-бакаранскому комплексу (Молчанова, 1964; Заблоцкий, 1969 г.). В объеме этого комплекса выделены три фазы: 1-я — диориты (трещинные тела и ксенолиты), 2-я — гранодиориты и граниты (массивы площадью до нескольких тысяч квадратных километров), 3-я — мелкозернистые гранодиориты и граниты (дайки). Возраст гранитоидов этой группы устанавливается весьма неопределенно. Известно, что они прорываются кислыми аляскитовыми гранитами, галька которых обнаружена в эффузивах нижнемелового возраста. Абсолютный возраст 150—170 млн. лет (Молчанова, 1964). Петрохимическая характеристика пород комплекса также противоречива. Т. В. Молчанова (1964) относит их к субщелочным гранитоидам с небольшими отклонениями в сторону повышения кислотности, а Е. М. Заблоцкий (1969 г.) образования тындинского—бакаранского комплекса считает тождественными породам амананского и тунгиро-олекминского комплексов Олекминского Становика и относит их к щелочноземельному ряду натровых гранитоидов.

Тындинско-бакаранский комплекс прорван безымянным комплексом лейкократовых гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов. Породы характеризуются пресыщением SiO_2 и повышенным содержанием щелочей с преобладанием калия. Их абсолютный возраст 135—140 млн. лет. Нижнемеловые гранитоиды Станового хребта тесно связаны с одновозрастными эффузивами, образуя в них пластообразные тела, мелкие штоки и дайки. Они представлены биотитовыми и лейкократовыми гранит-, гранодиорит- и граносиенит-порфирами (безымянный и удыхинский комплексы Т. В. Молчановой, 1964 и Е. М. Заблоцкого, 1968). Породы имеют резко гипабиссальный облик. Их нижнемеловой возраст подтверждается также радиометрическими данными — 115—125 млн. лет (Молчанова, 1964). Петрохимические характеристики пород указывают на их субщелочной состав.

В восточной части Станового хребта также устанавливается три разновозрастных комплекса. Наиболее древним является удский (удско-зейский) комплекс умеренно кислых гранитоидов (Красный, 1960; Молчанова, 1964; и др.), они прорывают в верховьях р. Зеи средне-верхнеюрские песчано-конгломератовые отложения и перекрываются нижнемеловыми породами. Абсолютный возраст 88—145 млн. лет (Красный, 1960). Следующий по возрасту удыхынский комплекс представлен порфировидными лейкократовыми гранитоидами. Он сечет удские гранитоиды и нижнемеловые породы и перекрывается верхнемеловыми эффузивами. Наконец, на крайнем востоке известны щелочные гранит-, сиенит-, грано-

диорит-порфиры, тесно связанные с верхнемеловыми эффузивами (джугджурский комплекс Е. М. Заблоцкого, 1968 и талгытыский Л. И. Красного, 1960 и Т. В. Молчановой, 1964).

Таким образом, интрузивные породы Станового хребта можно условно разделить на две группы. Интрузивные комплексы западной и центральной частей района по петрохимическим характеристикам и возрасту мало отличаются от соответствующих комплексов Олекминского Становика. Здесь также можно выделить триас-юрскую гранит-диоритовую формацию, верхнеюрско-нижнемеловую щелочных гранитоидов и нижнемеловую субщелочную гранодиорит-гранитовую формацию. Интрузивные комплексы восточной части Станового хребта по составу и петрохимическим характеристикам имеют сходство с более западными, однако значительно моложе их и по возрасту сопоставляются с гранитоидами Тихоокеанского вулканогенного пояса.

Мезозойские формации прилегающих областей Центрально-Азиатского пояса

К северу от Хангай-Хэнтэй-Яблоново-Становой области в районах Южного и Восточного Прибайкалья мезозойский разрез начинается нижне-среднеюрским комплексом — грубообломочной толщей, которую многие авторы отождествляют с байкальскими конгломератами истоков р. Ангары (Салоп, 1964; Соловьев, 1968; и др.). К этой толще относятся конгломераты, выполняющие Усть-Селенгинскую и Итанцинскую депрессии, а также несколько более мелких впадин северных склонов хр. Хамар-Дабан и Улан-Бургасы (см. приложение 6).

Отложения верхнеюрско-нижнемелового комплекса представлены в Прибайкалье гусиноозерской песчанико-сланцевой слабо угленосной серией. Она распространена в Селенгино-Итанцинской депрессии, где несогласно налегает на юрские конгломераты, и в верхнем течении р. Турки, где выполняет одноименную впадину. Нижне-верхнемеловой комплекс состоит из валунных конгломератов сотниковской свиты, обнажающихся в прибортовой зоне Селенгино-Итанцинской впадины.

Таким образом, в Прибайкалье известны три различные по литологии и возрасту толщи, которые выделяются в следующие формации: нижне-среднеюрскую конгломератовую, верхнеюрско-нижнемеловую песчанико-сланцевую угленосную и нижне-верхнемеловую конгломератовую (Михно, Соловьев, 1965; Соловьев, 1968; и др.). Они отделены друг от друга угловыми и стратиграфическими несогласиями.

Достоверные мезозойские интрузии в Прибайкалье неизвестны. Однако имеются указания на наличие поясов «малых» интрузий розовых гранитов и гранит-порфиров гуджирского комплекса, приуроченных к разломам северо-восточного простирания. По В. А. Соловьеву (1968), эти интрузии весьма похожи на пояса «малых» интрузий Джидинского района, мезозойский возраст которых доказан. Кроме того, в Прибайкалье при картировании выделяется дайковый комплекс спессартитов, одинитов и сиенит-порфиров предположительно позднемезозойского возраста, так как эти дайки секут все интрузивные породы района, в том числе гуджирские (Яценко, Назаревич, 1965 г.; и др.).

Гобийско-Восточно-Монгольская область. В Южной Монголии мезозойские отложения распространены чрезвычайно широко. Они, как правило, слагают подножия горных хребтов и массивов, а также пространства между ними. Однако полного соответствия между мезозойскими и новейшими морфоструктурами нет. В ряде случаев поля мезозойских пород залегают за пределами кайнозойских впадин, например на высоких отметках хребтов Хангай, Ихэ-Богдо и др.

Мезозойские отложения разделяются на три возрастных комплекса, каждый из которых включает от одной до трех свит. Первый комплекс — нижне-среднеюрский соответствует свите Цэйлинь в Гобийском Алтае (Балакина и др., 1963) и ее аналогам — бахарской, хоирмотской и хамархубуринской в других районах Гоби (Васильев и др., 1959). Он распространен в предгорьях хр. Ихэ-Богдо и Гурбан-Богдо, слагает громадное Цаганобинское поле в бассейне р. Онгыин-гол на южных предгорьях Хангая, далее на восток образует отдельные выходы в районе горы Сайн-Шайнда и хр. Тотошань. В состав второго — верхнеюрско-нижнемелового комплекса входят следующие свиты: в Гобийском Алтае Тормхон, Тэвш и Холботу (по Балакиной и др., 1963) и их возрастные аналоги в других районах Гоби — шарилинская, ундурухинская, цаган-цабская и дзунбашинская, андахудукская, хулсынгольская свиты. Эти отложения выполняют крупные сложно построенные депрессии: Средне-Гобийскую, Восточно-Гобийскую и Южно-Гобийскую (по Васильеву и др., 1959), занимающие почти всю территорию Южной Монголии вплоть до 98 меридиана на западе. Третий — верхнемеловой-палеогеновый комплекс представлен многочисленными свитами верхнего мела: сайншандинской и баинширеинской, по И. Е. Турищеву (1954), сайншандинской, баинширеинской, джибхалантской, барунгойотской и нэмэгэтинской, по Г. Г. Мартинсону и др. (1969), Буйлясун, по Л. М. Балакиной и др. (1963), и т. д. и нерасчлененными толщами палеогена. Кроме того, повсеместно на территории Южной Монголии обнажается толща кислых эффузивов неясного стратиграфического положения, которую Л. М. Балакина и др. (1963) с большими оговорками относят к верхнему мелу, а В. Г. Васильев (1959) и Н. А. Маринов (1967) — к юре.

Анализ разрезов, описанных в работах И. Е. Турищева (1955), Н. А. Маринова (1957, 1967), В. Г. Васильева и др. (1959), Л. М. Балакиной и др. (1963), Т. В. Николаевой и В. Ф. Шувалова (1966, 1969), В. Ф. Шувалова (1968, 1969, 1970), Г. Г. Мартинсона, А. В. Сочавы, Р. Барсболда (1969), М. С. Нагибиной (1970) и др., позволяет выделить в Южной Монголии следующие формации.

В основании мезозойского разреза залегает нижне-среднеюрская терригенно-вулканогенная формация (до 1000 м — нижние подсвиты свит Цэлиин и бахарской, хоирмотская свита), она состоит из разногалечных конгломератов с подчиненными прослоями светло-серых туфогенных песчаников и средних, кислых и реже основных эффузивов. Эффузивы часто занимают значительное место. В верхах разреза роль грубообломочных пород уменьшается, преобладают мелкогалечные конгломераты, гравелиты и песчаники. Отмечается резкая фациальная изменчивость пород. Нижняя граница формации прослеживается четко по несогласному налеганию базальных конгломератов на разновозрастные палеозойские образования. От вышележащей песчано-сланцевой угленосной формации терригенно-вулканогенная обычно отделена мощными покровами эффузивов, но там, где они отсутствуют, между формациями наблюдаются постепенные переходы.

Песчанико-сланцевая угленосная формация (до 1000 м) почти полностью сложена тонкообломочными породами: серыми песчаниками, глинистыми сланцами, аргиллитами и глинами с прослоями бурых углей. Однако близ бортов депрессий резко увеличивается содержание грубообломочного материала. В таких разрезах нижняя граница формации практически исчезает. Верхняя граница песчанико-сланцевой формации отчетлива: она проводится по подошве залегающих на ней с резким угловым несогласием и перерывом пестроцветных отложений верхнеюрско-нижнемелового комплекса.

Верхнеюрско-нижнемеловой комплекс представлен пестроцветной песчанико-конгломератовой, терригенно-вулканогенной и песчано-сланцевой

угленосной формациями. Нижняя и верхняя границы комплекса устанавливаются четко по стратиграфическим перерывам, выраженным угловыми несогласиями. Границы между формациями могут быть проведены с большой долей условности, так как они залегают друг на друге согласно, с постепенными переходами.

Пестроцветная песчанико-конгломератовая формация имеет мощность до 500 м (свиты шарилинская и тормхон) и представлена грубообломочными осадками: валунными конгломератами, брекчиями, гравелитами и песчаниками, иногда с прослоями глин и мергелей. Цвет пород в основном красный и бурый, иногда серый и зеленый. В верхах разреза вместе с увеличением роли песчаников красные тона почти полностью вытесняются серыми. В. Ф. Шувалов (1970), описывая эту формацию в Средней Гоби, назвал ее красноцветной грубообломочной. Действительно, в этом районе красная окраска преобладает, но в Восточной Гоби равномерно чередуются породы, окрашенные в красные, серые и зеленые тона (Васильев и др., 1959). Кроме того, разрезы красноцветных формаций содержат карбонатные породы и гипсы («Справочник», 1970), чего в этих отложениях Южной Монголии не наблюдается.

Терригенно-вулканогенная формация мощностью до 1000 м (свиты Тэвш, ундурухинская, цагап-цабская) с постепенными переходами залегает на пестроцветной песчанико-конгломератовой. От подобной ей нижне-среднеюрской формации она отличается составом вулканогенных пород (главным образом базальтов и их туфов). Из осадочных пород преобладают аргиллиты, алевролиты и глинистые сланцы с прослоями песчаников и карбонатных пород. Конгломераты и гравелиты встречаются реже. Породы характеризуются светлой окраской и повышенным содержанием пирокластического материала. Наблюдается сильная изменчивость фациального состава и мощности формации по площади. Верхняя и нижняя границы формации весьма условны. В низах среди эффузивов встречаются красноцветные отложения, а в верхней части разреза эффузивы этой формации проникают в виде отдельных прослоев в породы вышележащей песчанико-сланцевой угленосной формации.

Песчанико-сланцевая угленосная формация мощностью до 1300 м (свиты Холботу, андахудукская, хулсынгольская, дзунбаинская) наиболее широко распространена в Восточно-Гобийской депрессии. Для нее особенно характерно присутствие «бумажных сланцев», ритмично переслаивающихся с аргиллитами и песчаниками. Горизонт «бумажных сланцев» является маркирующим не только для всей Монголии, но и для Забайкалья, Северо-Восточного Китая и т. д. Наряду с ним в разрезах присутствуют слои конгломератов, гравелитов, известняков.

Верхнемеловая-палеогеновая красноцветная терригенная формация (до 500 м) включает сайншандинскую, банширеинскую, барунгойотскую, джибхалаптскую и другие свиты. Нижняя граница ее четко прослежена на громадных площадях Южной Монголии и обусловлена резко несогласным налеганием верхнемеловых-палеогеновых пород на все более древние образования. Верхняя граница также четко прослеживается по несогласному налеганию на красноцветную формацию озерно-аллювиальных отложений и трахибазальтов. Возраст этой границы определяют в диапазоне от конца позднего мела до среднего неогена. В составе формации преобладают красноцветные песчаники и глины с частыми прослоями и линзами известняков, мергелей и гипсов и единичными покровами базальтов.

Все формации, за исключением верхнемеловой-палеогеновой, по морфологии, литологическому составу и структуре следует отнести к типу континентальных осадочных или вулканогенно-осадочных моласс. Выдержанный по площади литолого-фациальный состав верхнемеловых-палеогеновых отложений, их сравнительно небольшие мощности и пок-

ровный характер залегания свидетельствуют об их плитной природе.

В Восточной Монголии выделяется четыре комплекса мезозойских пород: триасовый (возможно, рэт-лейасовый), нижне-среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой и верхнемеловой (иногда до палеогена включительно).

Разрозненные поля вулканогенно-осадочных триасовых образований образуют полосу северо-восточного простирания от 104 меридиана до восточных границ Монголии. Эта полоса совместно с более молодыми эффузивами образует обширный Аргунско-Восточно-Монгольский вулканический пояс (Амантов и др., 1966). Более поздними исследованиями, сопровождавшимися сборами фауны и флоры, триасовые образования были подвергнуты ревизии, в результате чего многие поля, ранее относившиеся к триасовым, оказались либо более древними, либо более молодыми (Нагибина, 1970).

В северной части Восточной Монголии, в бассейне р. Онон и хр. Эрэн-Дабан недавно обнаружены морские верхнетриасовые отложения. Они залегают резко несогласно на более древних образованиях и замещаются к югу континентальными фациями (Зоненшайн, 1970). Это интересное открытие свидетельствует о продолжении на территории Монголии морского позднетриасового прогиба Забайкалья (Лоскутов, 1968). Триасовые породы известны также в бассейне р. Ульдза-Гол, однако там они образуют непрерывный разрез с палеозоем (начиная с карбона) и датируются ранним триасом. Очевидно, их следует рассматривать в составе геосинклинальных или протоорогенных образований Монголо-Амурской системы.

Образования нижней—средней юры выполняют небольшие разобщенные наложенные структуры. Покровы основных и средних эффузивов этого возраста участвуют в строении Аргунско-Восточно-Монгольского вулканического пояса, а терригенные континентальные отложения выполняют грабены и грабен-синклинали севера и юга Восточной Монголии.

Третий комплекс — верхнеюрско-нижнемеловой—наиболее широко распространен в Восточной Монголии. Он выполняет крупнейшие наложенные депрессии: Чойбалсанскую, Тамцагскую, Нилгинскую и серию меньших структур: Ононский, Ульдзинский грабены и др.

Четвертый —верхнемеловой комплекс—распространен, как правило, в тех же крупных депрессиях: Чойбалсанской, Нилгинской и Тамцагской. В последней он представлен наиболее полно, почти совсем перекрывая верхнеюрско-нижнемеловые отложения. Этот комплекс залегает плащеобразно и, как и в Южной Монголии, большинством исследователей относится к платформенному чехлу.

На основании описаний мезозоя в работах Н. А. Маринова, Р. А. Хасина (1947), И. Е. Турищева (1954, 1956), А. Х. Иванова, Н. А. Маринова, Р. А. Хасина (1953), В. Г. Васильева и др. (1959), А. Х. Иванова (1959, 1961), М. М. Кузнецовой (1966), Н. А. Маринова (1967), Л. П. Зоненшайна (1970), М. С. Нагибиной (1970) и др. в Восточной Монголии можно выделить следующие формации.

В основании разреза залегает триасовый формационный комплекс, представленный молассоидными морской и континентальной терригенными и вулканогенной формациями. Морская терригенная формация развита на севере территории. Она состоит из глинистых сланцев и песчаников. К югу она замещается континентальной формацией, а затем вулканогенной смешанного состава. Последняя участвует в строении обширного Аргунско-Восточно-Монгольского вулканического пояса. Эффузивы — андезиты, базальты, трахиты и липариты. Нижняя граница триасовых континентальных формаций прослеживается по резко несогласному налеганию их на более древние образования. Менее четко она

выражена на севере, в тех местах, где морская терригенная формация залегает на верхней перми: между ними наблюдается структурное согласие (Зоненшайн, 1970). Верхняя граница триасового комплекса ясно прослеживается на всей территории Восточной Монголии по несогласному налеганию на него формаций нижней—средней юры.

Нижне-среднеюрский комплекс сложен вулканогенно-терригенной (больше 700 м) и песчанико-сланцевой угленосной формациями. Последняя состоит из песчаников и алевролитов и иногда содержит пласты углей. По-видимому, она залегает стратиграфически выше вулканогенно-терригенной, состоящей из эффузивов — андезитов, базальтовых порфиритов, реже липаритовых порфиров с небольшим количеством прослоев осадочных пород.

Верхнеюрско-нижнемеловой комплекс несогласно перекрывает все более древние образования, в том числе нижне-среднеюрские. Он представлен пестроцветной песчанико-конгломератовой (более 400 м шарилинская свита), терригенно-вулканогенной основного состава (до 1000 м цаган-цабская) и песчанико-сланцевой угленосной (до 1000 м дзунбаинская) формациями. Границы между формациями нечеткие, с постепенными переходами не только по вертикали, но и в латеральном направлении. Так, пестроцветная грубообломочная формация к северу почти нацело замещается эффузивами. Наиболее хорошо выдержана по площади песчанико-сланцевая угленосная формация, завершающая разрез комплекса. Его верхняя граница четко выражена по резко несогласному налеганию верхнемеловых отложений.

Верхнемеловая терригенная пестроцветная формация завершает мезозойский разрез, плащеобразно перекрывая наиболее крупные депрессии.

Интрузивные формации Гобийско-Восточно-Монгольской области известны на востоке и юго-востоке этой территории. Они относительно хорошо изучены, однако стратиграфическое положение большинства из них остается неопределенным.

А. Х. Иванов (1961) мезозойские интрузии относит к двум фазам: доюрской и послеюрской или домеловой. Большинство исследователей все мезозойские интрузивные комплексы разделяют на три возрастные группы: раннемезозойские, среднемезозойские и позднемезозойские, однако возрастные границы групп понимают по-разному. Так, А. Д. Каленов (1961) предполагает, что раннемезозойский интрузивный цикл проявлялся в несколько фаз между триасом и поздней юрой, интрузии второго цикла сформировались в послеюрско-домеловое время, а позднемезозойские также приурочены к промежутку между поздней юрой — ранним мелом, но являются более молодыми, чем среднемезозойские. Классификации В. А. Боброва и его соавторов (1962, 1963), основанные на данных абсолютного возраста, более определенны. В первой из указанных работ выделяются послепермско-раннемезозойские, послесреднеюрские-домеловые и позднеюрские-домеловые интрузивные комплексы, во второй — триасовые, средне-позднеюрские и позднеюрские.

Более поздние представления приближаются к схемам лучше изученного интрузивного магматизма Забайкалья. Р. А. Хасин и Ю. А. Борзаковский (1966) выделяют триасовые, среднеюрские и позднеюрские группы интрузивных комплексов, а Н. А. Маринов (1967) — триасовые, позднетриасовые-раннеюрские, среднеюрские (иногда до поздней юры) и позднеюрские.

В некоторых работах указывается на проявление на территории Восточной Монголии нижнемеловой интрузивной деятельности. Так, А. Д. Каленов (1960) выделяет юномезозойскую группу интрузий, прорывающих нижнемеловые отложения. Они представлены дайками гранит-порфиров и керсанитов.

В Восточной Гоби отмечаются интрузивные тела базальтов, андезито-базальтов, пикритов и авгитовых порфиритов. Они прорывают осадочные толщи верхней юры — нижнего мела и срезаются конгломератами верхнего мела (Минский, 1961).

В целом мезозойские интрузивные комплексы Южной и Восточной Монголии могут быть объединены в следующие формации: триас-нижнеюрская субщелочных гранитов, среднеюрская субщелочных гранитов и верхнеюрско-нижнемеловая (?) диорит-сиенит-гранитовая. Размещение формации в разновозрастных и разнотипных структурных зонах фундамента в основном соответствует размещению комагматичных вулканогенных комплексов или зон глубинных разломов (Хасин, Борзаковский, 1966; и др.). По условиям образования большинство из них можно отнести к формациям субвулканических гранитоидов (по Ю. А. Кузнецову). По составу они варьируют от умеренно кислых разностей до субщелочных. При этом в химическом составе пород разновозрастных формаций нет существенных различий (Каленов, 1961).

Восточно-Забайкальская — Приамурская область. Восточное Забайкалье характеризуется пятью комплексами мезозойских пород: верхнетриасовым, нижне-среднеюрским, верхнеюрским, нижнемеловым и нижне-верхнемеловым. Верхнетриасовые породы выполняют узкие прогибы в Ингодино-Шилкинской зоне и на юге Агинского поля. Они представлены морской конгломерато-песчаниковой (более 5000 м) и спилит-диабазовой (до 1000 м) формациями (Соловьев, 1968; Лоскутов, 1968; и др.). Нижне-среднеюрские морские и прибрежно-континентальные отложения выполняют крупный Восточно-Забайкальский прогиб: морские — северо-западную и центральную его части, прибрежно-континентальные выходят в его краевых частях. По данным Б. И. Олексива (1966), А. Ф. Мушникова, К. К. Анашкиной и Б. И. Олексива (1966), В. А. Соловьева (1968), М. С. Нагибиной (1969), И. Г. Рутштейна (1970) и др., эти отложения можно выделить в морскую песчанико-сланцевую (до 5000 м) и прибрежно-континентальную песчанико-конгломератовую (до 2500 м) формации.

В Восточном Забайкалье, кроме того, выделялся среднеюрский комплекс — конгломераты верхнегазимуровской свиты, несогласно залегающей на нижней—средней юре. Однако данные последних лет указывают на то, что часть этих конгломератов является фациальным аналогом нижне-среднеюрских отложений (Анашкина, Рутштейн, 1969), а часть из них непосредственно подстилает с постепенными переходами верхнеюрские вулканиты (Соловьев, 1968; Томсон, Кочнева, 1969).

Собственно континентальные породы Восточного Забайкалья выполняют многочисленные межгорные впадины. Верхнеюрский комплекс представлен шадоронской серией, маякской, верхнегазимуровской и другими свитами; нижнемеловой — тургинской, кутинской, аргунской свитами (Колесников, 1964; Писцов, 1966) или балейской и тайнинской сериями (Любалин, 1970; и др.), верхне-нижнемеловой — шилкинской свитой (Соловьев, 1968; и др.).

Континентальные отложения образуют следующие формации. Верхнеюрская конгломератовая формация (более 500 м) несогласно залегает на морских и прибрежно-континентальных породах, однако ввиду литологического сходства конгломератов и подстилающих толщ эта граница плохо прослеживается. Верхняя граница определяется согласным налеганием на конгломераты (иногда с переслаиванием) трахиандезитовой формации верхней юры. Последняя (мощность до 1800 м) сложена базальтами, трахибазальтами, андезитовыми порфиритами, андезито-дацитами, дацитами, их туфами, туфопесчаниками и туфоконгломератами. Наиболее широко представлена трахиандезитовая группа пород. Верхняя граница формации определяется налеганием на нее нижнемеловой песчанико-

сланцевой угленосной формации (более 1000 м). Контакт между ними либо согласный, либо характеризуется небольшим угловым несогласием. Угленосная формация сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинистыми, известковистыми, битуминозными, кремнистыми («бумажными») сланцами, пластами бурых углей. В некоторых впадинах (Аргунской, Усть-Карской и др.) в верхних (Писцов, 1966) либо нижних (Шатков, Якобсон, 1967) горизонтах формации появляются вулканогенные породы кислого состава, в ряде других впадин в основании разреза наблюдаются прослои базальтов (Любалин, 1970). Вышележащая нижне-верхнемеловая конгломератовая формация резко несогласно залегает на более древних отложениях и тяготеет к тем бортам впадин, которые осложнены надвигами (Ундино-Даинская, Куэнгинская впадины). Мощность ее до 1000 м. Она сложена несортированными глыбовыми конгломератами, окрашенными в красные, буро-красные, реже серо-зеленые тона.

Мезозойские интрузивные породы Восточного Забайкалья имеют возраст в пределах средняя юра — нижний мел. На основании данных И. В. Лучицкого (1950), В. Н. Козеренко (1956), М. С. Нагибиной (1963), Н. И. Тихомирова (1964), Р. В. Лесняка (1966), В. А. Соловьева (1968), Д. И. Горжевского и др. (1970) и др. их можно отнести к субщелочной диорит-сиенит-гранитовой формации (шахтаминский, цаган-олуевский, кукульбейский интрузивные комплексы, нерчинско-заводской, амуджикано-сретенский и ботовский субвулканические комплексы). Нижне-верхнемеловые магматические образования, прорывающие угленосные толщи, могут быть выделены в трахибазальтовую формацию (Соловьев, 1968).

На территории Верхнего Приамурья мезозойские отложения состоят из пяти комплексов: верхнетриасового, нижне-верхнеюрского, верхнеюрско-нижнемелового, нижнемелового и верхнемелового-палеогенового.

Верхнетриасовые породы выполняют узкие приразломные Нижне-Шилкинский и Верхне-Депский прогибы. По данным М. С. Нагибиной (1969) и др., их можно отнести к морской песчанико-сланцевой формации. Мощность ее достигает 2500 м и более.

Нижне-верхнеюрский комплекс выполняет Верхне-Амурский прогиб и представлен непрерывным разрезом согласно залегающих друг на друге терригенных свит (снизу вверх): ульдургинской, дугинской, сковородинской, ощурковской, усманковской и ускалинской*. Эти отложения резко фациально изменчивы, морские фации в центре прогиба постепенно переходят к прибрежно-континентальным и угленосным по его краям. Аналогичный переход наблюдается и вверх по разрезу ускалинской свиты. На основании работ К. С. Шашкина, Д. И. Горжевского (1961 г.), Д. В. Воронина, Ю. М. Логина, З. Д. Москаленко (1962 г.), М. В. Павленко (1962 г.), Л. И. Турчинова (1962 г.), А. И. Фрейдина (1962 г.), Г. Ф. Олькина, А. Г. Старка, Ю. И. Старикова (1963 г.) и др., а также М. С. Нагибиной (1963, 1969), Э. А. Портнягина (1963), К. К. Анашкиной (1967), В. В. Панова, В. Ф. Зубкова (1968) и многих других эти отложения выделяются в морскую песчанико-сланцевую (мощность до 7000 м) и прибрежно-континентальную конгломерато-песчаниковую (до 2500 м) формации.

Верхнеюрско-нижнемеловой комплекс пресноводно-континентальных пород наибольшее распространение получил в восточной, амуро-зейской части Верхне-Амурского прогиба, где достигает мощности 3—4 км. Он состоит из осежинской (аякской), толбузинской (депской) и пермыкин-

---

* Приводятся названия свит, применяемые при геологосъемочных работах. Всего же предложено более десятка литолого-стратиграфических схем, содержащих около 30 свит и толщ с географическими названиями.

ской свит. По одним данным, эти свиты согласно и с постепенными переходами залегают на морских отложениях и между собой (Нагибина, 1969; и др.), по другим— в основании пермыкинской свиты отмечается несогласие (Воронин, Логинов, Москаленко, 1962 г.; Павленко, 1962 г.; и др.). По данным тех же авторов, эти отложения можно отнести к конгломерато-песчанико-сланцевой угленосной формации. По бортам прогиба среди терригенных толщ наблюдается подчиненное количество вулканитов.

Нижнемеловой комплекс резко несогласно залегает на более древних. Он распространен на окружающих Верхне-Амурский прогиб поднятиях, в том числе на Гонжинском выступе. Его слагают терригенно-вулканогенная талданская свита и безымянные толщи кислых эффузивов. Некоторые исследователи (Павленко, 1962 г.) туфоконгломераты и туфобрекчии основания комплекса относят к пермыкинской свите. Эти образования мощностью более 1000 м выделяются в терригенно-вулканогенную формацию.

Завершает разрез верхнемеловой-палеогеновый комплекс, слагающий чехол Зее-Буреинской депрессии: завитинская, цагаянская, кивдинская свиты («Геология СССР», 1966). Свиты согласно, иногда с локальными размывами залегают друг на друге и представлены песчаниками, алевролитами, песками и глинами. К верхней части разреза приурочены пласты бурого угля. Толща может быть отнесена к песчано-глинистой угленосной формации.

Интрузивные образования Верхнего Приамурья развиты нешироко. Это массивы верхнеамурского комплека (Cr_1), обнажающегося в пределах Гонжинского выступа. Породы по своему типу («Геология СССР», 1966) относятся к субщелочной габбро-диорит-гранитовой формации.

Мезозойский структурный ярус и подъярусы

Мезозойские образования Хангай-Хэнтэй-Яблоново-Становой области существенно отличаются от более ранних комплексов различных складчатых систем вещественным составом, формами и степенью дислокаций, метаморфизмом и т. п. В то же время между собой объединяются сходным типом формаций (осадочные и вулканогенные молассы, гипабиссальные интрузивные), специфической формой тел, тектонических нарушений и т. п. Это дает нам право выделить в области мезозойский орогенный структурный ярус («Справочник», 1970). Его нижняя граница прослеживается по несогласному с перерывом налеганию верхнетриасовых пород на все более древние. Сверху ярус ограничен неогеном и четвертичными отложениями.

Внутри яруса выделяются формации, обладающие сходными биостратиграфическими, литолого-петрографическими и структурными характеристиками. Они образуют комплексы, разделенные поверхностями угловых несогласий. Такие комплексы формаций, различающиеся между собой степенью дислоцированности пород, структурным планом, характером магматизма и т. п., соответствуют понятию структурного подъяруса («Справочник», 1970). Мезозойский структурный ярус Хангай-Хэнтэй-Яблоново-Становой области расчленяется на пять структурных подъярусов.

Триас-нижнеюрский подъярус представлен пестроцветной песчанико-конгломератовой, вулканогенной пестрого состава, базальт-андезит-липаритовой и трахит-трахилипаритовой формациями. Пестроцветная песчанико-конгломератовая формация развита только в Северной Монголии. Она содержит позднетриасовую флору и вверх по разрезу постепенно переходит в вулканогенную формацию пестрого состава. Последняя петрографически недостаточно охарактеризована, но, очевидно, соответствует базальт-андезит-липаритовой формации Джидин-

ского района и Западного Забайкалья, которая содержит флору триаса — ранней юры. Трахит-трахилипаритовая формация известна в Джидинском районе, Западном и Центральном Забайкалье, на Витимском плоскогорье. Взаимоотношения ее с базальт-андезит-липаритовой формацией неясны, так как они встречаются на разных участках, но известно, что обе они расположены стратиграфически ниже заведомо нижнеюрских отложений. В Олекминском Становике и Становом хребте триас-нижнеюрские породы неизвестны. Триас-нижнеюрский подъярус имеет относительно четкую верхнюю возрастную границу — низы лейаса. Нижняя менее определенна и может быть проведена в пределах всего триаса. Данные по соседним районам Восточного Забайкалья и Восточной Монголии не оставляют сомнений в том, что там этап мезозойской активизации начинается с позднего триаса. Это дает основание предполагать, что и в Хангай-Хэнтэй-Яблоново-Становой области нижняя граница триас-нижнеюрского подъяруса проходит в основании верхнего триаса.

Осадочно-вулканогенные формации триас-нижнеюрского подъяруса слагают обособленные поля в пределах межвпадинных пространств. В распространении этих полей вырисовывается некоторая закономерность: они группируются в широкую полосу северо-восточного простирания, согласующуюся с простиранием зон глубинных разломов. На территории Монголии к ней примыкает другая полоса, связанная с разломами северо-западного направления. Образования этого подъяруса в значительной степени преобразованы, причем наиболее дислоцированы и метаморфизованы породы, располагающиеся вблизи разломов. Внутреннее строение отдельных полей расшифровывается с трудом. Породы обычно слагают крупные моноклинальные, антиклинале- или синклиналеподобные структуры с крутыми углами падения (40—60°, в отдельных случаях до 80°).

Нижне-среднеюрский подъярус состоит из конгломератовой, вулканогенной среднего состава, трахибазальтовой, конгломерато-песчаниковой и песчанико-сланцевой угленосной формаций. Конгломератовая в виде самостоятельных выходов известна в Центральном Забайкалье. В Джидинском районе и Западном Забайкалье она постепенно переходит в вышележащую трахибазальтовую. На последней в Тугнуйской впадине согласно залегает песчанико-сланцевая угленосная формация. Трахибазальтовой формации в Северной Монголии, по-видимому, соответствует вулканогенная среднего состава, которая далее на запад полностью замещается конгломерато-песчаниковой. На Витимском плоскогорье, Олекминском Становике и Становом хребте нижне-среднеюрские вулканогенно-осадочные отложения неизвестны. Все формации содержат органические остатки, датирующие возраст пород ранней—средней юрой, но если нижняя граница подъяруса проводится в пределах плинсбаха, то верхняя, по различным данным, в пределах всей средней юры.

Тела, сложенные нижне-среднеюрскими формациями, занимают в современной структуре различное положение. С одной стороны, это крупные вулканогенные прогибы на склонах современных хребтов (Мало-Хамардабанский и др.), с другой — приразломные впадины на водораздельных частях («гольцовая юра» Центрального Забайкалья) либо слабо выраженные в рельефе депрессии, выполненные угленосной формацией (Тугнуйская впадина).

На триас-нижнеюрских формациях нижне-среднеюрские залегают с резким угловым несогласием. Оно подчеркивается не только базальными конгломератами и указанным различием структурных планов, но и разной степенью дислоцированности пород. Нижне-среднеюрские образования смяты в пологие складки с углами падения на крыльях 10—20°. Крутые падения встречаются только в узких приразломных зонах.

Формации верхнеюрско-нижнемелового подъяруса распространены по всей территории области. Наиболее широко развиты песчанико-сланцевая угленосная и конгломерато-песчанико-сланцевая. В структурном отношении они тесно связаны с подстилающими их вулканогенными формациями: трахибазальтовой, трахиандезит-трахилипаритовой, базальт-андезит-липаритовой и залегают чаще всего согласно, иногда с постепенными переходами, но отмечаются также перерывы и угловые несогласия (в основном в восточной части пояса). Помимо этих формаций, в Северной Монголии в основании разреза выделяется пестроцветная песчано-конгломератовая формация, а в Олекминском Становике и Становом хребте в верхней части разреза соответственно андезит-липаритовая и терригенно-вулканогенная, несогласно залегающие на терригенной. Все формации содержат сравнительно многочисленные органические остатки, указывающие, однако, на широкий возрастной диапазон в пределах юры — мела.

Структурная позиция этих образований весьма определенна: они выполняют приразломные впадины. Последние образуют депрессионные зоны, вытянутые вдоль глубинных разломов в северо-восточном направлении и разделенные горными хребтами. Наиболее крупными являются Гусино-Удинская, Чикой-Ингодинская и другие цепочки впадин. Верхнемезозойские впадины разнообразны по морфологии. Крупнейшие из них представляют собой линейно вытянутые либо овальные, глубокие, часто асимметричные и ограниченные разломами с одной или двух сторон, хорошо выраженные в рельефе структуры (Боргойская, Гусиноозерская, Ононская, Ингодинская, Тугнрская и др.). Более мелкие впадины зачастую в современном рельефе не выражены. Таковы некоторые депрессии Джидинской горной страны (Купчинская и др.) и Становой области (Шивинская, Стрелкинская и др.). Дислоцированность чехла впадин, как правило, невелика (10—15°), но вблизи разломов наблюдаются более крутые углы падения. Залегание либо моноклинальное, либо синклинальное (мульды и брахисинклинали).

Самостоятельное значение верхнеюрско-нижнемелового подъяруса следует из того, что он отделен от нижне-среднеюрского перерывом и угловым несогласием. Несмотря на то, что эти подъярусы имеют некоторые общие черты (сходство формаций, характера магматизма), их структурные планы и области распространения часто различны. Так, нижнесреднеюрские отложения отсутствуют на Витимском плоскогорье, в Олекминском Становике и Становом хребте.

Нижне-верхнемеловой структурный подъярус представлен конгломератовой и трахибазальтовой формациями. Последняя прорывает угленосные отложения (J_3 — Cr_1) в центре и у сбросовых бортов впадин, а валунные конгломераты несогласно перекрывают их вдоль бортов, осложненных надвигами. Органических остатков эти образования, как правило, не содержат, но перекрываются в ряде мест палеонтологически охарактеризованными верхнемеловыми породами. Характер формаций и их своеобразное структурное положение позволяют нам выделить их в самостоятельный подъярус. Не исключено, что к нему относятся также нижнемеловые вулканогенные формации Олекминского Становика и Станового хребта.

Верхнемеловой — палеогеновый подъярус образован маломощными формациями: глинистой лигнитоносной в Центральном Забайкалье и пестроцветной переотложенных кор выветривания на Витимском плоскогорье. Стратиграфическое положение их определяется спорово-пыльцевыми комплексами позднего мела — палеогена и несогласным залеганием на формациях верхней юры — нижнего мела. Залегают эти формации в центральных частях некоторых впадин (Еравнинская, Оловская и др.) и практически недислоцированы.

Для каждого подъяруса, за исключением мел-палеогенового, установлены интрузивные формации. К триас-нижнеюрскому подъярусу отнесены габбро-диорит-гранитовая и щелочных гранитов, к нижне-среднеюрскому — субщелочная гранодиоритовая, к верхнеюрско-нижнемеловому — лейкократовых гранитоидов, субщелочная диорит-сиенит-гранитовая и щелочных гранитоидов и к нижне-верхнемеловому — интрузивная фация трахибазальтовой формации и субщелочная диорит-гранитовая формация. Верхнемеловой-палеогеновый подъярус амагматичен.

На территориях, прилегающих к Хангай-Хэнтэй-Яблоново-Становой области, стратиграфический объем мезозойского орогенного яруса и его соотношения с мезозойскими геосинклинальным и плитным структурными ярусами различны. В Прибайкалье выделяется один орогенный ярус (J_1 — Cr_2). Он подразделяется на нижне-среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой и нижне-верхнемеловой подъярусы. В Гобийско-Восточно-Монгольской области выделяется два мезозойских яруса — орогенный (J_1 — Cr_1) и плитный (Cr_2 — Pg). Орогенный ярус подразделяется на нижне-среднеюрский и верхнеюрско-нижнемеловой подъярусы. В Восточно-Забайкальско-Приамурской области выделяется три структурных яруса: геосинклинальный (T_3 — J_2), орогенный (J_3 — Cr_2) и плитный (Cr_2 — Pg). Геосинклинальный подразделяется на верхнетриасовый и нижне-среднеюрский подъярусы, орогенный — на верхнеюрско-нижнемеловой и нижне-верхнемеловой.

Структурное районирование

Анализ мезозойских образований восточной части Центрально-Азиатского горного пояса позволяет выделить на ее территории структурные области, зоны и подзоны. Под структурной областью понимается территория со свойственным ей определенным набором структурных ярусов. Структурная зона — это часть области, которой свойственны одинаковые подъярусы. Подзоны — части зоны, характеризующиеся сходными конкретными формациями и взаимоотношениями между ними.

На описанной территории оказалось возможным выделить три структурных области: Селенгино-Витимо-Олекминскую, Гобийско-Керуленскую и Верхне-Амурскую.

Селенгино-Витимо-Олекминская область включает бассейны рр. Селенга, Витим, Олекма и др. (Прибайкалье и Хангай-Хэнтэй-Яблоново-Становая горная область). Области свойствен широкий набор формаций, слагающих один — мезозойский орогенный ярус. Эта область подразделяется на четыре структурные зоны.

В Прибайкальской зоне выделяются три подъяруса: нижне-среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой и нижне-верхнемеловой; в Витимской — четыре: триас-нижнеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой, нижне-верхнемеловой и верхнемеловой — палеогеновый; в Селенгино-Ингодинской — все пять описанных подъярусов. В Становой зоне распространены только верхнеюрско-нижнемеловой и нижнемеловой подъярусы. Селенгино-Ингодинская структурная зона может быть подразделена на две подзоны: Хантай-Яблоновую и Хангай-Даурскую. В первой шире развиты осадочно-вулканогенные формации, во второй — интрузивные. Кроме того, во второй подзоне отсутствует триасовая базальт-андезит-липаритовая формация и нижне-среднеюрская трахибазальтовая, зато появляется верхнеюрская андезит-липаритовая.

Гобийско-Керуленская область включает большую часть Южной и Восточной Монголии. Структурные ярусы области двух типов — орогенный и плитный. В Гобийской зоне известно два орогенных подъяруса: нижне-среднеюрский и верхнеюрско-

нижнемеловой, в Восточно-Монгольской — три: триасовый, нижне-среднеюрский и верхнеюрско-нижнемеловой.

Верхне-Амурская область представлена тремя структурными ярусами: геосинклинальным (T_3 — J_3), орогенным (J_3 — Cr_2) и плитным (Cr_2 — Pg). Выделяются соответственно две структурные зоны: Шилка-Аргунская (подъярусы: верхнетриасовый, нижне-среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой и нижне-верхнемеловой) и Верхнеамурская (подъярусы: верхнетриасовый, юрский, нижнемеловой и верхнемеловой — палеогеновый).

Выделенные структурные области, зоны и подзоны в случае необходимости могут быть подразделены на единицы более мелких порядков, но для этого придется вводить дополнительный список признаков. Для наших целей достаточно ограничиться разделением территории на основе описанных структурных ярусов и подъярусов. Если бы районирование проводилось не по всем, а только по верхнеюрско-нижнемеловому подъярусу орогенного яруса, ни одна из областей и зон не была бы выделена. Их следовало бы объединить в единую структурную область восточной части Центрально-Азиатского пояса.

ВОПРОСЫ СООТНОШЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ СО СТРУКТУРОЙ ФУНДАМЕНТА

Разрывные нарушения играют главенствующую роль в создании мезозойской структуры и ее регионального плана.

Большинство разломов имеет северо-восточное простирание, кроме того, наблюдаются разрывные нарушения северо-западного, субширотного и субмеридионального направлений. Наиболее крупные из разломов по морфологии и той роли, которую они играют в структуре, можно отнести к категории глубинных («Справочник», 1970). Большинство их заложилось в палеозое или раньше и продолжало активное и унаследованное развитие в мезозойский этап (Монголо-Охотский, Южно-Алданский и другие разломы). Новообразованные мезозойские разломы представлены в основном нарушениями, оперяющими долгоживущие разрывные зоны. Именно поэтому мы видим, что мезозойские структуры и структуры фундамента при резком и принципиальном различии между собой часто имеют одинаковое простирание.

В связи с этим некоторые частные структуры также носят унаследованный характер. М. С. Нагибина (1963) отмечает, что мезозойские поднятия, имеющие по отношению к палеозойским антиклинориям продольную ориентировку, почти полностью совпадают с границами последних. На унаследованный характер мезозойских поднятий и прогибов в зоне Монголо-Охотского разлома указывает Ю. Ф. Мисник (1966, стр. 194): «На месте гранито-гнейсовых купольных элементов возникают сводовые поднятия (Борщовочное). В обрамлении поднятий на отрицательных структурах основания закладываются тектонические прогибы и впадины, полностью наследующие их форму».

Однако при некоторых элементах унаследованности преобладают черты наложенности. Оси дислокаций мезозойского возраста, как правило, не совпадают с простиранием форм фундамента. М. С. Нагибина (1963) указывает, что поперечные поднятия, разделяющие мезозойские прогибы и впадины, располагаются как в пределах палеозойских синклинориев, так и в зоне антиклинориев. То же можно сказать и о крупных впадинах. Чойбалсанская депрессия перекрывает Северо- и Южно-Керуленские поднятия, Керуленский приразломный прогиб ранних каледонид и верхнепермский Южно-Хэнтэйский орогенный прогиб поздних герцинид; Нилгинская депрессия заложилась на структурах

ранних герцинид Южно-Монгольской системы: Халхингольском прогибе и Сухэбаторском, Нукутдабанском поднятиях и т. д.

Резко наложенными являются выделенные нами мезозойские структурные области, зоны и подзоны. Так, Селенгино-Витимо-Олекминская область накладывается на все складчатые системы — от дорифейской до позднегерцинской, Верхне-Амурская залегает на поздних герцинидах и ранних каледонидах, Гобийско-Керуленская — на ранне- и позднегерцинской и частично раннекаледонской области.

Любопытно проследить характер соотношения некоторых мезозойских структурных ярусов и подъярусов со структурой фундамента. Триас-нижнеюрский подъярус орогенного яруса в одинаковых терригенно-вулканогенных и интрузивных формациях протягивается широкой полосой в пределах каледонид с северо-востока на юго-запад, затем (на территории Монголии) в субширотном направлении пересекает герцинские и каледонские структуры. Нижне-среднеюрский подъярус накладывается на байкальские, каледонские и герцинские структуры. На байкалидах

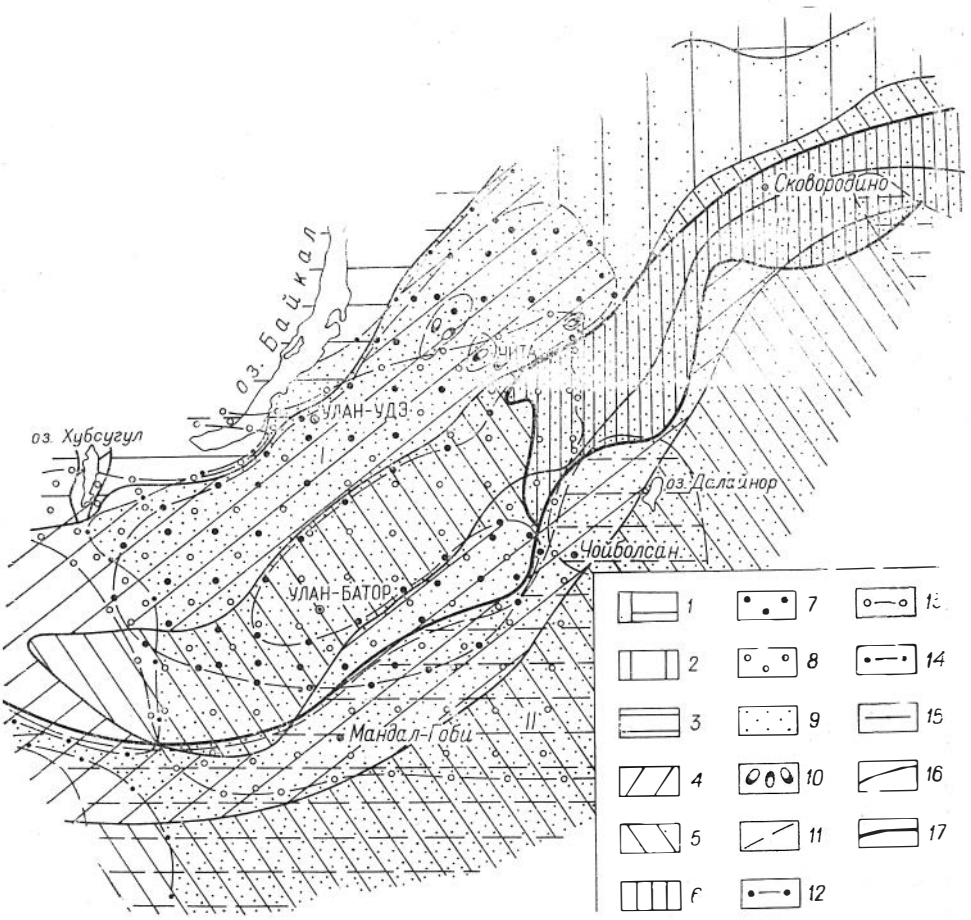


Рис. 7. Распространение мезозойских структурных ярусов и подъярусов восточной части Центрально-Азиатского горного пояса.

Области складчатости: 1 — архейской, 2 — дорифейской, 3 — байкальской, 4 — каледонской, 5 — герцинской. Области и границы: 6 — мезозойских геосинклинальных формаций; 7, 12 — триас-нижнеюрского подъяруса орогенного яруса; 8, 13 — нижне-среднеюрского подъяруса орогенного яруса; 9, 14 — верхнеюрско-нижнемелового подъяруса орогенного яруса; 10, 15 — верхнемелового-палеогенового подъяруса орогенного яруса; 11, 15 — верхнемелового-палеогенового плитного яруса; 16 — границы домезозойских складчатых областей; 17 — границы структурных областей. Структурные области: I — Селенгино-Витимо-Олекминская; II — Гобийско-Керуленская; III — Верхне-Амурская.

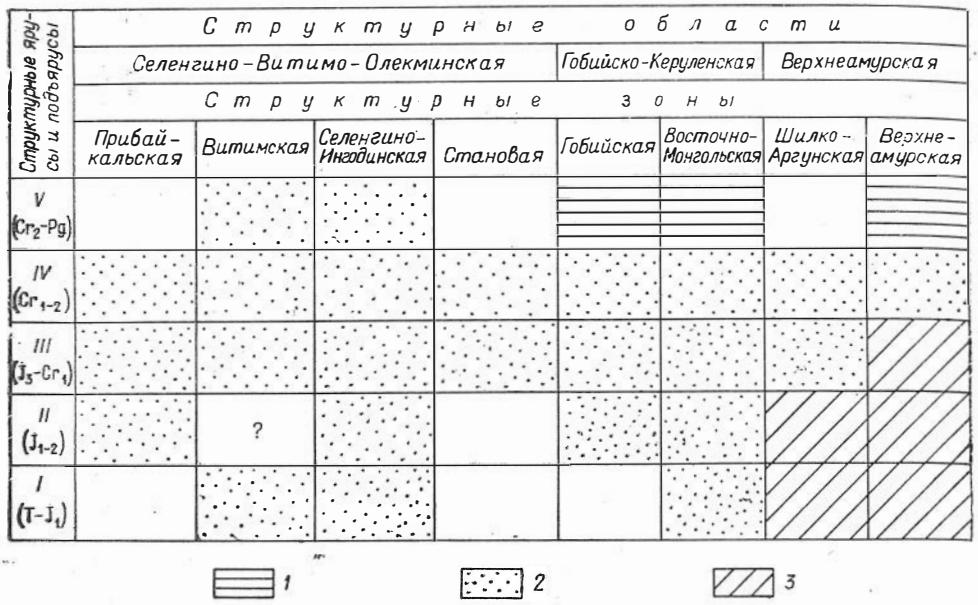


Рис. 8. Распространение мезозойских структурных ярусов и подъярусов (структурные ярусы: 1 — плитный, 2 — дейтероорогенный, 3 — геосинклинальный и протоорогенный).

он представлен только терригенными формациями, а в пределах каледонид и герцинид — терригенно-вулканогенными и, несколько меньше, интрузивными формациями. Верхнеюрско-нижнемеловой подъярус развит на территории всей восточной части Центрально-Азиатского пояса. Лишь плитный ярус Гобийско-Керуленской области располагается в основном в пределах ранних и поздних герцинид.

ЛИТЕРАТУРА

Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. Основные доюрские структурные элементы Забайкалья.— Докл. АН СССР, 191, № 2, 1970.

Амантов В. А., Борзаковский Ю. А. и др. Основные черты тектоники Монголии.— В сб. «Орогенические пояса». «Наука», 1968.

Амантов В. А., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Хасин Р. А. Основные черты интрузивного магматизма каледонской складчатой области северо-запада МНР.— В сб. «Матер. по геологии МНР». «Недра», 1966.

Амантов В. А., Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей.— Сб. ВСЕГЕИ, нов. сер., № 58, 1961.

Анашкина К. К. Сравнительная характеристика основных этапов формирования Восточно-Забайкальского и Ольдойского мезозойских прогибов.— В кн. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 2(4), 1967.

Анашкина К. К., Рутштейн И. Г. К палеогеографии и тектонике юры Восточного Забайкалья.— Зап. Забайкал. фил. Геогр. об-ва СССР, вып. XXXV. Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 6, ч. I, 1969.

Арсентьев В. П. Главные структурные элементы территории Бурятской АССР (краткий очерк).— Матер. по геол. и полезн. ископ. БурАССР, вып. 9, 1965.

Арсентьев В. П., Иванов С. С. и др. Основные черты металлогении Бурятии.— Тр. II совещ. по металлогении Саяно-Байкальской горной обл., 1964.

Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Краткий очерк вулканизма Удино-Хилокского междуречья.— Тр. ИГН АН СССР, вып. 128, сер. геол., № 49, 1951.

Балакина Л. М., Булмасов А. П. и др. Гоби-алтайское землетрясение. Изд-во АН СССР, 1963.

Беличенко В. Г., Комаров Ю. В., Мусин Ю. Б. и др. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье).— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 8, 1962.

Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1963.
Блох А. М., Ильичев А. В., Котова И. З. О подходе к возрастному расчленению континентальных толщ верхнемезозойских впадин Забайкалья.— Докл. АН СССР, т. 172, № 2, 1967.
Блох А. М., Котова И. З. Верхнемеловые отложения в Забайкалье.— Докл. АН СССР, т. 174, № 6, 1967.
Бобров В. А. Интрузивные комплексы Восточной Монголии и сравнение их с интрузивными комплексами Забайкалья. Матер. по петрологии гранитоидов Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1962.
Бобров В. А., Полевая Н. И. и др. Возрастные группы интрузивных пород Забайкалья и Восточной Монголии по результатам определения абсолютного возраста и геологическим данным.— Сов. геол., № 3, 1963.
Бобылев В. В. Основные структурные элементы восточной части Среднего Приамурья. Тектоника Сибири. т. IV. «Наука», 1970.
Боголепов К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. Госгеолтехиздат, 1961.
Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. «Наука», 1967а.
Боголепов К. В. О структуре мезозойского Центрально-Азиатского континента.— Докл. АН СССР, т. 174, № 1, 1967б.
Борзаковский Ю. А., Суетенко О. Д. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии.— Геотектоника, № 5, 1970.
Булина Л. В., Спижарский Т. Н. Гетерогенность фундамента Сибирской платформы. Тектоника Сибири, т. III. «Наука», 1970.
Булнаев К. Б., Доржиев В. С., Очиров Ц. О. и др. Очерк тектоники и истории геологического развития Малханской структурно-фациальной зоны.—Матер. по тектонике Забайкалья и сопредельных территорий. Тр. отд. геол. Бурят. фил. СО АН СССР, вып. 1 (9), 1968.
Бут В. М., Пельменов М. Д., Стафеев К. Г. Стратиграфия верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образований Оловской впадины (Северо-Восточное Забайкалье).— Геол. и геофиз., № 8, 1968.
Васильев В. Г. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Гостоптехиздат, 1959а.
Васильев В. Г., Гришин Г. Л., Мокшанцев К. Б. Стратиграфия мезозойских отложений восточной части Монголии.— Сов. геол., № 2, 1959б.
Внуков А. В. Геологическое строение и условия формирования угленосных отложений Чикойской впадины (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дисс., 1967.
Геологическое строение земной коры Сибири и Дальнего Востока. «Наука», 1965.
Геологическое строение СССР. Отв. ред. Т. Н. Спижарский. Т. I. Стратиграфия. Т. II. Тектоника. «Недра», 1968.
Геология СССР. Т. XXXVI. Читинская область. Ч. I. Госгеолтехиздат, 1961.
Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. I. «Недра», 1966.
Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Фогельман Н. А. О систематическом районировании зон активизации. Закономерности размещения полезн. ископ., вып. XIII. Современные проблемы металлогении. «Наука». 1967.
Горжевский Д. И., Фогельман Н. А. и др. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. «Недра», 1970.
Грецкая Т. А., Моссаковский А. А. Некоторые вопросы стратиграфии и структурных соотношений карбона и триаса на севере Центральной Монголии (междуречье Орхона и Толы).— Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1969.
Громин В. И. Малые структурные формы и палеореологические реконструкции (на примере Восточного Забайкалья). «Наука», 1970.
Дворкин-Самарский Н. А. Гранитоидные формации Саяно-Байкальской области. 1965.
Дехтярева Л. В., Сорокина Н. Л. К вопросу о верхнемеловых отложениях Витимо-Холойской впадины в юго-восточной окраине Витимского плоскогорья— Изв. Забайк. фил. Географ. об-ва СССР, т. 4, вып. 4. 1968.
Дзевановский О. К. Мезозойские гранитоиды хр. Станового и их структурное положение.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 7. 1959.
Дмитриев Г. А. История верхнего мела и палеогена Бурятии. Геол. и полезн. ископ. Бурятии— Тр. БурКНИИ, вып. 7, 1961.
Доржиев В. С. О соотношении впадин Западного Забайкалья.— Докл. АН СССР, т. 192, № 4, 1970.
Доржиев В. С., Очиров Ц. О., Цырендоржиев Ц. Ц. Особенности геологического строения Кижингино-Кудунской мезозойской впадины (Западное Забайкалье). Вопросы тектоники Бурятской АССР и сопредельных территорий.— Тр. БурКНИИ. вып. 21, сер. геол., 1966.
Доржиев В. С., Турунхаев В. И. Палеомагнитные данные о возрасте основных эффузивов р. Тамир и нижнего течения р. Хилка.— Геол. и геофиз., № 9, 1965.
Ермиков В. Д. Особенности строения верхнемезозойских структур Забайкалья.— Матер. конф. молодых ученых и аспирантов ИГиГ СО АН СССР, 1968а.

Ермиков В. Д. О нижней границе верхнемезозойского структурного яруса Западного Забайкалья.— Геол. и геофиз., № 1, 1968б.
Жалсабон Д. Ж., Лямина Н. А., Максимова Э. А. и др. Магматические формации Западного Забайкалья.—В сб. «Геология и металлогения Забайкалья». Матер. конф., посвящ. 10-летию БГУ, 1969.
Жалсабон Д. Ж., Максимова Э. А., Новиков В. А., Скрипкина В. В., Холод Ю. М. О статьях Н. П. Михно, В. А. Соловьева «Мезозойские структурно-формационные комплексы» и «Тектонические условия образования мезозойских формаций Западного Забайкалья».— Геол и геофиз., № 8, 1967.
Заблоцкий Е. М. К петрологии мезозойских интрузивных образований Становой складчатой области.— Геол. и геофиз., № 4, 1968.
Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн. «Складчатые области Евразии». «Наука», 1964.
Зайцев Н. С., Ильин А. В. Тектоника Прихубсугульского прогиба (МНР).— Геотектоника, № 5. 1970.
Замараев С. М. Некоторые особенности мезозойского вулканизма района Боргойской впадины.— Изв. СО АН СССР, сер. геофиз., вып. 1, 1958.
Замараев С. М. Геология Боргойской впадины (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дисс., 1960.
Замараев С. М., Самсонов В. В. Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии. Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. Гостоптехиздат, 1959.
Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии.— Геотектоника, № 6, 1967.
Зоненшайн Л. П. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса. Автореф. докт. дисс., 1970.
Зорин Ю. А. Структура Агинского палеозойского поля (Восточное Забайкалье).— Сов. геол., № 6, 1964.
Иванов А. Х. Стратиграфия и вулканизм крайнего Северо-Востока Монголии.— Сов. геол., № 4, 1959.
Иванов А. Х. Сравнительная геология трех окраинных районов Монголии (к обоснованию тектонического районирования страны).— Тр. БКНИИ СО АН СССР, вып. 7, 1961а.
Иванов А. Х. Тектоника и основные черты геологического развития Северо-Востока Монголии.— Сов. геол., № 5, 1961б.
Иванов А. Х., Маринов Н. А., Хасин Р. А. Геологический очерк северо-восточной части МНР.— Тр. Монгольской комиссии АН СССР, вып. 1, 1953.
Иванов Б. А. О возрасте угленосных отложений Забайкалья.— Сов. геол., № 11, 1940.
Иванов Б. А. Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья. — Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 32, 1949.
Казицын Ю. В., Александров Г. В., Павлов В. В., Панов Е. Н. Амананский комплекс.— В кн. «Интрузивные комплексы Забайкалья». «Недра», 1964а.
Казицын Ю. В., Александров Г. В., Панов Е. Н. Нерчугапский комплекс.— В кн. «Интрузивные комплексы Забайкалья». «Недра», 1964б.
Каленов А. Д. К вопросу о западной границе Тихоокеанского складчатого пояса в пределах МНР.— Сов. геол., № 24, 1947.
Каленов А. Д. Новые данные по мезозойским интрузиям Восточной Монголии.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Гостоптехиздат, 1960.
Каленов А. Д. Мезозойские интрузии Восточной Монголии.— Изв. вузов, геол. и разведка, № 2, 1961.
Карта докембрийской тектоники Сибири. М 1 : 5 000 000. Объяснительная зап. 1962.
Киселев А. И. Мезозойский вулканизм Западного Забайкалья. Автореф. канд. дисс., 1965.
Киселев А. И. Салтыковский А. Я. О некоторых петрохимических особенностях среднеюрских эффузивов Юго-Западного Забайкалья.—Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIX, вып. 6, 1964.
Киселев А. И., Салтыковский А. Я. Новые данные о нижнемеловых трахибазальтах Ундино-Витимского междуречья (Западное Забайкалье).— Докл. АН СССР, т. 191, № 5, 1970.
Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд-во Львов. ун-та, 1956.
Козубова Л. А. Бичурский и кударинский интрузивные комплексы.— В кн. «Интрузивные комплексы Забайкалья». «Недра», 1964.
Колесников Ч. М. Стратиграфия континентального мезозоя Забайкалья.— В кн. «Стратиграфия и палеонтология мезозойских и кайнозойских отложений Восточной Сибири и Дальнего Востока».— Тр. Лимнологического ин-та СО АН СССР, т. IV (XXIV). «Наука», 1964.
Комаров Ю. В. Триасовая система. Геология СССР. Т. XXXV. Бурятская АССР. Ч. I. «Недра», 1964.
Комаров Ю. В. К выделению среднеюрской бажпгирской формации малых интру-

зий в Западном Забайкалье.— В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 3 (5), 1968.
Комаров Ю. В. Формационный ряд магматизма мезозойской орогенной активизации Западного Забайкалья.— В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 6, ч. I, 1969.
Комаров Ю. В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Автореф. докт. дисс., 1970.
Комаров Ю. В., Киселев А. И. О возрасте боргойской толщи в Западном Забайкалье.— Докл. АН СССР, т. 152, № 3, 1963.
Комаров Ю. В., Киселев А. И. Опыт геологического картирования мезозойских вулканогенных толщ Западного Забайкалья.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР, вып. IX, 1965.
Комаров Ю. В., Киселев А. И., Лямина Н. А., Скоблов В. М. Среднеюрские эффузивные породы Юго-Западного Забайкалья. Петрография Вост. Сибири, т. III. «Наука», 1965.
Конев А. А. Комплекс щелочных, ультраосновных и основных горных пород Витимского плоскогорья. Геология СССР. Т. XXXV. БурАССР. Ч. I. «Недра», 1964.
Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах структур мезозойско-кайнозойского континента Азии. Тектоника Сибири, т. I, 1962.
Котова И. З. Возраст континентальных отложений Гусиноозерской впадины и особенности состава раннемеловых флор Забайкалья.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1964.
Котова И. З. О возрасте угленосных отложений Восточного Забайкалья (Букачачинская впадина).— Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1968.
Котова И. З. Палинологическое обоснование возраста юрских и нижнемеловых отложений Забайкалья.— Сов. геол., № 7, 1970.
Краснов В. П. Этап раннемезозойской стабилизации позднегерцинского складчатого пояса Центрального Забайкалья.— Вестн. науч. информ. Заб. отд. Геогр. об-ва СССР, № 3, 1965.
Краснов В. П. Верхнепалеозойский и раннемезозойский гранитоидный магматизм на юге Центрального Забайкалья.— В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 3(5), 1968.
Красный Л. И. Юрские и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугджуре, Прибрежном и вопросы магматизма «внескладчатых областей».— Изв. вузов, геол. и разведка, № 3, 1960.
Кудрявцев Г. А. Основные черты тектоники Тувы.— Бюлл. МОИП, т. 70, отд. геол., т. 40, вып. 2, 1965.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— Геол. и геофиз., № 9, 1970.
Кузнецова М. М. Новые данные о нижнемеловых отложениях Дзун-Баинского района в Восточной Гоби.— Матер. по геол. МНР. «Недра», 1966.
Лесняк Р. В. Закономерности юрского интрузивного магматизма Шилка-Аргунского междуречья. Автореф. канд. дисс., 1966.
Лесняк Р. В., Семенов В. Н. Материалы по абсолютному возрасту горных пород Читинской области.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Читинской обл., вып. I, Гостоптехиздат, 1963.
Лоскутов В. Ф. Стратиграфия и геологические условия формирования верхнетриасовых отложений Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дисс., 1968.
Лучицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья.— Петрография СССР, сер. I. вып. 12. Изд-во АН СССР, 1950.
Любалин В. Д. Геологическое строение и основные этапы развития позднемезозойских впадин Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дисс. 1970.
Любимова П. С. Остракоды меловых отложений восточной части Монгольской Народной Республики.— Тр. ВНИГРИ, нов, сер., вып. 93, Гостоптехиздат, 1956.
Малых В. С. О мезозойской активизации Байкальской складчатой области.— Докл. АН СССР, т. 194, № 1, 1970.
Маринов Н. А. Стратиграфия МНР. Изд-во АН СССР, 1957.
Маринов Н. А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. «Недра», 1967.
Маринов Н. А., Хаспп Р. А. Нижнемеловые отложения Восточной Монголии.— Сов. геол., № 24, 1947.
Маринов Н. А., Петровпч Ю. Я. К стратиграфии мезозойских континентальных отложений Северной Монголии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 6, 39, 1964.
Мартинсон Г. Г. О разновозрастности континентальных отложений Забайкалья.— Изв. АН СССР, сер. геол. № 2, 1955.
Мартипсон Г. Г. Некоторые замечания по поводу стратиграфии коптинентального мезозоя Гусиноозерской впадины.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР, вып. I (IV), 1960.
Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии.— Тр. Байкальской лимнолог. ст. СО АН СССР, т. 19, 1961.

Мартинсон Г. Г., Сочава А. В., Барсболд Р. О стратиграфическом расчленении верхнемеловых отложений Монголии.— Докл., АН СССР, 189, № 5, 1969.
Мастюлин Л. А. Раннедокембрийская структура Забайкалья, Прибайкалья и южной окраины Сибирской платформы.— Геол. и геофиз. № 5, 1971.
Милай Т. А. Интрузии щелочных гранитоидов Верхнего Приамурья и контролирующие их структуры.— Докл. АН СССР, т. 147, № 3, 1962.
Минский Н. А. Интрузивные проявления мелового возраста в Восточной Гоби.— Изв. вузов, геол. и разведка, № 3, 1961.
Мисник Ю. Ф. Об унаследованном развитии зоны Монголо-Охотского глубинного разлома.— Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 10, 1966.
Михно Н. П. Мезозойский магматизм южной части Западного Забайкалья.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР, вып. VII, 1961.
Михно Н. П. Верхнеюрский дабхорский интрузивный комплекс южной части Западного Забайкалья.— Тр. БурКНИИ СО АН СССР, сер. геол., вып., 9, 1962.
Михно Н. П. Стратиграфия вулканогенно-осадочных образований мезозоя южной части Западного Забайкалья.— Тр. БурКНИИ, сер. геол., вып. 15, 1964а.
Михно Н. П. Верхнеюрские отложения. Геология СССР. Т. XXXV. Бурятская АССР. Ч. I. «Недра», 1964б.
Михно Н. П., Соловьев В. А. Мезозойские структурно-формационные комплексы Западного Забайкалья.— Геол. и геофиз., № 4, 1965.
Михно Н. П., Соловьев В. А. К вопросу о позднемезозойском вулканизме и тектонике Западного Забайкалья.— Геол. и геофиз., № 8, 1967.
Молчанова Т. В. Внегеосинклинальные мезозойские гранитоиды сводового поднятия Станового хребта и их структурное положение.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1964.
Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования.— Изв. вузов, геол. и разведка, № 3, 1966.
Мушников А. Ф., Анашкина К. К., Олексив Б. И. Стратиграфия юрских отложений Восточного Забайкалья.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Читинской обл., вып. 2. «Недра», 1966.
Нагибина М. С. К вопросу о стратиграфии и возрасте континентальных верхнемезозойских отложений Забайкалья.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.
Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Тр. ГИН, вып. 79, 1963.
Нагибина М. С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. ВИНИТИ, 1969.
Нагибина М. С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.— Геотектоника, № 5, 1970.
Нагибина М. С., Молчанова Т. В. О структурном положении мезозойских гранитов в Монголо-Охотской зоне и прилегающих районах Станового хребта.— Докл. АН СССР, т. 136, № 2, 1961.
Налетов П. И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.
Налетов П. И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. Госгеолтехиздат, 1962.
Николаева Т. В., Шувалов В. Ф. Юрские отложения Юго-Восточного Хангая и прилегающих районов Северной Гоби. Матер. по геол. МНР, 1966.
Николаева Т. В., Шувалов В. Ф. Основные этапы осадконакопления и развития рельефа Центральной Монголии в мезозое и кайнозое.— Вестн. Ленигр. ун-та, № 18, 1969.
Обручев В. А. Селенгинская Даурия. Орографический и геологический очерк, 1929.
Озерский А. Ф., Павлова В. В., Шульдинер В. И. Мезозойский магматизм Олекминского Становика.— Геол. и геофиз., № 6, 1964.
Окунева Т. М. О находке триасовых аммоноидей в хапчерангской свите Центрального Забайкалья.— Зап. Забайкал. фил. Геогр. об-ва СССР, вып. 35. Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 6, ч. I, 1969.
Окунева Т. М., Железнов А. А. Новые данные о возрасте хапчерангской свиты (Центральное Забайкалье).— Докл. АН СССР, т. 191, № 2, 1970.
Олексив Б. И. Типы разрезов нижнеюрских отложений и структурное расчленение Центральной (Ононо-Ундинской) структурно-фациальной зоны Восточного Забайкалья.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Читинской области, вып. 2, «Недра», 1966.
Осокин П. В., Балханов В. В. Геологическое строение мезокайнозойских впадин центральной части Вилимского плоскогорья. Тектоника Сибири. Т. I. Изд-во СО АН СССР, 1962.
Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. ИГН АН СССР, сер. геол., вып. 99. № 31, 1948.
Панов В. В., Зубков В. Ф. К стратиграфии юрских отложений Верхне-Амурского прогиба. Геол. и геофиз., № 4, 1968.

Петрович Ю. Я. Стратиграфическое положение осадочно-эффузивных образований Селенгинского прогиба Северной Монголии и некоторые особенности их формирования. Матер. по геол. МНР. Гостоптехиздат, 1963.
Пэсцов Ю. П. Генетический подход к стратиграфии континентальных отложений на примере Восточного Забайкалья.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1966а.
Пэсцов Ю. П. Стратиграфия верхнемезозойских пресноводно-континентальных отложений Восточного Забайкалья.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Читинской обл., вып. 2, «Недра», 1966б.
Плотников В. А. Несколько замечаний по статье В. М. Скобло и Н. А. Лямниной «Относительно Тунгуйского стратотипа». Матер. по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР, вып. 9, 1965.
Полевая Н. И., Тихомиров Н. И. Возраст некоторых интрузивных комплексов Забайкалья по геологическим и радиологическим данным. Матер. по петрологии гранитоидов Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1962.
Попеко В. А., Омельяненко С. А., Шеремет Е. М. Основные закономерности размещения и развития мезозойского магматизма центральной части Олекмо-Витимской горной страны.— Тез. докл. IV геол. конф. ЧГУ, 1965.
Портнягин Э. А. Стратиграфия и тектоника юрских отложений западной части Верхнего Приамурья. Автореф. канд. дисс., 1963.
Розинов М. И. Послениижнемеловой дайковый комплекс среднего течения р. Джиды (Зап. Забайкалье).— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 107, 1964а.
Розинов М. И. Послениижнемеловой субвулканический комплекс Западного Забайкалья и связь с ним эпитермального флюоритового оруденения. Автореф. канд. дисс., 1964б.
Россовский Л. Н., Матросов И. П. Хангай-Хэнтэйский пояс редкометальных пегматитов (МНР).— Докл. АН СССР, т. 193, № 3, 1970.
Рутштейн И. Г. Строение раннемезозойских прогибов и структурные условия формирования триасовых и юрских интрузий в центральной части Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дисс., 1970.
Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. I. «Недра», 1964.
Салтыковский А. Я. Некоторые черты континентального вулканизма на примере Западного Забайкалья. «Наука», 1967.
Спзых В. И. Геологическое строение и история развития Малханского антиклинория (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дисс., 1967.
Скобло В. М. К вопросу о возрасте и стратиграфическом расчленении континентальных мезозойских отложений Гусиноозерской и других впадин Гусино-Удинской долины.— В сб. геолого-производственной информации БГУ, № 3, 1959.
Скобло В. М. Меловая система. Геология СССР. Т. XXXV, Бурятская АССР. Ч. I. «Недра», 1964.
Скобло В. М. Биостратиграфия и остракоды мезозойских отложений Западного Забайкалья. Автореф. канд. дисс., 1967.
Скобло В. М. О возрастном скольжении границ верхнемезозойских толщ Западного Забайкалья.— В кн. «Геология и металлогения Забайкалья». Матер. конф., посвящ. 10-летию БГУ, 1969.
Скобло В. М. Практическое использование горизонтов с остатками пресноводной фауны при биостратиграфических исследованиях мезозойских отложений Бурятии.— В сб. «Биостратиграфия и палеобиофациальные исследования и их практическое значение». Тр. X и XI сессий Всесоюз. палеонтолог. об-ва «Недра», 1970.
Скобло В. М., Козлов Ю. П. О верхнемеловых отложениях Еравнинской впадины.— Материалы по геол. и полезн. ископаемым Бурятской АССР. вып. 12, 1969.
Скобло В. М., Лямина Н. А. Новые данные к решению вопроса о возрасте и стратиграфическом положении петропавловской свиты. Матер. по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР, вып. 8, 1962.
Скобло В. М., Лямина Н. А. Биостратиграфия юрско-меловых терригенных и вулканогенно-осадочных образований Западного Забайкалья.— Тр. Второго совещ. по металлогении Саяно-Байкальской горной обл., 1964.
Скобло В. М., Лямина Н. А. Относительно Тугнуйского стратотипа.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР, вып. 9, 1965.
Соловьев В. А. О генетической связи кайнозойских и мезозойских впадин Западного Забайкалья с разновозрастными системами разломов.— Геол. и геофиз., № 4, 1963.
Соловьев В. А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. «Наука», 1968.
Справочник по тектонической терминологии. «Недра», 1970.
Старченко В. В. О возрасте и геологическом положении мезозойских вулканогенных образований южной части Центрального Забайкалья.— Бюлл. НТГО, № 4, 1958.

Старченко В. В. Геология средне-верхнеюрских вулкано-плутонических формаций юго-восточной части Центрального Забайкалья и основные черты их металлогении. Автореф. канд. дисс., 1968.
Старченко В. В., Беляков Е. А., Фомин И. Н., Барабашев Е. В. Геология средне-верхнеюрских вулканогенных образований Центрального Забайкалья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Читинской обл., вып. 2, 1966.
Старченко В. В., Беляков Е. А., Краснов В. П. Юрские вулкано-плутонические формации южной части Центрального Забайкалья и их металлогения.— Тез. докл. IV геол. конф. ЧГУ, 1965.
Старченко В. В., Озерский А. Ф., Фалькин Е. М., Шульдипер В. И. Основные черты тектоники и металлогении Олекмо-Витимской горной страны.— В сб. «Тектоника Сов. Дальнего Востока и прилегающих акваторий». «Наука», 1968.
Стафеев К. Г. Надвиг в Тунгирской впадине (Северо-Восточное Забайкалье).— Геотектоника, № 4, 1965.
Тайсаев Т. Т. Новая мезозойская впадина в Джидинской горной стране.— Тр. БурКНИИ, сер. геол., вып. 12, 1963.
Тайсаев Т. Т. О верхнемезозойских красноцветах Джидинской горной страны (Зап. Забайкалье).— Матер. по геол. и полезн. ископ. БурАССР, вып. 9, 1965.
Тектоника Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии М 1 : 5 000 000). Под ред. А. Л. Яншина. «Наука», 1966.
Тихомиров Н. И. Кыринский и оленгуйский интрузивные комплексы.— В кн. «Интрузивные комплексы Забайкалья». «Недра», 1964.
Томсон И. Н., Кочнева Н. Т. Верхнемезозойские сводовые поднятия Восточного Забайкалья и их металлогеническое значение.— Сов. геол., № 12, 1969.
Турищев И. Е. Нижнемеловые отложения юго-восточной части МНР.— Докл. АН СССР, нов. сер., т. 99, № 3, 1954.
Турищев И. Е. Новые данные по стратиграфии мела Юго-Восточной Монголии. Геол. сб. III (IV), ВНИГРИ, 1955.
Турищев И. Е. К вопросу об условиях накопления осадков мела в юго-восточной части Монголии. Тр. ВНИГРИ, вып. 95, геол. сб. № 2, 1956.
Турунхаев В. И. Некоторые особенности развития мезозойского эффузивного вулканизма Западного Забайкалья.— В кн. «Вопр. тектоники БурАССР и сопредельных территорий». Тр. БурКНИИ, вып. 21, сер. геол., 1966.
Уфимцев Г. Ф. Древняя кора выветривания в Центральном Забайкалье.— Геол. и геофиз., № 6, 1969.
Федорова М. Е. Верхнепалеозойский и мезозойский магматизм западной части Хангай-Хэнтэйской складчатой области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., XLIII, вып. 1, 1968.
Федорова М. Е., Чехович М. В. Эгиндабинский нижнеюрский интрузивный комплекс Центральной Монголии.— Изв. вузов, геол. и разведка, № 11, 1969.
Фельдман В. И. Геологическое строение части бассейнов средних течений рек Ингода и Хилка.— Тр. ЧГУ, вып. 2, 1958.
Флоренсов Н. А. Некоторые вопросы тектоники Забайкалья.— Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР. сер. геол., вып. 1, 1954.
Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.—Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 19, 1960.
Флоренсов Н. А. История геологического развития. Геология СССР. Т. XXXV. Бурятская АССР. Ч. I. «Недра», 1964.
Флоренсов Н. А., Ларина В. А. Гусиноозерское месторождение углей.— Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып 13, 1937.
Фомин И. Н., Лашманов В. И. О юрских отложениях в междуречье среднего течения рек Хилка и Ингода.— Тр. ЧГУ, вып. 2, 1958.
Хасин Р. А., Борзаковский Ю. А. Некоторые тектонические и металлогенические особенности территории Центральной и Восточной Монголии.— Сов. геол., № 12, 1966.
Цырендоржиев Ц. Ц., Ерхов В. Ф. и др. Тектоника и история геологического развития верхнемезозойских структур бассейна реки Конды (Западное Забайкалье).— Геол. и геофиз., № 5, 1971.
Цэгмид Ш. Физико-географическое районирование Монгольской Народной Республики.— Изв. АН СССР, сер. геогр. № 5, 1962.
Шатков Г. А., Якобсон Л. Н. Некоторые вопросы строения Южно-Аргунской впадины (Восточное Забайкалье).— Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1967.
Шатский Н. С. К тектонике Юго-Восточного Забайкалья.— Пробл. сов. геол., № 2, 1933.
Шувалов В. Ф. Новые данные о верхнеюрских и нижнемеловых отложениях восточных районов Монгольского Алтая.— Докл. АН СССР, т. 179, № 1, 1968.
Шувалов В. Ф. О верхнеюрских континентальных красноцветных отложениях Монголии.— Докл. АН СССР, т. 189, № 5, 1969.
Шувалов В. Ф. Стратиграфия континентального мезозоя и мезозойская история геологического развития Центральной Монголии. Автореф. канд. дисс., 1970.

К. В. БОГОЛЕПОВ, А. А. ВРУБЛЕВСКИЙ, В. Д. ЕРМИКОВ

О СООТНОШЕНИЯХ В РАЗВИТИИ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ДЕЙТЕРООРОГЕННОГО ПОЯСА

Изучая мезозойскую структуру Центрально-Азиатского пояса и характер формировавших эту структуру тектонических движений, естественно обратиться к вопросу о соотношениях в развитии орогенного пояса и ограничивающих его одновозрастных ему геосинклиналей и плит. В общем виде этот вопрос рассматривался одним из авторов статьи раньше (Боголепов, 1967, 1968, 1969), но сейчас представляется возможным проанализировать его на более детальном материале.

Вернуться к этому вопросу особенно интересно, так как недавно Ю. М. Пущаровский (1969) и Т. В. Молчанова (1969) выдвинули понятие о резонансно-тектонических структурах, индуцируемых тектоническими процессами, происходящими в геосинклинальных областях. К числу резонансных структур Ю. М. Пущаровский относит восточноазиатскую группу впадин, т. е. фактически всю восточную половину Центрально-Азиатского пояса, так как системы впадин, выполненных тождественными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, протягиваются от границы пояса с Сихотэ-Алиньской геосинклиналью (132° в. д.) до центральных районов Монголии (98—102° в. д.). Ю. М. Пущаровский пишет: «Коснемся еще одного типа резонансно-тектонических структур. Это мезозойские впадины восточноазиатской группы, описанные М. С. Нагибиной. Она связывает их с процессом тектонической «ревивации» (оживления) некоторых областей Восточной Азии. . . Указывается, что между процессом ревивации и мезозойским геосинклинальным процессом в Тихоокеанском поясе имеется генетическая связь. Это и позволяет рассматривать упомянутые структурные образования в категории резонансно-тектонических» (Пущаровский, 1969, стр. 9).

Наиболее правильным методом установления соотношений, а затем и причинно-следственных связей в развитии крупных геоструктурных областей, очевидно, является сравнительный анализ одновозрастных латеральных рядов геологических формаций или образованных ими структурных этажей, изучение морфологии и пространственного распространения формационных тел, установление возрастных соотношений между поверхностями региональных несогласий или границами структурных этажей. В дальнейшем изложении мы попытаемся использовать эти данные. Часть из них приведена в предшествующих разделах книги, что же касается формаций и структурных этажей Сихотэ-Алиньской геосинклинальной системы, то необходимые сведения о них приводятся ниже.

МЕЗОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ

В пределах Сихотэ-Алиньской геосинклинальной системы выделяются следующие основные структурные элементы: Амуро-Уссурийский

синклинорий, Главный Сихотэ-Алиньский антиклинорий, Восточный Сихотэ-Алиньский синклинорий. Кроме того, на западной окраине геосинклинальной системы на стыке с Ханкайским массивом и южной частью Хингано-Буреинского массива с юга на север выделяются Южно-Приморская, Даубихинская и Алчанская зоны и Ванданский антиклинорий, характеризующиеся редуцированными разрезами геосинклинального комплекса. Для наших целей достаточно остановиться на характеристике формаций и структурных несогласий по первым трем — главным структурным элементам системы. Особенности вещественного состава и структуры позволяют выделить в составе мезозойского геосинклинального комплекса (структурного этажа) следующие подэтажи: верхнетриасовый-нижне-среднеюрский, верхнеюрский-валанжинский, готерив (?)-альбский и сеноман-нижнесенонский. Выше следует верхнесенонский-палеогеновый орогенный структурный этаж. Нижняя возрастная граница его спускается в южной части Сихотэ-Алиня до верхов турона («Геология СССР», 1969) и в юго-западной части (Сучано-Дадяньшаньская и прилегающие зоны) до низов готерива.

Верхнетриасовый — нижне-среднеюрский подэтаж

В районах Амуро-Уссурийского синклинория, примыкающих к его северо-западной окраине (бассейн р. Амгуни), в основании комплекса развита конгломератово-песчаниковая формация (мерекская свита) мощностью около 650 м, несогласно перекрывающая верхнепалеозойские образования (Хохлов, 1966). В более удаленных от обрамления частях прогиба на том же стратиграфическом уровне и выше по разрезу она сменяется вулканогенно-кремнистой формацией позднетриасового-раннеюрского возраста, по-видимому, охватывающей всю обширную территорию Амуро-Уссурийского прогиба и сливающейся с аналогичной формацией Восточного синклинория. В хр. Хехцир (к югу от Хабаровска) она представлена краснореченской свитой мощностью до 2400 м, сложенной чередованием кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, песчаников, туфов основного состава, спилитов и диабазовых порфиритов. Более высокие горизонты формации, относящиеся к первой половине лейаса, обнажаются в среднем течении Амура — это киселевская свита мощностью до 2000 м. Таким образом, суммарная мощность формации, по-видимому, превышает 5000 м.

Выше по стратиграфическому разрезу вулканогенно-кремнистая формация сменяется песчано-сланцевой. На их границе возможны местные перерывы в осадконакоплении (Сибирякова, Худолей, 1966). Песчаниково-сланцевая формация (будюрская, хурбинская и ульбинская свиты) характеризуется направленным изменением состава пород вверх по разрезу. Нижняя часть формации — в основном разнозернистые полимиктовые и аркозовые песчаники с редкими прослоями полосчатых темно-серых алевролитов и гравелитов. В верхней части переслаивающиеся песчаники и алевролиты содержат горизонты кремнистых пород и спилитов («Геология СССР», 1966).

Близкий разрез устанавливается в пределах Восточного синклинория. В его краевых частях и на смежных геоантиклинальных поднятиях (Главный Сихотэ-Алиньский антиклинорий. Прибрежный антиклинорий) в основании разреза залегают песчаниковая и песчано-сланцевая формации мощностью в Сандагоу-Окраинской зоне около 900 м и в Кавалеровском районе (силинская свита) до 1100 м. По латерали в центральных частях синклинория, а также вверх по разрезу они замещаются вулканогенно-кремнистой формацией (джаурская и сангинская свиты) позднетриасового—раннеюрского возраста мощностью до 3100 м. В нижней части формации

преобладают эффузивы спилитового и диабазового состава, их туфы, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы и линзы известняков. В верхней части (сангинская свита) увеличивается количество терригенных пород — алевролитов, песчаников с линзами конгломератов. Таким образом осуществляется переход к вышележащей песчано-сланцевой формации среднеюрского возраста (хунгарийская свита). На подстилающих образованиях она залегает согласно, хотя в основании ее вероятны локальные размывы (Сибирякова, Худолей, 1966). Песчано-сланцевая формация сложена алевролитами и глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников и имеет мощность около 2000 м. В пределах Главного антиклинория ей соответствует спорадически развитая среднеюрская конгломерато-песчаниковая толща с прослоями основных эффузивов мощностью до 300 м (сидаевская свита бассейна р. Нотто), несогласно перекрывающая карбон-пермские отложения.

Верхнеюрско-валанжинский подэтаж

Более сложное строение верхнеюрско-валанжинского структурного подэтажа обусловлено начавшейся дифференциацией геосинклинальных прогибов. Регрессия морского бассейна в келловее из южной части Восточного синклинория привела к размыву и несогласному залеганию отложений оксфорда и кимериджа на более древних мезозойских образованиях на севере Восточного синклинория, а в пределах Амуро-Уссурийского синклинория регионального перерыва в осадконакоплении, по-видимому, не было. В Нижнем Приамурье выделяется песчано-сланцевая формация (силинская и падалинская свиты) мощностью до 3000 м. Ее соотношения со среднеюрскими отложениями неясны. Лишь в районе северо-западных отрогов Северного Сихотэ-Алиня формация, обогащаясь прослоями конгломератов, налегает на среднюю юру с размывом. В юго-западной части синклинория — в его Бикинской зоне выделяется вулканогенно-кремнистая формация (кулухтинская свита), несогласно перекрывающая разновозрастные толщи. В ее составе преобладают кремнистые породы, порфириты и их туфы, встречаются прослои конгломератов, песчаников, алевролитов и известняков. Мощность формации около 2500 м («Геология СССР», 1969). В валанжине в центральных частях синклинория широкое развитие приобретает терригенная флишоидная формация (комсомольская серия) мощностью до 4000 м. По-видимому, она накапливалась в трогах, разделенных формировавшимися в это время геоантиклинальными поднятиями, создавшими системы островов («Атлас», 1968). В основании флишоидной формации Н. И. Поздняковым и В. К. Финяшиным («Геология СССР», 1966) встречены конгломераты. Погрубение осадков намечается в западной части синклинория — на междуречье Хуту-Аты, где в составе формации А. И. Савченко и др. установлены пачки мелкогалечных конгломератов мощностью до 400—800 м.

В пределах Восточного синклинория вслед за предполагаемым перерывом в осадконакоплении начиная с кимериджа и до конца валанжина развивается песчано-алевролитовая формация (осокинская и другие свиты). Ее мощность в осевых частях прогиба превышает 3000—3500 м. Граница формации определяется постепенно развивающимися к югу кимеридж-оксфордской и валанжинской трансгрессиями. Формация несогласно перекрывает среднеюрские образования и в основании содержит горизонты конгломератов. Резкое обогащение грубым обломочным материалом наблюдается в окраинных частях прогиба вблизи Главного и Прибрежного антиклинориев. В отдельных структурных зонах возможны перерывы и угловые несогласия внутри формации. Так, в Татибинском районе песчано-алевролитовая толща валанжина залегает с угловым несогласием на

подстилающих породах с базальными конгломератами в основании («Геология СССР», 1969). Аналогичные соотношения устанавливаются в Прибрежной зоне.

Перерыв и угловое несогласие внутри структурного подэтажа на границе верхней юры и валанжина устанавливается также в Сандагоу-Окраинном районе Главного антиклинория. Здесь в основании подэтажа на среднеюрских отложениях залегает вулканогенная формация (погаская свита), состоящая из переслаивающихся субщелочных базальтоидов, туфов и туфобрекчий мощностью до 400 м. Она несогласно перекрывается валанжинской песчано-алевролитовой формацией, представленной песчаниками и алевролитами, переслаивающимися с маломощными (10—20 м) пачками конгломератов. Мощность формации в бассейне р. Янмутьхоз около 1000 м и в бассейне рек Фудзин и Нотто около 500 м.

Готерив (?)-баррем-альбский подэтаж

Рубеж, отделяющий готерив (?)-баррем-альбский подэтаж от нижележащих образований валанжина, является одним из наиболее существенных в развитии Сихотэ-Алиньской геосинклинали. С ним связана регрессия моря и региональный перерыв в осадконакоплении, складчатость, внедрение хунгарийской серии гранитоидов. По данным Э. П. Изоха (1967), образование гранитоидов должно быть отнесено к готериву. Они прорывают верхнюю юру — валанжин, не имеют активных контактов с образованиями баррем-альба и встречаются в гальке уже в верхнемеловых отложениях.

Новое погружение во второй половине готерива или в начале баррема охватило лишь часть ранее существовавшей геосинклинали. Оно носило дифференцированный характер и сопровождалось образованием сравнительно узких трогов в осевых частях Амуро-Уссурийского и Восточного синклинориев, разделенных резко выраженным поднятием Главного антиклинория.

В Амуро-Уссурийском синклинории описываемый подэтаж сложен морской вулканогенно-терригенной формацией (уктурская и холдоминская свиты). Она характеризуется сложным сочетанием вулканогенных пород (лавы, туфы) андезитового и дацитового состава, чередующихся с пластами алевролитов и глинистых сланцев. В южной части синклинального прогиба (Нижне-Бикинский район), а также вдоль его северо-западного ограничения (левобережье Амура) в составе формации резко увеличивается количество обломочного материала; отложения приобретают облик грубых вулканогенных моласс. По данным Е. Б. Бельтенева и его соавторов («Геология СССР», 1966), в шовном геосинклинальном прогибе, заложившемся в барреме вдоль западной окраины Центрального Сихотэ-Алиньского поднятия, нижняя часть разреза сложена грубообломочной толщей, средняя — терригенно-кремнистой и верхняя — ритмично чередующимися песчаниками и алевролитами. Суммарная мощность отложений в наиболее погруженной части трога (Вяземский район) не менее 8000 м. Если эта цифра и преувеличена, то во всяком случае она подчеркивает резкую контрастность тектонических движений в готерив-альбскую эпоху развития геосинклинали.

В отличие от Амуро-Уссурийского синклинория, где широко развиты фациально не выдержанные вулканогенно-терригенные толщи и лишь в верхних частях разреза намечается переход к флишоидным образованиям, в зоне Восточного синклинория готерив-альбский подэтаж сложен в основном флишоидной формацией (уктурская и анпхезская свиты). В западной части синклинория она характеризуется ритмично чередующимися песчаниками и алевролитами. В центральной и восточной частях

увеличивается количество конгломератов и в составе ритмов присутствуют гравелиты. Мощность формации достигает 2500 м на западе синклинория и 4000 м в его восточной части (бассейн р. Тетюхе), причем низы разреза в этом районе представлены двухкомпонентным флишем («Геология СССР», 1969). В северных частях синклинория (бассейн Кема и далее на север) в составе формации присутствуют вулканогенные образования (туфы, лавы) андезитового состава.

Флишоидная формация ложится после перерыва с базальными конгломератами в основании на отложения валанжина. Однако угловое несогласие между ними устанавливается далеко не всегда и, очевидно, связано с локальными зонами постваланжинских дислокаций.

В прибрежной антиклинальной зоне флишоидная формация сменяется континентальной грубообломочной формацией, состоящей из переслаивающихся конгломератов, песчаников и реже алевролитов мощностью до 600 м.

Сеноман-турон-нижнесенонский подэтаж

В Амуро-Уссурийском синклинории подэтаж сложен следующим вертикальным рядом формаций. В основании подэтажа залегает конгломерато-песчано-сланцевая формация (ларгасинская свита), состоящая из конгломератов, сменяющихся мощными, иногда флишоидно рассланцованными, пачками песчаников, алевролитов и аспидных сланцев с морской фауной. Суммарная мощность формации около 1800 м. На севере Сихотэ-Алиня отмечается ее несогласное налегание на уктурскую свиту предшествующего подэтажа. Выше с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании залегает конгломерато-песчано-алевролитовая формация (нижнеудоминская подсвита). Вслед за конгломератами, тяготеющими к ее основанию, располагается толща грубозернистых и среднезернистых песчаников, в свою очередь сменяющихся флишоидным переслаиванием песчаников и алевролитов. Верхняя часть подэтажа сложена туфопесчаниковой формацией (верхнеудоминская подсвита). Она согласно налегает на нижележащие породы и сложена полимиктовыми песчаниками, в значительной мере туфогенными, чередующимися с туфами порфиритов. Местами в составе формации (правый берег Амура к востоку от пос. Шелехово) преобладают конгломераты, встречаются прослои углей и пластовые тела эффузивов. Мощность формации оценивается от 800 до 1000 м.

В южной — приморской части Восточного синклинория распространена туфоконгломерато-песчаниковая формация мощностью в бассейне р. Самарги до 2500 м и в бассейне р. Бнамо около 1500 м. Она представлена внизу песчаниками с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов и в верхах — переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, туфогенными алевролитами и туфами порфиритов. По стратиграфическому положению и остаткам фауны она коррелируется с ларгасинской свитой и нижнеудоминской подсвитой Амуро-Уссурийского синклинория («Геология СССР», 1969), т. е. с конгломерато-песчано-сланцевой и конгломерато-песчано-алевролитовой формациями.

В зоне Главного антиклинория морским туфо-терригенным образованиям синклинальных зон соответствуют континентальные грубообломочные, частично туфогенные образования, развитые на ограниченных площадях в бассейнах р. Сандагоу и Селенча. По-видимому, их следует рассматривать как типичную континентальную молассу. Вулканогенные и туфогенно-осадочные преимущественно континентальные породы моласcового облика широко распространены и в прибрежной антиклинальной зоне.

Образованием туфоконгломерато-песчаниковой формации сеномантурона и нижнего сенона, которая может рассматриваться в качестве нижней морской молассы, накапливающейся в постепенно сужающихся остаточных прогибах, закончилось формирование мезозойского геосинклинального структурного этажа. Вслед за энергично проявившейся завершающей складчатостью, относимой большинством исследователей ко второй половине сенона, происходит общее поднятие геосинклипали, оживление систем глубинных разломов, создание сводово-блоковой структуры, внедрение гранитоидных интрузий нижнеамурского и других комплексов (Изох, 1967) и накопление в зонах обрушений мощных субаэральных вулканогенных толщ преимущественно липаритового и в меньшей мере андезитового и андезит-базальтового состава, представляющих собой вместе с грубообломочными и угленосными формациями межгорных прогибов и грабенов палеогена типичную континентальную молассу.

Орогенный структурный этаж Сихотэ-Алиня характеризуется широким развитием брахиформных складчатых структур, созданных в процессе общего сводового поднятия региона и активных блоковых движений.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ СИХОТЭ-АЛИНЯ

В развитии Сихотэ-Алиня намечается три наиболее крупных этапа. Первый охватывает время от позднего триаса до валанжина включительно и характеризуется общим, весьма активным погружением крупных геосинклинальных прогибов при относительно стабильном состоянии (слабое поднятие или вовлечение в слабое прогибание Центрального антиклинального поднятия (Главный антиклинорий). Погружение сопровождается широким проявлением базальтоидного (спилитового) вулканизма и образованием вулканогенно-кремнистой и кремнисто-терригенной групп формаций, постепенно вытесняемых вверх по разрезу, а также к бортам прогибов формациями терригенных конгломерато-песчано-сланцевых групп. Лишь в поздней юре и особенно валанжине происходит более или менее существенная дифференциация геосинклинальных прогибов и образование первой генерации флишевых трогов. Разделяющие их внутренние геоантиклинальные поднятия создают в это время системы геоморфологически выраженных островных гряд («Атлас», 1968). Складчатые дислокации первого этапа (конец средней или начало поздней юры) на границе поздней юры и валанжина и, возможно, в середине лейаса локализовались главным образом в прибортовых частях геосинклинальных прогибов. Формирование местных перерывов и несогласий существенно не влияло на общий ход длительных нисходящих движений.

Первый этап заканчивается общим поднятием территории в готериве. Оно сопровождается регрессией моря, региональным перерывом в осадконакоплении, проявлением складчатости, однако вновь фиксирующейся главным образом на окраинах геосинклинальной системы и на стыках структурно-формационных зон. Происходит внедрение сложного комплекса интрузий (хунгарийская серия) гипербазитов, габбро и высокоглиноземистых гранитов (Изох, 1967).

Второй крупный этап, длящийся от готерива до раннего сенона включительно, может быть охарактеризован как время контрастных, резко дифференцированных тектонических движений, в процессе которых вслед за частичной регенерацией ранее существовавших геосинклипальных прогибов постепенно сокращаются их площади. Базальтоидный вулканизм, присущий ранней стадии развития, сменяется андезитовым и андезито-дацитовым. Формации флишоидного типа по латерали и вверх по

разрезу замещаются туфоконгломерато-песчаниковыми формациями, которые могут рассматриваться в качестве нижней морской молассы. В пределах постепенно разрастающихся наиболее крупных геоантиклинальных поднятий (Главный и Прибрежный антиклинории) начинают развиваться континентальные вулканогенные и грубообломочные молассы. Усиление складчатых процессов, фиксируемых локальными несогласиями в конце альба и начале турона, завершается общей складчатостью в середине — второй половине сенона.

Третий, протоорогенный этап охватывает период от второй половины сенона до палеогена включительно. Вслед за складчатостью, завершившей геосинклинальный процесс, формируется обширное сводово-блоковое поднятие, опоясанное грандиозным овалом вулканических поясов («Геология СССР», 1969). В начале этапа в осевых частях синклинальных структур еще продолжают существовать унаследованные от предшествующей стадии прогибы, в которых, однако, накапливаются континентальные, в значительной мере грубообломочные и вулканогенные молассы (больбинская свита низовьев Амура), дислоцированные в общем плане с нижележащим геосинклинальным структурным этажом. В дальнейшем все большее развитие получают деструктивные по отношению к линейной складчатой структуре сводово-блоковые дислокации, создающие системы наложенных орогенных прогибов и грабенов. Выполняющие их молассы имеют брахиформную складчатую структуру, рассеченную многочисленными системами разломов. Орогенез сопровождался многократным внедрением гранитоидов, среди которых для Северного Сихотэ-Алиня Э. П. Изохом выделены Нижне-Амурская серия среднесенонского возраста, Бачелазская, Верхне-Удоминская и Мяо-Чанская серии сенон-датского и датско-палеоценового возраста и Прибрежная серия палеогенового возраста. Преимущественно натровая специализация Нижне-Амурской интрузивной серии сменяется калиевой специализацией последующих интрузивных образований. Наконец, Прибрежная серия характеризуется повышенной щелочностью, сближающей ее с гранитоидными интрузиями «активизированных платформенных» областей.

По составу формаций и типу созданной в это время структуры, активному гранитоидному магматизму, образованию протяженных вулканических поясов и перемежающихся с ними межгорных впадин с выполняющей их терригенной и угленосной молассой позднесенонский-палеогеновый этап развития Сихотэ-Алиня весьма напоминает развитие дейтероорогенных структур в восточной части Центрально-Азиатского пояса. Однако, как будет видно из дальнейшего изложения, он асинхронен и запаздывает на несколько периодов по отношению к дейтероорогенезу на востоке Азии. Активному поднятию, создавшему в конце мела и палеогене горное сооружение Сихотэ-Алиня, на смежных территориях Центральной Азии соответствует стадия нисходящего рельефа, пенепленизации ранее существовавших горных областей и затягивание обширных территорий палеозойского складчатого пояса платформенным чехлом.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА

В одной из предшествующих статей настоящего сборника В. Д. Ермиковым была дана характеристика мезозойского дейтероорогенного структурного этажа в восточной части Центрально-Азиатского пояса, включая Центральное и Восточное Забайкалье, прилегающие районы Монгольской Народной Республики и Становой хребет. Используя приведенные в этой статье материалы по структурно-формационным комплексам, магматизму

и перерывам в осадконакоплении, можно наметить следующие общие особенности структуры пояса и основные этапы его развития.

Сложно построенный мезозойский орогенный комплекс имеет возраст от позднего триаса до раннего мела включительно. Не исключено, что в отдельных структурно-формационных зонах он сливается с герцинскими орогенными образованиями раннего-среднего триаса и пермо-триаса. Верхняя граница комплекса также не изохронна. В частности, определение ее возраста осложняется тем, что в западных районах (Западное Забайкалье, прилегающие территории МНР), вслед за завершившимся в барреме (в Средне-Гобийской депрессии, по В. Ф. Шувалову, 1970, в альбе) погружением межгорных впадин и накоплением угленосной песчано-глинистой молассы, по-видимому, должен быть выделен этап пенепленизации и образования кор выветривания. Но уже в апт-альбе или на границе альба с сеноманом (Боголепов, 1967; Соловьев, 1968; Любалин, 1970) он был прерван вновь усилившимися тектоническими движениями. Эта «фаза» активизации проявилась на чрезвычайно широкой площади от Сихотэ-Алиня, где, как мы видели, намечается предсеноманская складчатость, до Западно-Сибирской плиты, на окраинных частях которой в это время происходит омоложение рельефа и частичная структурная перестройка. В это время в восточной части Центрально-Азиатского пояса формировались системы сдвиго-надвигов и приразломных складок в бортах впадин, которые в связи с этим нередко приобретают форму рампа. В тех же приразломных зонах образуются своеобразные валунно-галечные конгломерато-брекчии и фангломераты. К этому же отрезку времени относится и кратковременное проявление щелочного базальтоидного вулканизма (Розинов, 1964; Соловьев, 1968; и др).

Тем не менее, независимо от трудностей в определении верхней границы орогенного структурного этажа, на большей части территории он, очевидно, не выходит за пределы нижнего мела. В структуре вышележащего платформенного этажа, нижние горизонты которого в Южной и Юго-Восточной Монголии имеют сеноманский (Маринов, 1967; Шувалов, 1970) или верхнеальб-сеноманский (Мартинсон и др., 1969) возраст, господствуют плащеобразные осадочные покровы, залегающие с перерывом и существенным угловым несогласием на линзообразных телах молассоидных осадочных и осадочно-вулканогенных формаций, заполняющих прогибы и впадины.

Орогенный структурный этаж подразделяется на четыре подэтажа. Они отличаются друг от друга формой и пространственным расположением геологических тел, их вещественным составом и в том числе соотношениями между вулканогенными и осадочными образованиями, степенью дислоцированности и метаморфизмом.

В позднем триасе и первой половине лейаса на относительно узкой территории — в Северо-Восточной Монголии, Западном Забайкалье и на Витимском плоскогорье—энергично проявилась вулканическая деятельность. Общее поднятие сопровождалось крупными блоковыми просадками и образованием мощных толщ лав и пирокластов нормального щелочноземельного (базальт-андезит-липаритовая формация) и щелочного (трахит-трахилипаритовая формация) состава. Осадочные породы имеют ограниченное распространение и представлены грубой песчано-конгломератовой молассой в Северной Монголии (Грецкая, Моссаковский, 1969), небольшими линзами песчаников и сланцев среди вулканитов в Западном Забайкалье. Широко распространены интрузии габбро-диорит-гранитовой формации — крупные батолитоидные и трещинные тела, а в Забайкалье, кроме того, вулкано-плутоны щелочных гранитоидов.

Раннемезозойский орогенез в Центральном Забайкалье и Олекминском Становике выражался в формировании крупных массивов габбро-диорит-гранитовой формации.

В раннем лейасе отложения были интенсивно дислоцированы. Дислокации носили резко выраженный блоковый характер с перекосом отдельных глыб, образованием крутых моноклиналей и брахиформных складок северо-восточного простирания.

При формировании следующего, нижне-среднеюрского подэтажа в общее резко дифференцированное поднятие после некоторого перерыва вовлекается остальная территория Монголии и Прибайкалье. Наряду с образованием контрастного горного рельефа намечается более четкая локализация систем приразломных прогибов и сложно построенных грабенов, чаще всего дискордантных по отношению к раннемезозойским вулканическим блокам и полям.

По-прежнему мощная вулканическая деятельность проявляется в Западном Забайкалье и Северо-Восточной Монголии, создавая крупные тела трахибазальтовой формации. Значительно более широкое распространение приобретают осадочные породы, представленные грубой конгломератовой и песчано-конгломератовой молассой (Забайкалье и Прибайкалье). В Юго-Восточной Монголии и Центральном Забайкалье в это же время сформировалась осадочно-вулканогенная моласса, в которой терригенные и вулканогенные породы чередуются в различных сочетаниях. Лишь в верхней части подэтажа в Монголии и Западном Забайкалье встречается песчано-сланцевая угленосная формация, что свидетельствует об относительном выравнивании горного рельефа (Маринов, 1967; Николаева, Шувалов, 1966, 1969; и др.). Интрузивный магматизм этого времени выразился в основном в формировании субвулканических и дайковых тел субщелочного состава.

На границе средней и поздней юры устанавливается новая перестройка структурного плана. Она не очень значительна в Западном Забайкалье и Прибайкалье и весьма существенна на остальной территории.

Неравномерно проявилась и складчатость. Для всей территории она носит по-прежнему блоковый и брахиформный характер, но наибольшей интенсивности достигает в Центральном Забайкалье, где к концу средней юры окончательно оформилась глыбовая зона Южно-Даурского свода.

Формирование верхнеюрско-нижнемелового подэтажа на всей территории восточной части Центрально-Азиатского пояса началось с активизации зон разломов, трещинных излияний лав щелочного базальт-андезит-липаритового состава и заложения новых, значительно более разветвленных систем приразломных впадин и прогибов. Для этого этапа характерна особенно тесная связь интрузивного и эффузивного магматизма и образование в межвпадинных пространствах крупных массивов вулкано-плутонических комплексов щелочного и субщелочного состава. Процесс интенсивного горообразования, начавшийся в поздней юре, с валанжина начинает постепенно затухать, особенно на западе территории, где вулканогенные формации постепенно сменяются песчано-сланцевой угленосной. На юге и востоке Монголии отдельные приразломные прогибы и грабены в результате дальнейшего погружения начинают сливаться в обширные депрессионные зоны (Восточно-Гобийская, Чойбалсанская и др.; Маринов, 1967). В Олекминском Становике и Приамурье формируется грубообломочная терригенно-вулканогенная моласса. Повсеместно этап заканчивается блоковыми движениями с образованием пологих моноклиналей и крупных брахискладок. Апт-альбский подэтаж на большей территории формировался в результате кратковременной активизации тектонических движений, по-видимому, сопровождавшейся сменой растяжения сжатием. Формируются сдвиги и надвиги, наиболее четко фиксирующиеся в бортах приразломных депрессий, вблизи надвиговых зон образуется грубообломочная конгломератовая формация. Породы более древнего подэтажа подверглись интенсивной приразломной складчатости.

В эту эпоху внедряется комплекс нижнемеловых малых интрузий и субвулканических тел, связанных со щелочной базальтовой магмой (Розинов, 1964).

В позднем мелу — палеогене в восточной части Центрально-Азиатского пояса устанавливается платформенный режим. В ряде районов, главным образом по окраинам пояса, формируется осадочный чехол. Особенно широко он распространен в Южной Монголии (Гобийская плита), Северо-Восточном Китае (плита Сунляо) и Верхнем Приамурье (Зее-Буреинская плита). На остальной территории слабое поднятие сопровождается образованием кор выветривания и продуктов их размыва. Полностью прекращается вулканизм. Лишь на восточном окончании Станового хребта и в Джугджуре — в районах, тяготеющих к возникающему в это время горному поясу Сихотэ-Алиня, проявляется гранитоидный магматизм (Красный, 1960). Поднятия и внедрения малых интрузий щелочных пород устанавливаются и на Алданском щите, хотя в предшествующие эпохи (главным образом в юре) он испытывал нисходящие движения и, вероятно, входил в состав Лено-Вилюйской плиты (Боголепов, 1967).

В зависимости от положения климатических зон верхнемеловой-палеогеновый чехол представлен глинистой лигнитоносной формацией в Центральном Забайкалье, Сунляо и Зее-Буреинской депрессии (цагаянская серия) и красноцветной, терригенной, местами карбонатной и гипсоносной формацией в аридных зонах юга Монголии. Плащеобразные покровы верхнего структурного этажа залегают практически горизонтально. Они дислоцированы, иногда разорваны и приподняты на разную высоту только в зонах активных тектонических движений, связанных с последующим неоген-четвертичным дейтероорогенезом, деформировавшим палеогеновую поверхность выравнивания. В частности, в Юго-Восточной Монголии следующая генерация неоген-четвертичных межгорных впадин оказывается вложенной в чехольные образования позднемелового-палеогенового возраста.

О СООТНОШЕНИЯХ В РАЗВИТИИ СИХОТЭ-АЛИНЯ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА

Сравнение одновозрастных структурно-вещественных ассоциаций, времени важнейших перерывов в осадконакоплении, структурных перестроек и фаз складчатости, проявлений гранитного магматизма (см. приложение 7) позволяет прийти к следующим выводам.

В позднем триасе, ранней и средней юре общему, наибольшему по амплитуде, но слабо дифференцированному погружению Сихотэ-Алиньской геосинклинали, сопровождавшемуся базальтоидным вулканизмом и образованием относительно глубоководных спилито-кремнистых и сланцевых формаций, соответствовало весьма энергичное и резко дифференцированное (за счет обрушения отдельных блоков) поднятие восточной части Центрально-Азиатского пояса с внедрением крупных гранитных плутонов и наземным вулканизмом.

Позднеюрской и раннемеловой эпохе частичной инверсии геосинклинали, но в целом продолжающихся, хотя и резко дифференцированных опусканий с образованием флишоидных и вулканогенных формаций андезитового и дацитового состава соответствовало дальнейшее поднятие дейтероорогенного пояса, но с постепенным уменьшением контрастности его структурных элементов и замещением вулканогенных и грубообломочных преимущественно конгломератовых формаций угленосными. Наконец, в позднем мелу и палеогене завершению геосинклинальной стадии в Сихоте-Алине и образованию протоорогенной структуры с накоп-

лением континентальных вулканогенных и грубообломочных моласс и внедрением мощных интрузий гранитоидов соответствовало установление платформенного режима в Центрально-Азиатском поясе, начавшем затягиваться осадочным чехлом.

Таким образом, в развитии сопряженных, тектонически подвижных областей — геосинклинали и активизированного древнего складчатого пояса — устанавливаются противоположные тенденции. Эти тенденции становятся особенно ясными при сравнении общей направленности в развитии рельефа. Нисходящей стадии образования морфоструктуры в геосинклинали соответствовала восходящая стадия образования предельно контрастных морфоструктур в складчатом поясе. Наоборот, восходящей стадии образования контрастного горного и горно-вулканического рельефа в завершавшей свое развитие геосинклинали соответствовала нисходящая стадия развития рельефа складчатого пояса с образованием обширных денудационных и аккумулятивных равнин.

Эти две крайние по своей противоположной направленности стадии были разделены промежуточной стадией, в течение которой нарастанию контрастности подводного и начавшегося формироваться наземного — островного рельефа геосинклинали соответствовало постепенное прерывистое уменьшение контрастности рельефа в области повторного горообразования.

Однако полного совпадения во времени между установленными стадиями не было. Их границы зачастую асинхронны, и в этом кроется чрезвычайно важное, на наш взгляд, явление. Даже крупные фазы складчатости, или важнейшие для одной из областей эпохи структурной перестройки, не всегда проявляются в другой. Иными словами, изменение полей напряжения в одной из сопряженных динамических систем может не сопровождаться подобными же изменениями в другой. Особенно характерно, что весьма интенсивная складчатость, завершившая в середине — второй половине сенона геосинклинальный процесс в Сихотэ-Алине, даже если предположить, что она растягивалась во времени от конца турона до маастрихта включительно, ни в коей мере не отразилась на формировании структуры Центрально-Азиатского пояса. То же можно сказать и о второй, очень существенной для Сихотэ-Алиня готеривской или предбарремской эпохе регионального поднятия и складчатости. В структуре пояса, в пределах которого в это время происходило непрерывное, начавшееся еще в поздней юре и валанжине формирование угленосных молассоидных формаций, она не проявилась. Исключение, быть может, составляли отдельные районы Верхнего Приамурья и Олекминского Становика, где в готериве угленакопление прервалось наземным вулканизмом.

В противоположность этому важнейшие для восточной части Центрально-Азиатского пояса эпохи структурных перестроек, происходившие в первой половине лейаса, на границе средней и поздней юры и в конце раннего — начале позднего мела, удовлетворительно коррелируются с второстепенными для Сихотэ-Алиня фазами складчатости. В его структуре они выражаются местными несогласиями, главным образом в зонах разломов в бортах положительных структурных форм. В данном случае скорее можно предполагать «резонансный» характер геосинклинальных структурных форм по отношению к дейтероорогенным, а не наоборот.

Из указанных соотношений вытекает асинхронность возрастных границ структурных этажей (в Сихотэ-Алине вторая половина сенона, в Центрально-Азиатском поясе конец альба — начало сеномана) и совпадение в обеих областях некоторых поверхностей несогласий и перерывов (в нижней юре, на границе верхней и средней юры), разделяющих структурные подэтажи.

Различия в общей направленности вертикальных тектонических движений, а речь в данном случае идет в первую очередь о них, подчеркиваются общей закономерностью проявлений гранитного магматизма. В восточной части Центрально-Азиатского пояса наиболее крупные интрузии гранитов по времени тяготеют к нижним структурным подэтажам. Постепенно объемы формирующихся гранитных масс уменьшаются, и их внедрение полностью прекращается к концу раннего мела. В противоположность этому в Сихотэ-Алине наиболее интенсивный гранитный магматизм тяготеет ко времени образования верхнего структурного этажа — к стадии протоорогенеза. Первое заметное внедрение специфических высокоглиноземистых гранитоидов происходит в раннемеловую эпоху, т. е. по времени более или менее совпадает с заключительной стадией гранитообразования в Центрально-Азиатском поясе.

Приведенные данные достаточно определенно свидетельствуют о самостоятельности развития двух смежных областей, принадлежащих в течение всего мезозоя к различным таксономическим категориям. Совместный анализ позволяет говорить лишь о сопряженности крупнейших положительных и отрицательных изгибов земной коры, вероятно, обусловленных взаимной подкоровой компенсацией весьма широкого плана. Интерес представляет и более или менее согласованная противоположная смена знаков вертикальных движений. Ее причины, очевидно, кроются в неизвестной для нас динамике подкоровых процессов. Однако изложенные данные не дают права предполагать, что активизация или дейтероорогенез на востоке Азии индуцируется геосинклинальным процессом и является всего-навсего его отражением. Взаимное влияние или пересечение полей напряжений в смежных динамических системах, по-видимому, наблюдалось на весьма ограниченных пространствах. В частности, резонансным, т. е. связанным с протоорогенезом в Сихотэ-Алине, возможно, следует считать позднемеловой гранитоидный магматизм Джугджура и восточной части Станового хребта, находящихся в непосредственной близости к возникавшим в это время эпигеосинклинальным сводово-блоковым поднятиям.

Следует напомнить, что аналогичные закономерности намечаются в развитии мезозойской геосинклинали Тетиса и сопряженного с ней западного отрезка Центрально-Азиатского пояса (Боголепов, 1968). Однако здесь имеют место более сложные сочетания структурных элементов, а их мезозойская история в большей степени маскируется крупными горизонтальными перемещениями и весьма активным кайнозойским орогенезом. Детальный анализ соотношений в развитии этих двух сегментов земной коры в настоящее время затруднителен в связи с недостаточной изученностью геологии Памиро-Гималайского отрезка Альпийского пояса и противоречиями в трактовке его тектонической природы.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас литолого-палеогеографических карт, т. 3, 1968.

Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. «Наука», 1967.

Боголепов К. В. О соотношениях тектонических движений в латеральных рядах одновозрастных геологических структур.— Докл. АН СССР, т. 180, № 6, 1968.

Боголепов К. В. Мезозойский тектогенез во внегеосинклинальных областях Евразии.— В кн. «Мезозойский тектогенез». Изд-во СВКНИИ СО АН СССР, 1969.

Геология СССР. Т. XIX. «Недра», 1966.

Геология СССР. Т. XXXII. «Недра», 1969.

Грецкая Т. А., Моссаковский А. А. Некоторые вопросы стратиграфии и структурных соотношений карбона и триаса на севере Центральной Монголии (междуречье Орхона и Толы).— Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1969.

Изох Э. П. и др. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. «Наука», 1967.
Красный Л. И. Юрские и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугджуре, Прибрежном и вопросы магматизма внескладчатых областей.— Изв. вузов, геол. и разведка, № 3, 1960.
Любалин В. П. Геологическое строение и основные этапы развития позднемезозойских впадин Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дисс., 1970.
Маринов Н. А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. «Недра», 1967.
Мартинсон Г. Г., Сочава А. В., Барсболд Р. О стратиграфическом расчленении верхнемеловых отложений Монголии.— Докл. АН СССР, т. 189, № 5, 1969.
Молчанова Т. В. Зоны глыбовых резонансно-тектонических структур периферии Тихоокеанского пояса.— Геотектоника, № 1, 1969.
Николаева Т. В., Шувалов В. Ф. Юрские отложения Юго-Восточного Хангая и прилегающих к нему районов Северной Гоби. Матер. по геол. Монгольской Народной Республики. «Недра», 1966.
Николаева Т. В. Шувалов В. Ф. Основные этапы осадконакопления и развития рельефа Центральной Монголии в мозозое и кайнозое.— Вести. ЛГУ, геол., географ., вып. 3, № 18, 1969.
Пущаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры.— Геотектоника, № 1, 1969.
Розинов М. И. Послениижнемеловой субвулканический комплекс Западного Забайкалья и связь с ним эпитермального флюоритового оруденения. Автореф. канд. дисс., 1964.
Сибирякова Л. В., Худолей К. М. Юрская система. Геология СССР, т. XXXII, «Недра». 1966.
Соловьев В. А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. «Наука», 1968.
Шувалов В. Ф. Стратиграфия континентального мезозоя и кайнозойская история геологического развития Центральной Монголии. Автореф. канд. дисс., 1970.
Хохлов Э. П. Триасовая система. Геология СССР, т. XXXII, «Недра», 1966.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5
К. В. Боголепов. О некоторых проблемах орогенеза 8
В. И. Троицкий. Мезозойская тектоника Средней Азии 18
Н. П. Башарина. Сравнительная тектоника и основные этапы развития мезозойских впадин Казахской складчатой области 66
К. В. Боголепов. Материалы по мезозойской тектонике Восточного Тянь-Шаня и прилегающих областей Джунгарии и Бейшаня 114
Н. П. Башарина. Юрские грабены и прогибы Алтае-Саянской складчатой области 149
М. С. Нагибина. Мезозойские структуры Восточной Монголии . . 169
В. Ф. Шувалов. Основные этапы развития мезозойских структур Центральной Монголии 175
В. Д. Ермиков. Тектоника мезозойского орогенного комплекса Хангай-Хэнтэй-Яблоново-Становой горной области 185
К. В. Боголепов, А. А. Врублевский, В. Д. Ермиков. О соотношениях в развитии Сихотэ-Алиньской геосинклинали и восточной части Центрально-Азиатского дейтероорогенного пояса 257

CONTENTS

Preface 5
K. V. Bogolepov. On some problems of Orogenesis 8
V. I. Troitsky. Mesozoic Tectonics of Middle Asia 18
N. P. Basharina. Comparative Tectonics and General Stages of Evolution of Mesozoic Depressions of Kazakh folded Zone 66
K. V. Bogolepov. Data on Mesozoic Tectonics of East Tyan-Shan and Adjacent Regions of Djungaria and Bayshan 114
N. P. Basharina. Jurassic Grabens and Depressions of Altai-Sayan folded Zone 149
M. S. Nagibina. Mesozoic Structures of East Mongolia 169
V. F. Shuvalov. Main Stages of Evolution of Mesozoic Structures of Central Mongolia 175
V. D. Ermikov. Tectonics of Mesozoic orogenic Complex of Khangay-Khentay-Yablon — Stanovian Mountain Region 185
K. V. Bogolepov, A. A. Vrublevsky, V. D. Ermikov. On Relations and Evolution of Sikhote-Alin Geocyncline and East Part Central Asia orogenic Belt. 257

УДК 551.240

О некоторых проблемах орогенеза. К. В. Боголепов. В сб. «Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии». Новосибирск, «Наука», 1973.

Орогенез понимается как тектонический процесс, деструктивный по отношению к геосинклинальным или платформенным структурам и приводящий к формированию горного сооружения с присущей ему совокупностью структурных форм (сводово-глыбовых поднятий и прогибов, разломов, горстов и грабенов), фиксирующихся в разрезе земной коры определенными наборами осадочных, вулканогенных и магматических формаций. Существование трех классов структур земной коры — геосинклинального, орогенного и платформенного, из которых ни один не может быть сведен к «классу пересечения» или к структурам «промежуточной» категории, вытекает из анализа строения осадочной оболочки континентального блока Земли, состоящей из трех соответствующих типов структурных этажей, чередующихся в различной последовательности. При определении орогенной структуры и ее разграничений со структурами геосинклинальными и платформенными необходимо учитывать не только вещественный состав, но и морфологию формационных тел, пространственные соотношения между комплексами осадочных и магматических образований. С этой точки зрения, краевые и предгорные прогибы должны рассматриваться как структурные элементы платформ. В статье подчеркивается, что выделение орогенов при палеотектонических реконструкциях и орогенных структурных этажей при анализе суммарной статической структуры важно не только с историко-геологической, но и с точки зрения металлогенических построений, так как с орогенезом в наибольшей мере связан коровый магматизм, обусловливающий мобилизацию и движение рудных растворов.

Библиогр. 19.

УДК 551.24+551.76(575)

Мезозойская тектоника Средней Азии. В. И. Троицкий. В сб. «Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии». Новосибирск, «Наука», 1973.

В мезозое во внегеосинклинальных областях Средней Азии выделяются две категории структур: плиты и дейтероорогены. Неоднократная смена тектонических режимов, усиление или ослабление процессов горообразования обусловили сложное зубчатое сопряжение между структурами. Орогенные режимы позднего триаса, ранней и средней юры, раннего мела, неогена-антропогена приводили к расширению площади дейтероорогенных поясов, поглощавших пограничные участки плит. Наоборот, равнинообразовательные стадии поздней юры, позднего мела и палеогена расширяли границы плиты.

Рисунков 1, карт 2, библиогр. 117.

УДК 551.24 (574)

Сравнительная тектоника и основные этапы развития мезозойских впадин Казахской складчатой области. Н. П. Башарина. В сб. «Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии». Новосибирск, «Наука», 1973.

Мезозойские впадины Центрального Казахстана заложились в разное время. Наиболее древними являются впадины, развитые на герцинском основании. Их развитие началось в позднем, а местами и в среднем триасе. На каледонском основании впадины начали формироваться только в юрское время. На территории герцинид известны Илийская, Алакольская, Кендерлыкская, Зайсанская, Курайлинская и др. На территории каледонид располагаются Карагандинская, Майкюбенская, Чуйская, Джезказганская и Тенгизская впадины.

Для этих впадин характерны следующие выполняющие их формации — пестроцветная каолинитовая позднего триаса, молассоидная угленосная позднего триаса — средней юры, известковисто-сланцевая поздней юры, пестроцветная каолинитовая раннего мела (?), углисто-глинистая сеноман-сантона, кварцевых песков и глин позднего мела, известковистая песчанисто-глинистая позднего мела (?), пестроцветная каолинитовая дат-эоцена и красноцветная песчано-глинистая гипсоносная дат-олигоцена.

Исходя из структурно-формационного анализа для мезозойского и третичного времени в Казахской складчатой области намечается три этапа развития: 1) выравнивание гетерогенных складчатых структур и развитие кор выветривания (T_2— T_3); 2) повторное горообразование (дейтероорогенез) с сопутствующими ему формированиями межгорных впадин (T_3^{2-3} — I_2); 3) образование раннемеловых кор выветривания с одновременным формированием прерывистого платформенного чехла.

В зависимости от взаимоотношений с палеозойским фундаментом впадины подразделяются на унаследованные и наложенные, по форме — изометричные и линейные, по количеству ограничивающих их разломов — на односторонние и двусторонние грабены и т. д. В результате выделяется 12 типов впадин, из которых в Казахстане присутствуют 7.

Рисунков 7, таблиц 6, библиогр. 118.

УДК 551.24+551.76(235.216—011)

Материалы по мезозойской тектонике Восточного Тянь-Шаня и прилегающих областей Джунгарии и Бейшаня. К. В. Боголепов. В сб. «Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии». Новосибирск, «Наука», 1973.

Обзор материалов по этому недостаточно освещенному в литературе региону Центральной Азии позволяет разделить мезозойские депрессионные структурные формы на ряд типов исходя из времени их заложения и стратиграфического объема формаций, а также учитывая морфологию впадин и их соотношения со структурами складчатого основания.

Разделение межгорных впадин по времени заложения позволяет установить резкую контрастность тектонических движений и их особенную активность в позднем триасе — начале юры и в конце поздней юры на ее границе с мелом. Анализ мощностей осадочных образований и состав формаций свидетельствует о большой мобильности Восточного Тянь-Шаня в течение почти всей мезозойской эры, за исключением, быть может, позднего мела, которая не соответствует представлениям о его платформенном развитии и позволяет рассматривать этот регион как часть Центрально-Азиатского орогенного пояса.

Рисунков 1, библиогр. 52.

УДК 551.24(571.1+571.5)

Юрские грабены и прогибы Алтае-Саянской складчатой области. Н. П. Башарина. В сб. «Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии». Новосибирск, «Наука», 1973.

Юрские образования Алтае-Саянской складчатой области имеют ограниченное распространение, выполняя разрозненные впадины. По структурному положению, взаимоотношениям со складчатым палеозойским фундаментом, составу выполняющих образований и их мощностям эти впадины подразделяются на два типа: 1) мульдообразные, приуроченные к Минусинскому, Кузнецкому и Центрально-Тувинскому средне-позднепалеозойским прогибам и наследующие как остаточные структурные формы последних, так и знаки движения; 2) приуроченные к зонам долгоживущих разломов (Главного Восточно-Саянского, Кузнецко-Алтайского и оперяющих их разрывных нарушений), представляющие собой узкие односторонние или двусторонние грабены, имеющие согласные с ограничивающими разломами простирания (Желсайский, Казанышский, Сайгонышский, Каргинский, Казыр-Кизирский, Окинский, Айнакский).

Для первого типа впадин характерны заложение в основном во второй половине — конце лейаса с образованием значительных полей юрского осадконакопления, впоследствие эродированных; сглаженные, изометричные очертания; слабое проявление разломной тектоники; фациальная выдержанность слоев на больших территориях и преобладание в разрезах мелко- и тонкообломочных осадков с мощными пластами угля.

Второму типу впадин присущи следующие черты: резко наложенный характер, приуроченность к разломам раннепалеозойского и докембрийского возраста, линейные формы, параллельные ограничивающим их разломам, близкие к современному распространению границы осадконакопления, преобладание в разрезах грубообломочного местного материала, слабая угленосность, значительная пликативная и дизъюнктивная деформация юрских слоев, развитие надвигов в основном в северных бортах грабенов.

Время проявления постседиментационной складчатости в Алтае-Саянской складчатой области, по-видимому, не выходило за пределы мезозоя, хотя, несомненно, в более позднюю альпийскую эпоху имело место оживление разломной тектоники с образованием надвигов с севера на юг.

Рисунков 4, таблиц 1, библиогр. 35.

УДК 551.240+551.76(517.3—011)

Мезозойские структуры Восточной Монголии. М. С. Нагибина. В сб. «Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии». Новосибирск, «Наука», 1973.

В статье дается описание мезозойских структур ревивации Восточной Монголии, с которыми связаны все главнейшие месторождения вольфрама, полиметаллов, флюорита. Автор приходит к выводу, что образование этих структур связано с самостоятельной мезозойской геотектонической эпохой, а не представляет собой завершение герцинского геосинклинального развития, как считалось ранее.

Рисунков 1, библиогр. 19.

УДК 551.24+551.76(517.3)

Основные этапы развития мезозойских структур Центральной Монголии. В. Ф. Шувалов. В сб. «Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии». Новосибирск, «Наука», 1973.

На основе новых материалов геологосъемочных и специальных стратиграфо-тектонических исследований в статье уточняются типы мезозойских структур Монголии и основные этапы развития. В Центрельной Монголии выделяются три мезозойских структурных яруса: нижне-среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой и верхнемеловой-эоценовый. Первые два структурных яруса отнесены к орогенным, а последний — к платформенному. Приводится описание структур этих ярусов. Поскольку мезозойские орогенные образования не завершают эпоху геосинклинального развития территории, а имеют резко наложенный характер по отношению к структурам основания, в том числе к орогенно-инверсионным структурам герцинского тектогенеза, и отделены от них значительным временным интервалом, считается наиболее удачным отнести их к классу «орогенно-активизационных». Структуры «ревивации» М. С. Нагибиной следует рассматривать как подтип структур активизации и относить к ним только структуры, сопровождающиеся интрузивным магматизмом.

Рисунков 3, библиогр. 17.

УДК 551.240+551.76(5—11)

Тектоника мезозойского орогенного комплекса Хангай-Хэнтэй-Яблоново-Становой горной области. В. Д. Ермаков. В сб. «Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии». Новосибирск, «Наука», 1973.

В восточной части Центрально-Азиатского горного пояса комплекс мезозойских орогенных образований наиболее полно представлен в Хангай-Хэнтэй-Яблоново-Становой горной области, которая как крупная орогенная структура сформировалась уже в позднем триасе и в течение всего мезозоя и кайнозоя сохранила неуклонную тенденцию к поднятию. Для этой области выделены мезозойские формации и рассмотрены их взаимоотношения. На этой основе проведен сравнительный анализ структуры области и мезозойских структур прилегающих территорий Центрально-Азиатского пояса. Выделены три структурных яруса — орогенный (T_3—Рд), геосинклинальный (T_3— J_3) и плитный ($Сч_3$— Рд). Орогенный ярус подразделен на пять подъярусов: верхнетриасовый-нижнеюрский, нижне-среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой, нижне-верхнемеловой и верхнемеловой-палеогеновый.

На основании их пространственного распространения восточная часть Центрально-Азиатского горного пояса подразделена на Селенгино-Витимо-Олекминскую, Гобийско-Керуленскую и Верхне-Амурскую структурные области. Селенгино-Витимо-Олекминская область подразделена на структурные зоны: Прибайкальскую, Витимскую, Становую и Селенгино-Ингодинскую. В последней выделены Хантай-Яблоновая и Хангай-Даурская подзоны.

Показано, что мезозойская структура по форме тел, составу формаций, характеру дислокаций и магматизму резко отличается от структуры фундамента и является наложенной. Унаследован только общий структурный план, подчиненный зонам глубинных разломов.

Рисунков 8, карт 1, библиогр. 195.

УДК 551.24+551.76(57)(5—012)

О соотношениях в развитии Сихотэ-Алиньской геосинклинали и восточной части Центрально-Азиатского дейтероорогенного пояса. К. В. Боголепов, А. А. Врублевский, В. Д. Ермиков. В сб. «Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии». Новосибирск, «Наука», 1973.

Вопрос о соотношениях в развитии орогенного пояса и ограничивающих его одновозрастных ему геосинклиналей и плит уже изучался К. В. Боголеповым в общем виде. Авторами на более детальном материале рассматриваются вопросы соотношения в развитии двух сопряженных тектонически различных элементов — геосинклинали Сихотэ-Алиня и примыкающего к ней с запада дейтероорогенного пояса. Работа основывалась на сравнительном анализе одновозрастных латеральных рядов геологических формаций и изучении морфологии и пространственного распространения формационных тел, установлении возрастных соотношений между поверхностями региональных несогласий.

В составе мезозойского геосинклинального комплекса Сихотэ-Алиня выделены следующие структурно-формационные комплексы: верхнетриасовый-нижне-среднеюрский, верхне-юрский-валанжинский, готерив (?)-альбский и сеноман-нижнесенонский. Дана характеристика вещественного состава и структуры каждого комплекса. На этой основе намечены три крупных этапа развития Сихотэ-Алиня. Первый — от позднего триаса до валанжина включительно — характеризуется общим, весьма активным погружением крупных геосинклинальных прогибов и заканчивается общим поднятием территории в готериве. Второй этап, длящийся от готерива до раннего сенона включительно, характеризуется контрастными, резко дифференцированными тектоническими движениями. Третий этап является уже протоорогенным и охватывает период от второй половины сенона до палеогена включительно.

Далее излагаются основные этапы развития восточной части Центрально-Азиатского пояса. Мезозойский орогенный комплекс имеет здесь возраст от позднего триаса до раннего мела и подразделяется на четыре подэтажа. В течение позднего мела — палеогена процесс орогенеза сменяется либо формированием плит, либо образованием в условиях стабильного тектонического режима кор выветривания.

Из сравнения этапов развития сопряженных таксономически различных крупных тектонических элементов — геосинклинали и области дейтероорогенеза — выясняются противоположные тенденции этого развития. Основные структурные перестройки в пределах геосинклинали не в коей мере не отражались на формировании структуры Центрально-Азиатского пояса, а важнейшие для пояса эпохи структурных перестроек удовлетворительно коррелируются лишь со второстепенными для Сихотэ-Алиня фазами складчатости. Это не дает права предполагать, что активизация или дейтероорогенез на востоке Азии индуцируется геосинклинальным процессом. Взаимное влияние рассмотренных крупных структурных элементов проявилось, по-видимому, в пределах весьма ограниченного пространства.

Карт 1; библиогр. 21.

Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии

Ответственный редактор
Константин Владимирович Боголепов

Редактор *И. П. Зайцева*
Художник *Е. Ф. Зайцев*
Художественный редактор *Э. С. Филонычева*
Технический редактор *А. В. Семкова*
Корректоры *Н. Н. Тясто, В. Е. Селянина.*

Сдано в набор 20 октября 1972 г. Подписано к печати 17 мая 1973 г. МН 00170. Бумага тип. № 2, ф-т 70×108¹/₁₆. 17,25 печ. л.+1 вкл.+7 вкладок. 24,1 усл. печ. л., 27,8 уч.-изд. л. Тираж 850 экз. Заказ № 897. Цена 3 р. 07 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская 18.
4-я типография изд-ва «Наука». 630077, Новосибирск, 77. Станиславского, 25.

Приложение 5. Карта мезозойских структурно-формационных комплексов восточной части Центрально-Азиатского горного пояса.

Дейтероорогенный комплекс: *1—3* — нижне-верхнемеловой подъярус. Формации: *1* — конгломератовая, *2* — трахибазальтовая; *3* $_{\delta}$ — щелочных гранитов. *4—11* — верхнеюрско-нижнемеловой подъярус. Формации: *4* — конгломерато-песчанико-сланцевая угленосная; *5* — терригенно-вулканогенная (вулканиты кислого и среднего состава); *6* — трахибазальтовая; *7* — на территории Забайкалья — трахиандезитовая, на территории МНР и КНР — вулканогенная формация пестрого состава неясного стратиграфического положения; *8* — трахиандезит-трахилипаритовая; *9* — пестроцветная песчанико-конгломератовая; *10* — гранодиорит-гранитовая на территории СССР, нерасчлененных гранитоидов на территории МНР и КНР; *11* — субщелочных гранитоидов. *12—16* — нижне-среднеюрский подъярус. Формации: *12* — песчанико-сланцевая угленосная; *13* — конгломерато-песчаниковая; *14* — трахибазальтовая; *15* — конгломератовая; *16* — субщелочная сиенит-гранитовая; *17—21* — триас-нижнеюрский подъярус. Формации: *17* — трахит-трахилипаритовая; *18* — на территории СССР базальт-андезит-липаритовая, МНР — вулканогенная пестрого состава; *19* — на территории Северной Монголии пестроцветная песчанико-конгломератовая, Восточной Монголии — терригенно-вулканогенная; *20* — щелочных гранитоидов; *21* — габбродиорит-гранитовая. Плитный комплекс: *22* — верхнемеловой-палеогеновый подъярус; *23* — нижне-верхнеюрский; *24* — формации нижне-среднеюрского подъяруса под чехлом верхнего мела — палеогена; *25—26* — формации верхнеюрско-нижнемелового подъяруса под чехлом верхнего мела — палеогена. Геосинклинальный комплекс: *27* — морские триасовые формации; *28* — морские юрские формации. Домезозойское основание: *29* — герцинские складчатые системы; *30* — каледонские складчатые системы; *31* — байкальские складчатые системы; *32—33* — дорифейские складчатые системы; *34* — долгоживущие глубинные разломы — структурные швы; *35* — разломы глубокого заложения, в большинстве своем мезозойские: *а)* сбросы и взбросы; *б)* надвиги.

25 0 50 100 150 км

Чуйский

Богдарин

Сковородино

Чита

Улан-Удэ

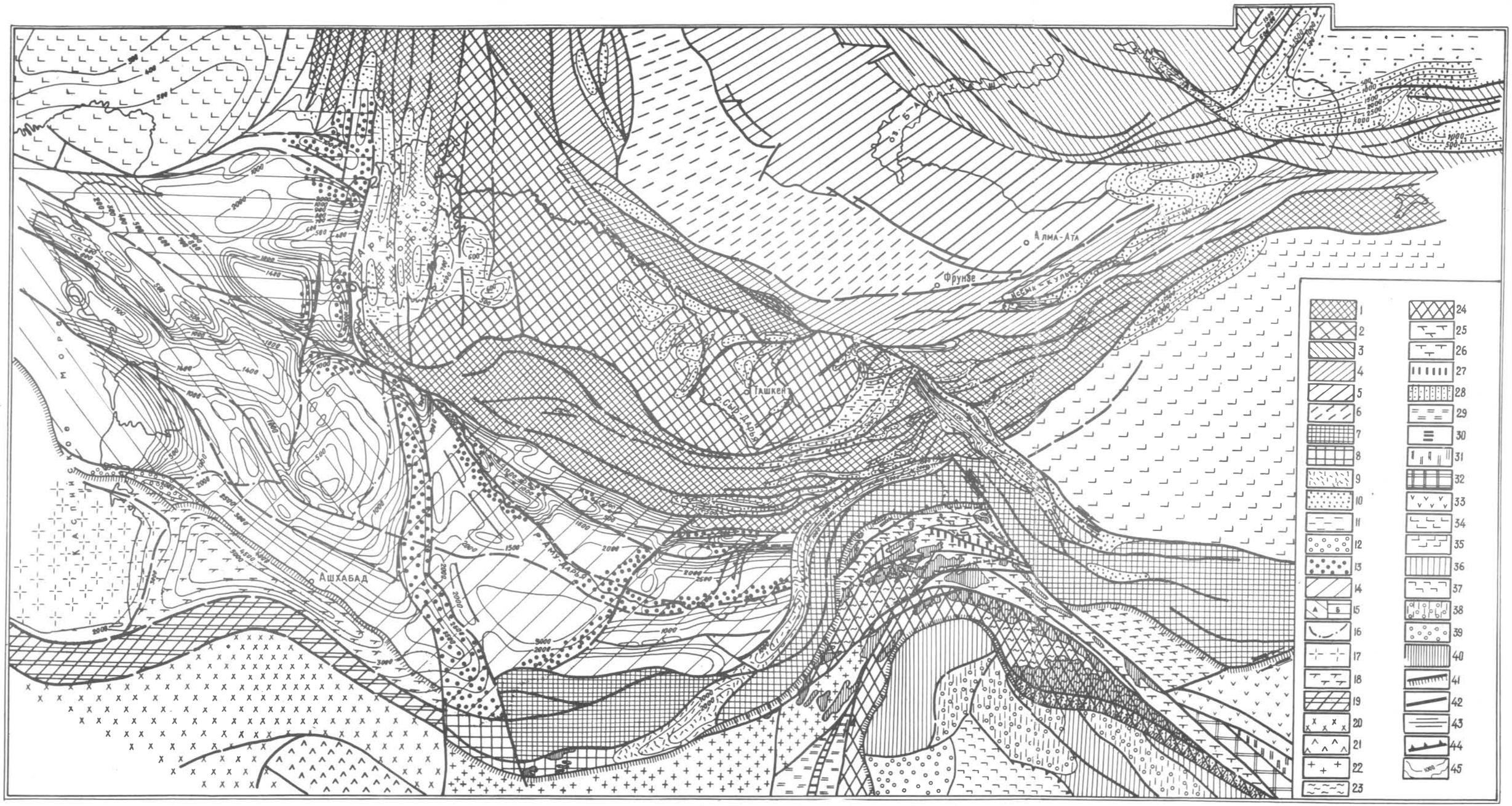
Кудсугул

Улан-Батор

Чойбалсан

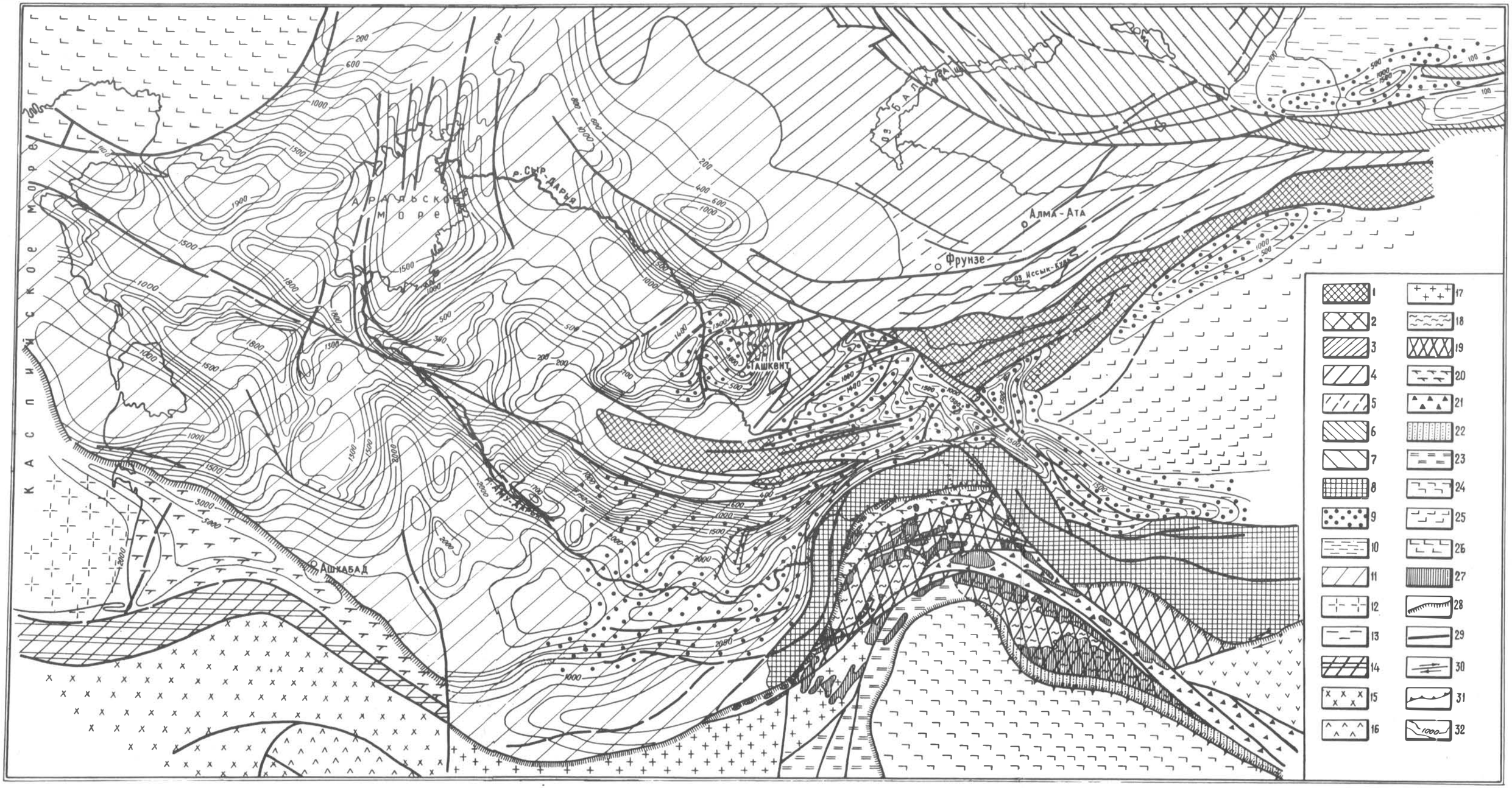
оз. Далайнор

1 2 3 4 5 6 7
8 9 10 11 12 13 14
15 16 17 18 19 20 21
22 23 24 25 26 27 28
29 30 31 32 33 34 35



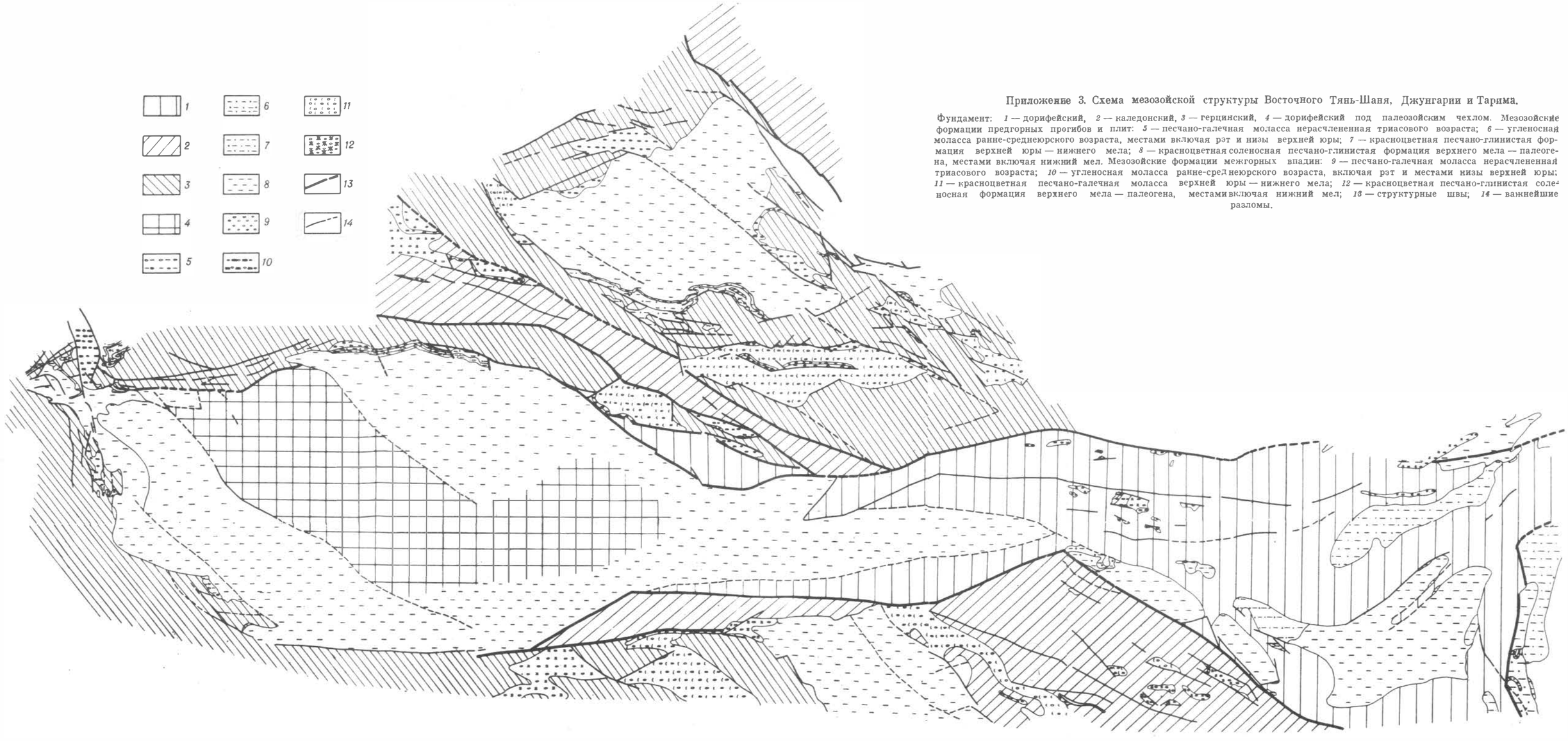
Приложение 1. Схема тектонического районирования Средней Азии в позднем триасе — юре.

1—6 — Урало-Тяньшаньский дейтероорогенный пояс (*1* — активизированные и *2* — стабилизированные сводовые поднятия Урала, Срединного и Южного Тянь-Шаня; *3* — активизированные сводовые поднятия Джунгаро-Балхашской области; *4—6* — сводовые поднятия Северного Тянь-Шаня — Центрального Казахстана: *4* — активизированные, *5—6* — стабилизированные в зонах развития складчатого основания (*5*) и дейтероорогенных эпикаледонских впадин (*6*); *7—9* — Памиро-Куэньлуньский дейтероорогенный пояс (*7* — активизированные поднятия; *8* — впадины с ослабленным осадконакоплением; *9* — вулканогенные прогибы); *10* — дейтероорогенные прогибы, выполненные молассой; *11* — участки прогибов, выведенные из седиментации или превратившиеся в плоские мульды в позднеюрское время; *12* — Большебалханский дейтероорогенный прогиб; *13* — дейтероорогенные прогибы в недрах Туранской плиты; *14—15* — Туранская плита (*14* — Амударьинский блок; *15* — Устюртский блок (*а* — Карабогазгольский и Центральнокаракумский выступы. Южно-Устюртская система поднятий и прогибов, *б* — Северо-Устюртская впадина); *16* — условная граница между Устюртским и Амударьинским блоками; *17—33* — Альпийский Каракорумский геосинклинальный пояс (*17* — участки с предполагаемым отсутствием гранито-метаморфического слоя; *18* — Копетдагская зона; *19* — Эльбрус-Аладагская зона; *20* — Северо-Иранская зона; *21* — массив Лут; *22* — Южно-Афганский выступ; *23* — ядерные зоны Юго-Западного Памира, Каракорума, Ладака; *24* — поднятия в поясе геосинклинали; *25* — зона Центрального Памира — Локзуна; *26* — зона Юго-Восточного Памира — Каракорума; *27* — кордильерные поднятия Юго-Восточного Памира: *28* — поднятия, переработанные в процессе развития меловых прогибов с офиолитами; *29* — прогибы Белуджистанской геосинклинали; *30* — кордильерные зоны Белуджистанской геосинклинали; *31* — Трансгималайская геосинклиналь; *32* — поднятия Трансгималайской геосинклинали; *33* — Тибетский массив); *34* — Русская платформа; *35* — Таримский платформенный массив; *36* — Гималайский дейтероорогенный пояс; *37* — выступ Индостанской платформы; *38* — впадины Гималайского дейтероорогена; *39* — впадины Индостанской платформы; *40* — мезозойские интрузии; *41* — краевые швы — граница геосинклинального пояса; *42* — разломы, влиявшие на осадконакопление; *43* — основные сдвиги; *44* — основные надвиги; *45* — линии разных мощностей (м).



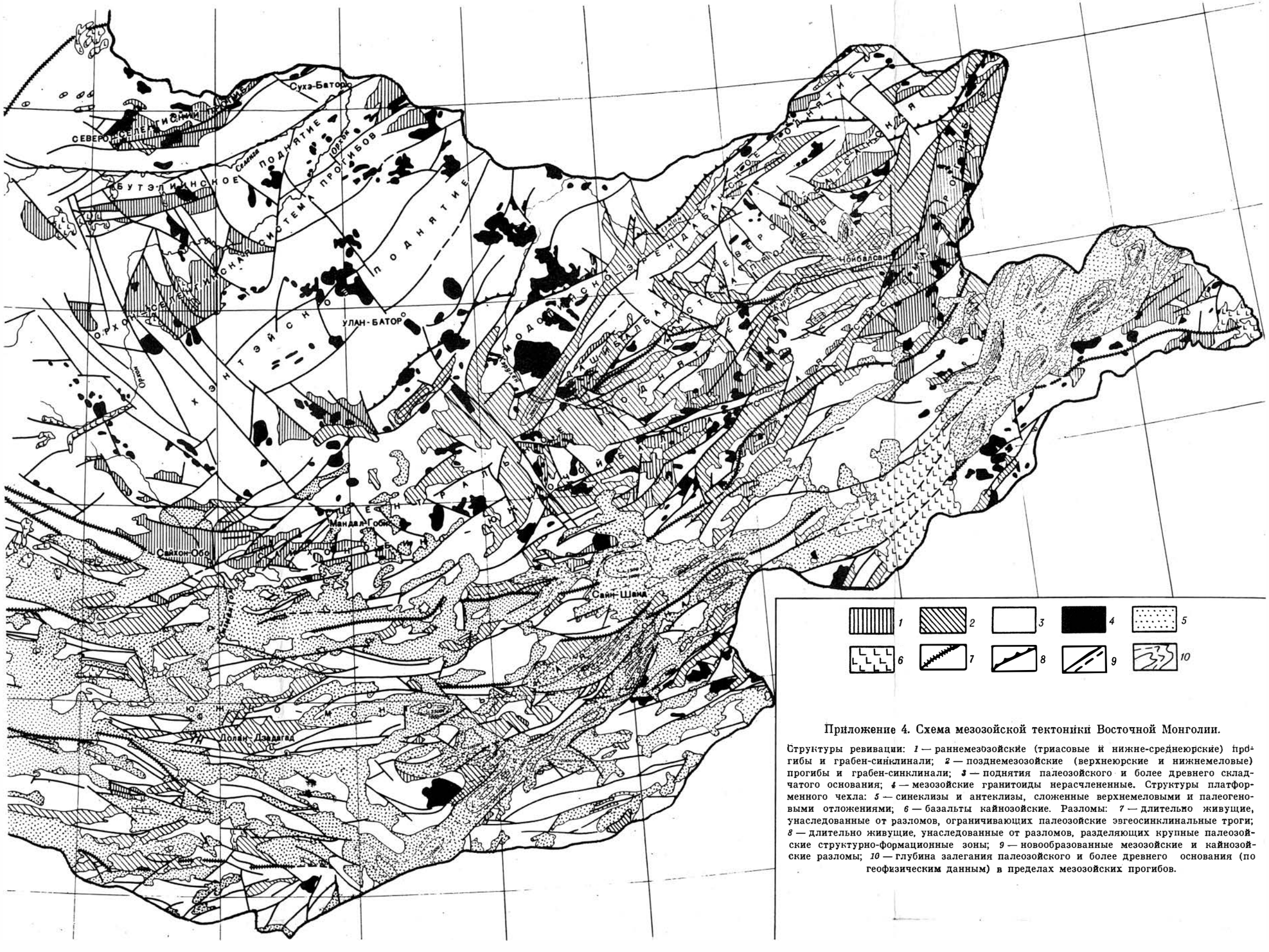
Приложение 2. Схема тектонического районирования Средней Азии в меловом периоде.

1—7 — Урало-Тяньшаньский дейтероорогенный пояс (*1* — активизированные и *2* — стабилизированные сводовые поднятия Срединного и Южного Тянь-Шаня; *3* — участок Яркенд-Ферганского юрского прогиба, испытавший предмеловую складчатость и превратившийся в поднятие; *4—5* — стабилизированные сводовые поднятия Северного Тянь-Шаня — Центрального Казахстана в зонах развития складчатого основания (*4*) и дейтероорогенных эпикаледонских впадин (*5*); *6—7* — сводовые поднятия Джунгаро-Балхашской области: активизированные (*6*) и стабилизированные (*7*); *8* — Памиро-Кунлунский дейтероорогенный пояс (активизированные поднятия); *9* — дейтероорогенные прогибы, выполненные молассой (в том числе перекрытые чехлом Туранской плиты); *10* — дейтероорогенные прогибы, превратившиеся в позднем мелу в плоские мульды; *11* — Туранская плита; *12—23* — Альпийско-Гиракорумский геосинклинальный пояс (*12* — участки с предполагаемым отсутствием гранитно-метаморфического слоя; *13* — Копетдагская зона; *14* — Эльбрус-Аладагская зона; *15* — Северо-Иранская зона; *16* — массив Лут; *17* — Южно-Афганский выступ, вовлеченный в погружение Белуджистанской геосинклинали; *18* — ядерные зоны Юго-Западного Памира, Каракорума, Ладака; *19* — поднятия в поясе геосинклинали; *20* — зона Центрального Памира; *21* — Трансгималайская геосинклиналь; *22* — офиолитовый пояс Инда; *23* — Белуджистанская геосинклиналь); *24* — Индостанская платформа и Гималайская дейтероорогенная область без расчленения; *25* — Таримский платформенный массив; *26* — Русская платформа; *27* — мезозойские интрузии; *28* — краевые швы — граница геосинклинального пояса; *29* — основные разломы, влиявшие на осадконакопление; *30* — основные сдвиги; *31* — основные надвиги; *32* — линии равных мощностей (м).



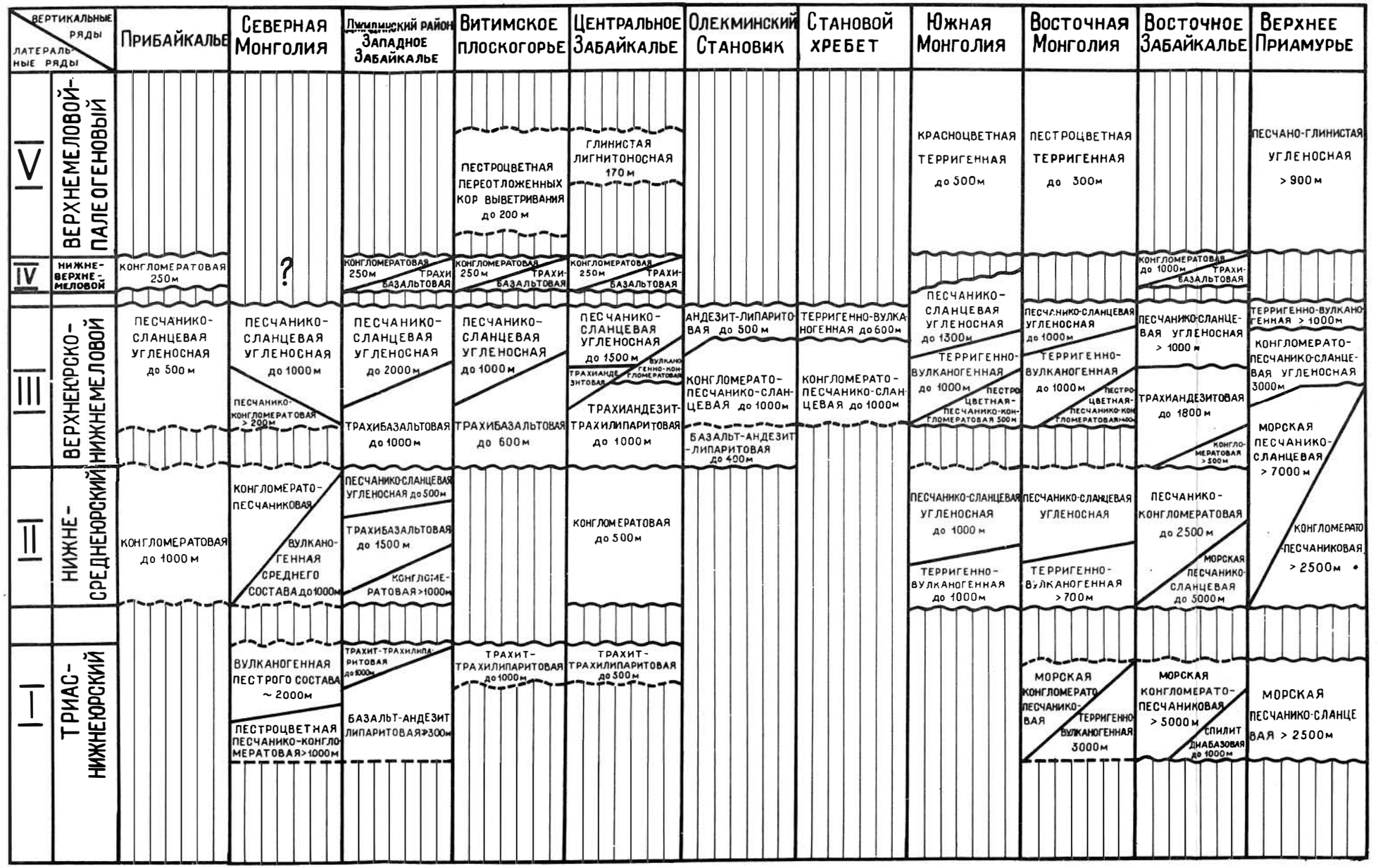
Приложение 3. Схема мезозойской структуры Восточного Тянь-Шаня, Джунгарии и Тарима.

Фундамент: *1* — дорифейский, *2* — каледонский, *3* — герцинский, *4* — дорифейский под палеозойским чехлом. Мезозойские формации предгорных прогибов и плит: *5* — песчано-галечная моласса нерасчлененная триасового возраста; *6* — угленосная моласса ранне-среднеюрского возраста, местами включая рэт и низы верхней юры; *7* — красноцветная песчано-глинистая формация верхней юры — нижнего мела; *8* — красноцветная соленосная песчано-глинистая формация верхнего мела — палеогена, местами включая нижний мел. Мезозойские формации межгорных впадин: *9* — песчано-галечная моласса нерасчлененная триасового возраста; *10* — угленосная моласса ранне-среднеюрского возраста, включая рэт и местами низы верхней юры; *11* — красноцветная песчано-галечная моласса верхней юры — нижнего мела; *12* — красноцветная песчано-глинистая соленосная формация верхнего мела — палеогена, местами включая нижний мел; *13* — структурные швы; *14* — важнейшие разломы.

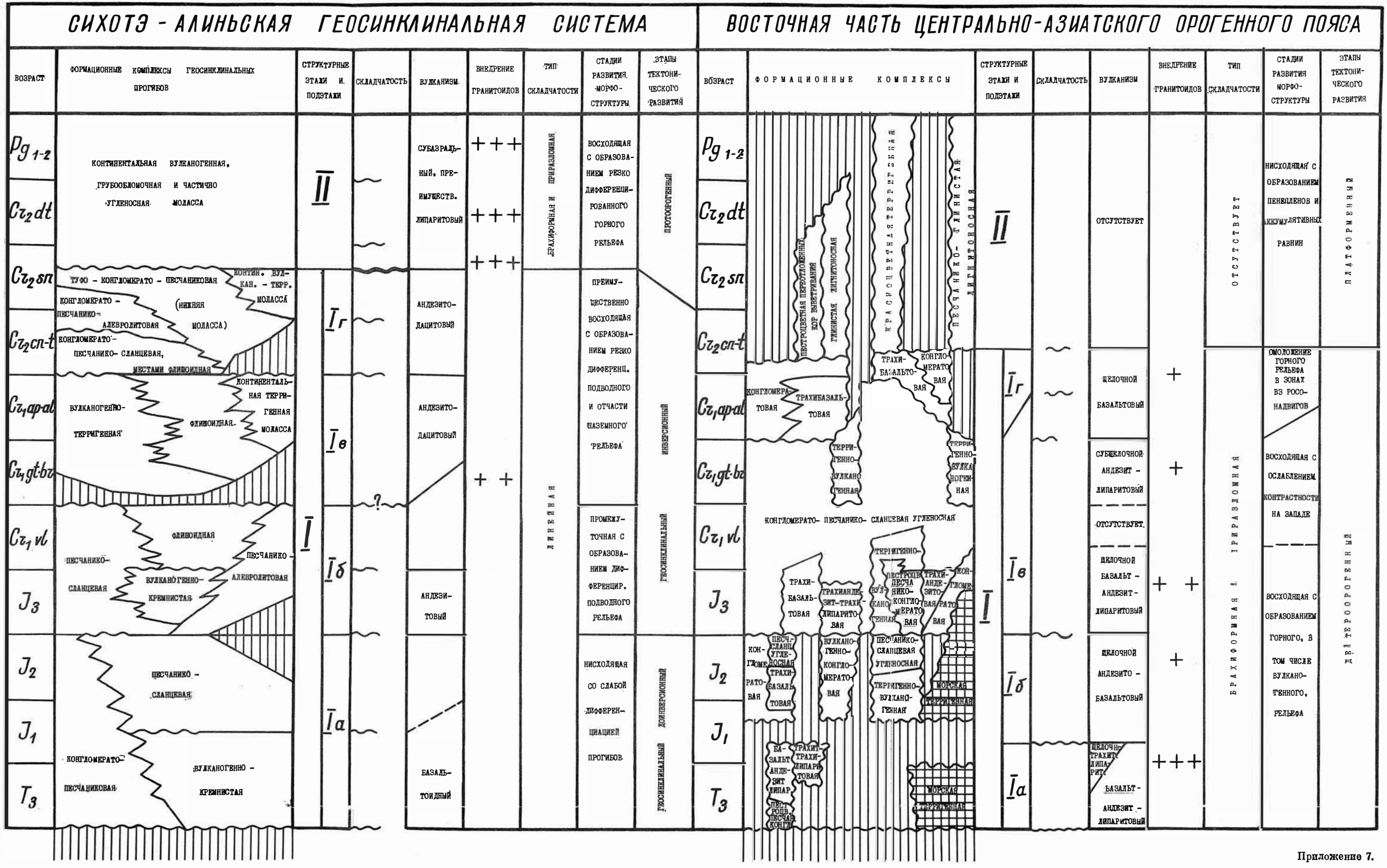


Приложение 4. Схема мезозойской тектоники Восточной Монголии.

Структуры ревивации: *1* — раннемезозойские (триасовые и нижне-среднеюрские) прогибы и грабен-синклинали; *2* — позднемезозойские (верхнеюрские и нижнемеловые) прогибы и грабен-синклинали; *3* — поднятия палеозойского и более древнего складчатого основания; *4* — мезозойские гранитоиды нерасчлененные. Структуры платформенного чехла: *5* — синеклизы и антеклизы, сложенные верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями; *6* — базальты кайнозойские. Разломы: *7* — длительно живущие, унаследованные от разломов, ограничивающих палеозойские эвгеосинклинальные троги; *8* — длительно живущие, унаследованные от разломов, разделяющих крупные палеозойские структурно-формационные зоны; *9* — новообразованные мезозойские и кайнозойские разломы; *10* — глубина залегания палеозойского и более древнего основания (по геофизическим данным) в пределах мезозойских прогибов.



Приложение 6. Схема сопоставления формационных рядов восточной части Центрально-Азиатского горного пояса.



Приложение 7.