

**ОЧЕРК
ТЕКТониКИ
МЕЗОЗОЯ
ЦЕНТРАЛЬНО-
АЗИАТСКОГО
СКЛАДЧАТОГО
ПОЯСА**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 277

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

Issue 277

AN ESSAY
OF MESOZOIC TECTONICS
OF CENTRAL-ASIATIC
FOLD BELT

Responsible editor
Professor *K. V. Bogolepov*



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN BRANCH
NOVOSIBIRSK
1974

ОЧЕРК
ТЕКТониКИ МЕЗОЗОЯ
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Ответственный редактор
профессор *К. В. Боголепов*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК
1 9 7 4

В книге дана сжатая характеристика структуры грандиозного Центрально-Азиатского дейтероорогенного пояса, протягивающегося от Казахстана до Сихотэ-Алиня и сформировавшегося в течение мезозоя. Мезозойские образования подразделены на четыре структурно-вещественных комплекса, или структурных этажа: геосинклинальный, протоорогенный, дейтероорогенный и плитный, которые, в свою очередь, подразделяются на структурные подэтажи. Путем объемного тектонического районирования выделен ряд крупных блоков земной коры, отличающихся друг от друга по структуре и динамике развития. Глубинное строение блоков отражено в положении поверхности Моховичича. Установленная асимметрия в поверхностном и глубинном строении пояса объясняется различием полей напряжений, которое привело к сучиванию земной коры в условиях сжатия в его западной части и ее утонению в условиях растяжения в восточной части.

Книга предназначена для широкого круга геологов, интересующихся проблемами тектоники Центральной Азии и методикой составления обзорных тектонических карт. Полученные результаты могут быть использованы при составлении металлогенических прогнозов.

The book deals with characteristics of the structure of large Central-Asiatic deuterorogene belt extending from Kazakhstan to Sikhote-Alin formed in Mesozoic. The Mesozoic rocks may be subdivided into four structural-substance complexes or structural stages such as geosynclinal, protoorogene, deuterorogene and plate, the latter may in turn be subdivided into structural substages. By tectonic subdivision of large scale a number of large blocks of the Earth's Crust have been separated which differ from each other structurally and by dynamical development. The deep block structure is reflected in the Mocho surface position. The asymmetry in the surficial and deep-seated structure of the belt may be explained by the difference in the stress fields which resulted in enlargement of the Earth's Crust in conditions of consolidation in its western part and its thinning in conditions of stretching in eastern part.

The book is designed to a wide field of geologists interested in the problems of tectonics of Central Asia and methods of compilation of tectonic maps. The results discussed in this book may be used for compiling metallogene prospecting purposes.

Коллектив авторов:

*Н. П. Башарина, К. В. Боголепов,
В. Д. Ермиков, Е. М. Заблоцкий*

В основе современных тектонических исследований лежит метод сравнительного тектонического анализа, разработанный многими поколениями геологов и особенно развитый в работах Н. С. Шатского и Г. Штилле. Это метод использовался главным образом для типизации структурных элементов земной коры, уточнения параметров двух крупнейших таксономических категорий — геосинклиналей и платформ и поисков аналогий между выделенными типами и подтипами.

Сравнительное изучение древних и молодых платформ, геосинклинальных складчатых сооружений, краевых прогибов и других структурных элементов земной коры способствовало разработке основ тектонической таксономии и, как следствие, выявлению видов, не укладывающихся в схему «платформа — геосинклиналь». Исследование этих «аномальных» образований представляет особый интерес, позволяя углубить установленные ранее закономерности тектонического развития Земли. К числу «природных аномалий», нарушающих разработанную в первой половине текущего века традиционную схему эволюции структуры земной коры от геосинклинали к платформе, принадлежат области проявления повейшего и древнего горообразования — орогенеза, не имеющего непосредственной связи с геосинклинальным процессом или отделенного от геосинклинальной стадии развития более или менее длительными эпохами платформенного состояния.

Не менее важная задача, которая может быть решена методом сравнительного тектонического анализа, — установление взаимосвязей между одновременно развивающимися геоструктурными элементами земной коры, принадлежащими к разным таксономическим группам, в частности между орогенными областями и сопряженными с ними геосинклиналями и платформами.

Одним из важнейших способов сравнительного тектонического анализа является составление тектонических карт. В настоящее время созданы тектонические карты отдельных стран и континентов, проводится работа по составлению Международной тектонической карты мира. Большое распространение

получили специализированные тектонические и палеотектонические карты по отдельным структурным и возрастным срезам. Только в изучении орогенных структур способ картографического изображения не получил достаточного распространения, хотя в широко принятой системе построения тектонических карт, основанной на возрасте «главной складчатости», начиная с «Тектонической карты СССР и сопредельных стран» под редакцией Н. С. Шатского (1956) и кончая «Тектонической картой Евразии» под редакцией А. Л. Яншина (1966), неизменно выделяются орогенные структурные этажи. Между тем впервые поставленный Н. П. Херасковым вопрос о целесообразности выделения орогенных областей в самостоятельный таксон, равноценный геосинклиналям и платформам и характеризующийся специфическими особенностями осадконакопления, магматизма и металлогении, продолжает оставаться предметом дискуссии. Тождественные или близкие по своим вещественным и структурным характеристикам орогенные образования часто относятся к разным таксономическим категориям. Так, при районировании по времени «главной, или завершающей складчатости», они, в одном случае, рассматриваются только как индикаторы возраста этой складчатости, подчиненные геосинклинальной структуре и являющиеся ее частью, а в другом — как элементы платформенной структуры, подъярусы ее чехла. Столь же мало разработан вопрос о границах между орогенными, геосинклинальными и платформенными комплексами. В большей части работ он трактовался с точки зрения существования «промежуточных» или переходных образований от геосинклинальных к платформенным. При этом под «промежуточными» чаще всего понимались именно орогенные комплексы, поскольку классическая геосинклинальная теория предполагала непосредственный переход геосинклинали в платформу.

Одним из наиболее благоприятных объектов для изучения этих вопросов является грандиозный Центрально-Азиатский складчатый пояс. Он протягивается почти на 5000 км при ширине до 1000 км и охватывает систему активизированных в мезозое палеозойских складчатых сооружений, расположенных между 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 понятия об автономной и орогенной активизации (Щеглов, 1969; Комаров, 1970), ревивации (Нагибина, 1967—1972), дейтероорогенеза (Боголепов, 1968—1973), эпиплатформенного орогенеза (Хаин, 1965; Яншин, 1966) и т. п.

Более разноречивы представления о характере мезозойской структуры западной половины того же пояса — Тянь-Шаня,

Казахстанской и Алтае-Саянской областей. Если одни исследователи рассматривают ее как часть единой орогенной системы (Боголепов, 1968 и др.; Щеглов, 1968), то другие ученые (Гарецкий, 1972; Яншин, 1965), основываясь на отсутствии или слабом развитии магматизма, трактуют ее как щит эпигерцинской платформы, а молассоидные образования, выполняющие межгорные впадины, — как нижний подъярус платформенного чехла (Тектоника Евразии, 1966; и др.). Несмотря на различие трактовок, вытекающее главным образом из разных определений понятий платформы и орогенной области, несомненно, что здесь, как и в восточной половине пояса, образование структурных форм связано с оживлением контрастных тектонических движений, со взламыванием и перестройкой структуры земной коры, созданной в предшествующие эпохи тектогенеза.

Широко известны тектонические и структурные схемы и карты мезозойских образований по Западному и Восточному Забайкалью (Нагибина, 1963; Очиров, 1965; Комаров, 1970; Соловьев, 1968; и др.), Монголии (Маринов, 1967; Нагибина, Девяткин, Шувалов, 1972; Хасин, 1972; и др.), Казахстану и югу Западной Сибири (Бочкарев, 1962, 1970; Адаменко, 1965, 1972; Бувалкин, 1970; и др.) и т. д. Однако, как и выполненные ранее мелкомасштабные палеотектонические реконструкции (Боголепов, 1967; Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1968), они охватывали только отдельные области или части пояса, входящие в состав территории СССР, и в связи с этим не давали возможности проанализировать разнообразие структур, созданных в мезозое. В 1970—1972 гг. был проведен первый опыт составления «Карты тектоники мезозоя» в масштабе 1:2 500 000 для всей территории Центрально-Азиатского пояса, от границ с Туранской плитой на западе до сочленения с мезозоидами Тихоокеанского складчатого пояса на востоке и от границ с Западно-Сибирской плитой и Сибирской платформой на севере до Таримской и Северо-Китайской платформ на юге. В этой работе, результаты которой кратко изложены в журнальной статье (Боголепов, Ермиков, 1973), приняли участие Н. П. Башарина, составившая макеты карты по Казахстанской и Алтае-Саянской областям, В. С. Бочкарев — по южной окраине Западно-Сибирской плиты и Тургайскому прогибу, В. И. Троицкий — по югу Средней Азии, К. В. Боголепов — по Восточному Тянь-Шаню, Джунгарии и Бейшаню, М. С. Нагибина, Е. В. Девяткин и В. Ф. Шувалов — по территории Монгольской Народной Республики, В. Д. Ермиков — по Западному и Восточному Забайкалью и Маньчжурии, Е. М. Заблоцкий — по Становому хребту и Джугджуру. Ряд материалов, в том числе новейших полевых данных и еще не опубликованных карт и схем по отдельным территориям или частным структурным формам, был предоставлен в рас-

поражение составителей карты О. М. Адаменко, Е. Н. Алтуховым, А. К. Бувалкиным, В. В. Булдаковым, А. А. Врублевским, Л. В. Дехтяревой, Ю. М. Клейнером, К. Н. Кравченко, Э. Н. Лишневым, Н. П. Михно, Р. В. Оболенской, Ю. И. Симоновым, А. Д. Смирновым, В. А. Соловьевым, Ю. Г. Цеховским. Составление карты координировалось в лаборатории геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР К. В. Боголеповым и В. Д. Ермиковым.

Предлагаемый вниманию читателей очерк основан на результатах сравнительного анализа мезозойских структур, выполненного при составлении этой карты. Авторы стремились предельно кратко осветить разработанные ими принципы «объемного» тектонического районирования, основанного на структурных и возрастных соотношениях всего комплекса мезозойских этажей и подэтажей, и дать столь же сжатую сравнительную характеристику областей, выделенных на основе этих принципов и отличающихся друг от друга по структуре и особенностям развития. Необходимо отметить, что ответственность за все имеющиеся в очерке недостатки тектонических построений и трактовок ложится на его авторов, а не на перечисленных выше составителей макетов карт отдельных частей пояса. Как по форме, так и по схематичности характеристик отдельных регионов настоящий очерк не может рассматриваться в качестве пояснительной записки к «Карте тектоники мезозоя Центрально-Азиатского пояса», составленной в масштабе 1:2 500 000 и ожидающей публикации. Вместе с тем авторы очерка пользуются случаем, чтобы выразить признательность лицам, представившим макеты карт, тектонические схемы и новейшие полевые данные и оказавшим помощь в выполнении настоящей работы.

При составлении очерка использованы доступные авторам опубликованные и фондовые материалы, литературные и картографические работы как советских, так и зарубежных исследователей. В связи с неравномерной изученностью территории исходные материалы неравноценны по количеству и степени детальности. Наиболее полной характеристикой мезозойских структурно-формационных комплексов авторы располагали для северной части Центрально-Азиатского пояса, охватывающей территорию Советского Союза. Зарубежная часть пояса относительно хорошо изучена в пределах Монгольской Народной Республики, по остальной территории авторы часто были вынуждены использовать сведения, полученные при проведении работ многолетней давности.

ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

В основу описания структуры мезозойских образований Центрально-Азиатского пояса и его тектонического районирования положено расчленение минеральных масс на геологические тела по вещественным и структурным признакам. На схеме тектоники мезозоя (рис. 1) показаны современное расположение и современная структура таких тел, сформировавшихся в течение мезозойского тектонического этапа (Боголепов, 1968 — 1972). Изображение современной, а не реконструируемой структуры геологических образований, созданных мезозойским тектогенезом, но в той или иной мере деформированных новейшими тектоническими движениями, позволило строго придерживаться эмпирических данных, не внося в трактовку структуры гипотетических палеотектонических построений.

Целесообразность выделения на территории Центральной Азии самостоятельного мезозойского тектонического этапа (Боголепов, 1967) диктуется специфическими особенностями созданных структурных форм, а также существованием четких рубежей, отделяющих этот этап, с одной стороны, от эпохи спада тектонических движений, которая в начале триаса завершает формирование герцинских структур и характеризуется установлением квазиплатформенного режима в пределах палеозойских складчатых сооружений, их пенепленизацией, широким развитием формаций кор выветривания, образующих подобие платформенных чехлов (ранне-среднетриасовые коры выветривания Западной Сибири и Средней Азии) и, с другой стороны, от эпохи активизации тектонических процессов, знаменующей наступление в конце олигоцена — начале миоцена неотектонического этапа. По времени проявления мезозойский этап не может отождествляться ни с восходящим к концу неогена альпийским «циклом складчатости» Тетического геосинклинального пояса, ни с «циклом формирования мезозойских» Тихоокеанского пояса, начало которого в наиболее типичных геосинклинальных областях (Верхояно-Чукотская) относится к позднему палеозою.

Таким образом, мезозойский тектонический этап — это период времени общей продолжительностью до 180 млн. лет: от

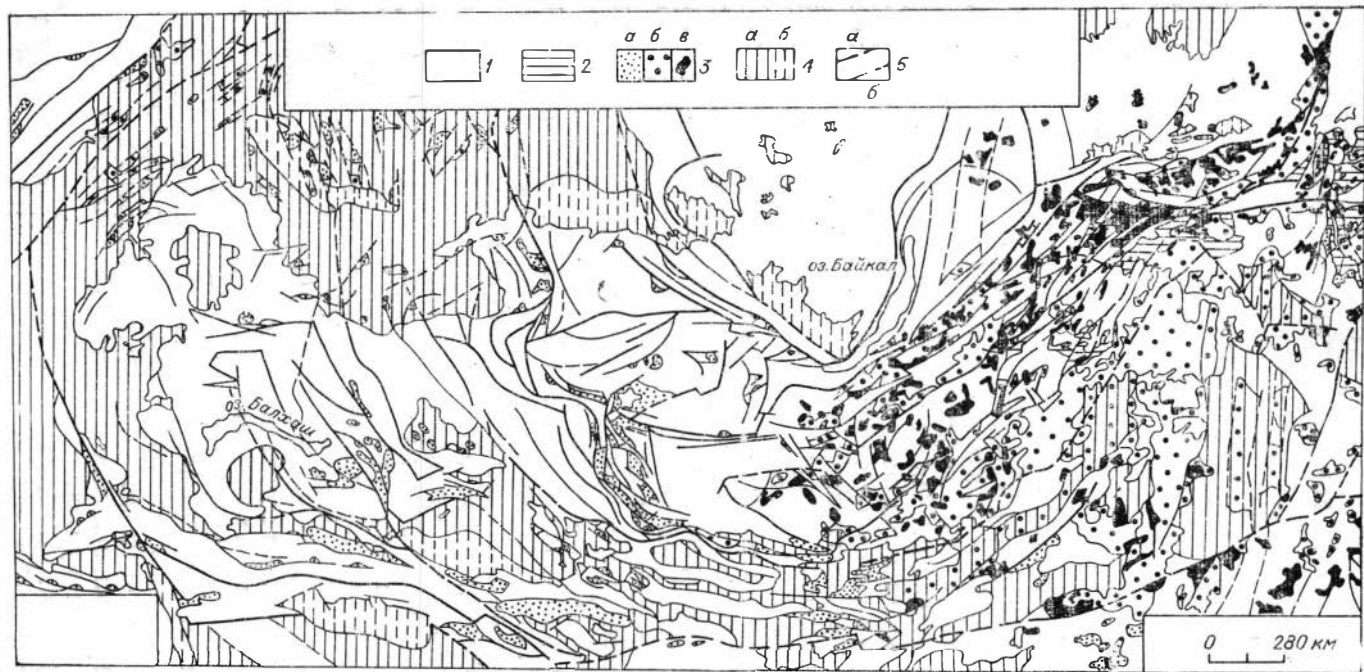


Рис. 1. Схема тектоники мезозоя Центрально-Азиатского пояса. Составили И. П. Башарина, Г. Я. Дянова, В. Д. Ермиков.

1 — домезозойский фундамент. Мезозойские структурные этажи: 2 — геосинклинальный и протоорогенный; 3 — действоорогенный, сложенный формациями: а — осадочными, б — осадочно-вулканогенными, в — интрузивными; 4 — платформный: а — плиты, б — предгорные прогибы; 5 — разломы: а — долгоживущие, глубокого заложения, б — прочие.

середины триаса до второй половины мела — конца палеогена. Его начало определяется оживлением тектонических движений и перестройкой позднепалеозойского (герцинского) структурного плана, формированием сводово-глыбовых поднятий, плит, межгорных и предгорных прогибов и впадин. Завершение этапа в палеогене сопровождается начавшимся еще в меловом периоде снижением контрастности тектонических движений, выравниванием созданных в предшествующие эпохи горных сооружений, расширением площадей распространения плит. Несовпадение возрастных границ мезозойского тектонического этапа и мезозойской эры отмечалось ранее (Боголепов, 1967). Еще до этого А. Б. Ронов и В. Е. Ханн писали (1961), что средний триас логичнее относить к герцинскому этапу.

В связи с несовпадением возрастных границ, названия «мезозойский тектонический этап» или «мезозойская тектоническая эпоха» нельзя признать удачными, хотя они широко используются в литературе. Быть может, по аналогии с укоренившимися понятиями — «неотектоника», «неотектонический этап», целесообразно ввести термины «мезотектоника», «мезотектонический этап» для тектонических движений, происшедших на Азиатском и других материках в период между завершением герцинского и началом неотектонического этапов.

Рубеж между герцинским и мезотектоническим этапами, выраженный в перерывах и структурных несогласиях между соответствующими отложениями, разновременен в разных структурных зонах. Так, в пределах Кызылкум-Тяньшанской ветви герцинид эпигеосинклинальный комплекс осадочных и вулканогенных моласс имеет возраст от среднего карбона до раннего триаса включительно. На большей части Тяньшаньской и отчасти Казахстанской областей средний триас, характеризующийся региональным выравниванием палеозойских горных сооружений и образованием формаций кор выветривания, создающих подобие платформенных чехлов, может рассматриваться как эпоха, завершающая герцинский тектонический этап. Активизация, знаменующая начало мезозойского этапа, проявляется здесь с кейпера и рэта, а в Алтае-Саянской области — только с лейаса деформациями позднегерцинских поверхностей выравнивания, образованием межгорных впадин и выполняющих их молассоидных толщ. По наблюдениям Н. П. Башариной, на герцинидах Казахстана этот процесс начинается раньше, чем на каледонидах. В отличие от Казахстанской области, в основании Тургайского прогиба и Западно-Сибирской плиты крупное структурное несогласие между орогенными образованиями герцинид и эффузивами туринской серии приходится на нижний триас.

Не менее сложен вопрос о начале мезозойского тектонического этапа в восточной части Центрально-Азиатского пояса.

В геосинклинальных прогибах Монголо-Охотской зоны нижнетриасовые толщи аспидного типа тесно связаны с аналогичными отложениями верхней перми. Лишь после перерыва, охватившего средний триас, в Восточном Забайкалье и Приамурье закладываются поздне триасовые геосинклинальные прогибы, а в пределах Монголии, Западного и Центрального Забайкалья формируются толщи осадочных и вулканогенных моласс, накладывающихся на разновозрастное складчатое основание, и происходит внедрение гранитоидов. Однако и здесь, в отдельных зонах (Джаргалантуингольский прогиб, по Зоненшайну, Марковой, Нагибиной, 1971) нижнетриасовый, а возможно, и пермотриасовый возраст отложений, залегающих несогласно на палеозойском складчатом основании и структурно связанных с более молодыми мезозойскими образованиями, позволяет относить начало мезозойского тектонического этапа к раннему триасу или даже к поздней перми. Примеры «структурной спайки» герцинских и мезозойских орогенных образований устанавливаются и в юго-западной части Центрально-Азиатского пояса в Кучарском и Южно-Джунгарском предгорных прогибах Восточного Тянь-Шаня.

Менее скользит во времени верхний рубеж мезозойского тектонического этапа. В различных областях Центрально-Азиатского пояса он обычно проводится в среднем или начале позднего олигоцена или на границе палеогенового и неогенового периодов.

Кратко разъясним и некоторые другие использованные авторами понятия и термины.

Геологическая структура понимается как расположение в геологическом пространстве (или его части) заполняющих его геологических тел. Исходя из цели и масштаба исследования, в качестве «простых» (для данной цели не элементаризированных) геологических тел выделяются геологические формации, объединяемые в структурные подэтажи и этажи.

Геологические формации конкретные и абстрактные (типовые) понимаются в соответствии с определениями Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова. На их основе предложена следующая более развернутая формулировка (Боголепов, 1970): *конкретная геологическая формация* представляет собой сочетание горных пород (осадочных, метаморфических, магматических), связь между которыми в вертикальном и горизонтальном направлениях осуществляется путем переслаивания, включения и взаимопереходов. Структура формации определяется пространственными соотношениями между составляющими ее телами (пластами, пачками, линзами и т. д.) горных пород. Среди них выделяются формациеобразующие горные породы — обязательные члены формаций, 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 горных пород, а также по изменению структуры.

Выделение геологических формаций основывается не на генетических, 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, но чаще всего они совпадают с местными литолого-стратиграфическими подразделениями — сериями и свитами.

Конкретные геологические формации объединяются в структурные подэтажи и этажи. Структурный этаж (синоним — структурный ярус) представляет собой геологическое тело более высокого ранга, состоящее из сочетания геологических формаций, связанных друг с другом в вертикальном и горизонтальном направлениях путем перемежаемости, взаимопереходов или направленной смены одних формаций другими. Границами структурных этажей являются резкие изменения наборов формаций; им, как правило, соответствуют поверхности регионально распространенных угловых несогласий или стратиграфических перерывов, фиксирующих кардинальную перестройку структурных планов и условий литогенеза. Такая перестройка обычно бывает предопределена регионально проявляющейся фазой (эпохой) складчатости или же сменой тектонического режима. Повторение в разрезах близких наборов геологических формаций, разделенных местными перерывами и несогласиями, является основанием для выделения структурных подэтажей (подъярусов).

Структурные этажи, как и формации, видимо, целесообразно именовать по их вещественным и структурным признакам. Однако это затруднительно из-за разнообразия входящих в их состав формаций. 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.

Структурные этажи различаются друг от друга рядом вещественных и структурных признаков. В этом отношении они аналогичны «структурно-вещественным комплексам» в трактовке Ч. Б. Борукаева и его соавторов (1970), но применяемый ими термин менее конкретен и может быть использован для геологических тел самого различного ранга.

Вещественные признаки выражаются теми или иными ассоциациями горных пород, образующими геологические формации и их вертикальные и латеральные ряды. Среди них различаются геосинклинальный, орогенный и плитный типы, выделяемые по формациям — индикаторам. Так, типоморфными для геосинклинального ряда в данном случае являются аспидная и флишоидная формации, для орогенного — наземные грубообломочные и вулканогенные молассы, для плитного — кварцево-каолинитовые, карбонатно-глинистые, песчано-глинистые формации.

Под структурными признаками понимается геометрическая характеристика тел — их форма, размеры, внутреннее строение и дислоцированность слоев. По структурным признакам выделяются: а) линзообразные или призматические тела, обладающие высокими градиентами изменения мощности и складчатостью, приближающейся к голоморфной; б) линзообразные или призматические тела с высокими градиентами изменения мощности, но обладающие германотипной, в том числе приразломной складчатостью, особенно резко выраженной вдоль границ геологических тел; в) плащеобразные тела (покровы), охватывающие значительные площади и характеризующиеся малыми градиентами изменения мощности, горизонтальным залеганием слоев или складчатостью прерывистого типа (по В. В. Белоусову).

Исходя из анализа структурных и вещественных характеристик, мезозойские образования подразделяются на четыре структурных этажа — геосинклинальный, протоорогенный, дейтероорогенный и плитный. Каждый из них в различных структурных зонах слагается одной или несколькими формациями. При наличии внутренних перерывов, несогласий или резкой смены одной формации или группы формаций другой, структурные этажи подразделяются на подэтажи.

Для геосинклинального структурного этажа характерна линзовидная или призматическая форма геологических тел, имеющих мощность более 3—5 км, при весьма высоких градиентах ее изменения, резкое преобладание морских осадочных и осадочно-вулканогенных пород, образующих песчанико-сланцевые формации аспидного и флишевого типов, иногда содержащие субаквальные вулканиты спилит-диабазового состава. Дополнительным признаком является складчатость, приближающаяся к голоморфной. Геосинклинальный этаж спорадически распространен только на восточной окраине территории. Он представлен верхнетриасовыми и юрскими отложениями в Приамурье, Восточном Забайкалье и Северо-Восточной Монголии, где локализуется в отдельных глубоких впадинах «средиземноморского» типа, возможно, представляющих собой, судя по присутствию стеногалинной фауны аммонитов, реликты единого обширного прогиба.

Протоорогенный (эпигеосинклинальный) структурный этаж тесно связан с геосинклинальным; он распространен в тех же прогибах Монголо-Охотской зоны выклинивания мезозойд, но по вещественному составу представлен молассовыми прибрежно-морскими и континентальными конгломерато-песчанико-сланцевыми формациями. Как правило, протоорогенный комплекс образует с геосинклинальным конформные складки.

Дейтероорогенный структурный этаж характеризуется линзовидной или призматической формой изолированных друг от друга тел мощностью от первых сотен метров до трех километров и более, при значительном градиенте ее изменения. Формации представлены исключительно группой континентальных осадочных или осадочно-вулканогенных моласс конгломерато-песчанико-аргиллитового состава, часто угленосных или красноцветных; среди вулканитов преобладают лавы и пирокласты щелочной специализации от трахибазальтовых до трахилипаритовых; широко развиты интрузии габбро-диорит-гранитового комплекса субщелочного, щелочного и в меньшей мере известково-натрового состава. Дополнительным признаком является промежуточная, в том числе приразломная складчатость. Дейтероорогенный структурный этаж распространен в отдельных впадинах на всей территории Центрально-Азиатского пояса и выходит за его пределы. Он залегает в основании Западно-Сибирской плиты, а также распространяется на восточные окраины Сибирской и Северо-Китайской платформ, тяготеющих к Тихоокеанскому геосинклинальному поясу. В различных частях Центрально-Азиатского пояса и пограничных с ним структурах дейтероорогенный структурный этаж имеет разный возрастной диапазон в пределах от раннего — среднего триаса до раннего палеогена включительно и подразделяется на шесть подэтажей со скользящими возрастными границами.

Платформенный (плитный) структурный этаж характеризуется плащеобразной формой, обширным площадным распространением и малыми градиентами изменения мощности, хотя она и достигает нескольких километров в предгорных прогибах (Кучарский, Южно-Джунгарский и др.) и осевых частях плит (Туранская, Западно-Сибирская, Джунгарская, Сунляо). Структурный этаж представлен как морскими (по периферии Центрально-Азиатского пояса), так и континентальными, преимущественно тонкообломочными песчанико-глинистыми сероцветными, иногда угленосными или красноцветными формациями, а также формациями кор выветривания. Ему присуще горизонтальное залегание слоев или складчатость прерывистого типа, осложненная лишь в отдельных приразломных зонах и во внешних краевых частях предгорных прогибов. По направлению от внутренних частей

Западно-Сибирской и Туранской плит к окраинам Центрально-Азиатского пояса характерно последовательное омоложение возраста нижней границы плитного структурного этажа от лейаса до позднего мела включительно. На Таримской и Джунгарской плитах нижняя граница мезозойского чехла уходит в триас. На территории Центрально-Азиатского пояса формирование плитного структурного этажа, происходившее главным образом в его южной половине, началось с середины — второй половины мелового периода и закончилось в конце палеогена вместе с началом новейшего горообразования.

В основу тектонического районирования Центрально-Азиатского пояса и прилегающих к нему провинций положено пространственное соотношение мезозойских структурных этажей (рис. 2). По этому признаку выделены области распространения геосинклинального структурного этажа (совместно с протоорогенным), перекрытого дейтероорогенным этажом

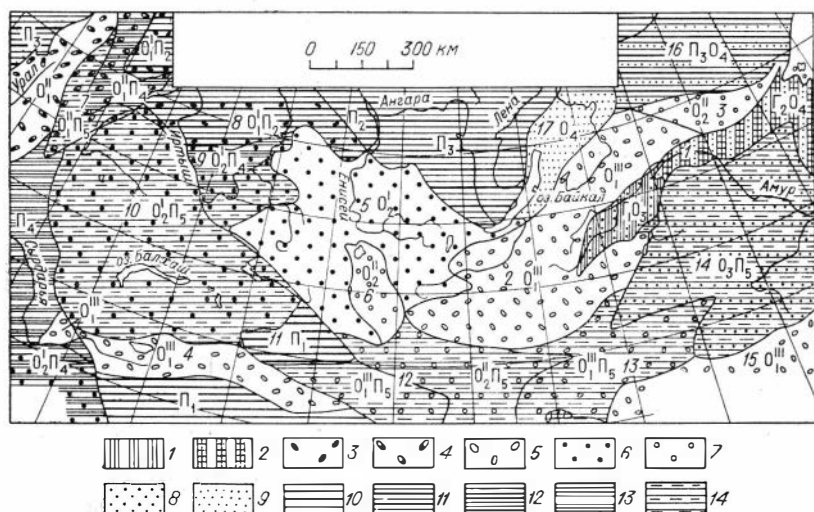


Рис. 2. Схема тектонического районирования. Составили К. В. Боголепов, В. Д. Ермиков.

Области распространения геосинклинальных и протоорогенных комплексов (по объему структурного этажа): 1 — Г₁ — верхний триас — средняя юра; 2 — Г₂ — верхний триас — верхняя юра. Области распространения дейтероорогенных комплексов (по объему структурного этажа): 3 — О₁^I — триас; 4 — О₁^{II} — триас — средняя юра; 5 — О₁^{III} — триас — верхний мел; 6 — О₂^I — нижняя — средняя юра; 7 — О₂^{II} — нижняя юра — нижний мел; 8 — О₃ — верхняя юра — нижний мел; 9 — О₄ — нижний — верхний мел. Области распространения плитных комплексов (по объему структурного этажа): 10 — П₁ — триас — палеоген; 11 — П₂ — нижняя юра — палеоген; 12 — П₃ — нижняя — верхняя юра; 13 — П₄ — верхняя юра — палеоген; 14 — П₅ — верхний мел — палеоген. Структурные области (цифры на схеме): 1 — Монголо-Охотская; 2 — Хангай-Яблонювая; 3 — Становая; 4 — Тянь-Шаньская; 5 — Алтае-Саянская; 6 — Долиноозерская; 7 — Тургайская и Зауральская; 8 — Западно-Сибирская; 9 — Обь-Иртышская; 10 — Казахстанская; 11 — Джунгарская; 12 — Бейшаньская и Западно-Гобийская; 13 — Восточно-Гобийская; 14 — Маньчжурская; 15 — Китайско-Корейская; 16 — Алданская; 17 — Байкало-Патомская.

(ГО), области, где распространен только дейтероорогенный этаж (О), области с дейтероорогенным этажом, перекрытым плитным (ОП), а также с обратным соотношением плитного и дейтероорогенного этажей (ПО) и, наконец, области, в которых в течение мезозойского тектонического этапа формировался только плитный структурный этаж (П).

Дальнейшее более дробное расчленение проведено по стратиграфическим объемам типовых этажей и подэтажей внутри каждой из областей. Так, выделяются районы, в которых дейтероорогенный комплекс представлен только триасом, триасом — нижней — средней юрой, только нижней — средней юрой, только верхней юрой — нижним мелом и т. п., районы, в которых плитный и геосинклинальный комплексы имеют различный возраст. Различие в наборах структурных этажей и подэтажей с учетом их возраста позволило выделить внутри Центрально-Азиатского пояса ряд областей-блоков, отличающихся друг от друга по структуре (см. рис. 2).

Выделение структурных этажей, подэтажей и их наборов и районирование по этому принципу позволяет наметить динамику развития отдельных областей и пояса в целом. В частности, схемы тектоники мезозоя и тектонического районирования (см. рис. 1, 2) свидетельствуют о существовании устойчивых поднятий в течение всего мезозойского тектонического этапа, с триаса до позднего мела и раннего палеогена включительно, в пределах Тянь-Шаньского и Хангай-Яблонового блоков, о постепенном расширении плит на западных территориях, начиная с поздней юры и вплоть до палеогена, о возникновении обширной плиты в пределах южной части пояса в позднемеловую эпоху и, наоборот, о разрушении юрской плиты и возникновении системы поднятий на Алданском блоке в меловом периоде.

Важнейший признак для районирования — характер мезозойского магматизма. По этому признаку выделяется четыре крупные провинции (рис. 3), обнимающие группы показанных на рис. 2 областей. Первая из них распространяется на всю восточную половину пояса, вплоть до сотого меридиана, и охватывает прилегающие части Северо-Китайской платформы. Она характеризуется широким распространением магматических пород смешанного состава (от основных до кислых), и в том числе гранитоидных плутонов и вулканоплутонов. Вторая провинция охватывает западную половину пояса и рассматривается обычно как амагматичная. Однако это не совсем так. Здесь спорадически распространены рои лампрофировых даек и малые интрузии юрского возраста. Имеются и проявления пневматолитового и гидротермального метаморфизма; местами они поражают юрские молассовые толщи и в ряде случаев приводят к омоложению радиометрического возраста герцинских гранитоидных интрузий (Монгольский Алтай, Тува.—

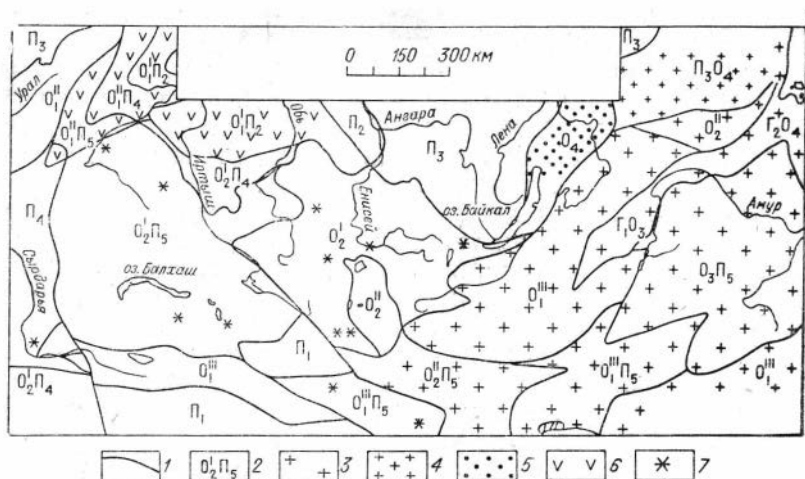


Рис. 3. Схема распространения магматических формаций.

1 — границы структурных областей; 2 — набор структурных этажей (см. рис. 2). Области распространения мезозойских магматических формаций: 3 — интрузивных и эффузивных смешанного состава (от основного до кислого); 4 — малых щелочных интрузив смешанного состава (от ультраосновного до кислого); 5 — предположительного распространения щелочных интрузив кислого состава; 6 — эффузивных основного состава; 7 — локальные проявления магматической деятельности.

Матросов, Полевая, Спринцсон, 1963; и др.). Третья провинция приурочена к территории Западно-Сибирской плиты и Тургайского прогиба и характеризуется широкими излияниями в триасе базальтов. Наконец, четвертая провинция обнимает Байкало-Патомское нагорье и Алданский щит. В ее пределах локально распространены малые щелочные интрузии ультраосновного, основного и кислого составов.

Весьма характерна наблюдающаяся четкая корреляция между тектоническими районами — блоками, выделенными на схеме тектонического районирования по структуре мезозоя, и рельефом поверхности Мохоровичича (рис. 4). К сожалению, имеющиеся в настоящее время материалы, на основе которых составлена схема мощностей коры, неравноценны. По Средней Азии, Казахстану, Прибайкалью и отдельным районам Алтае-Саянской области ее автор А. В. Ладынин использовал данные глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ, МОВЗ) и предшествующие построения А. А. Борисова, Н. А. Беляевского, Р. М. Деменицкой, Г. И. Каратаева, С. В. Крылова, Э. Э. Фотиади и других исследователей. По Монголии схема составлена по данным гравитационных съемок и рельефа; по территории Китая — только исходя из возможной корреляции между рельефом земной поверхности и мощностью коры. Видимо, поэтому наиболее четкая корреляция между мезозойской структурой отдельных блоков и глубиной залегания поверхности Мохоровичича устанавливается по лучше изученным

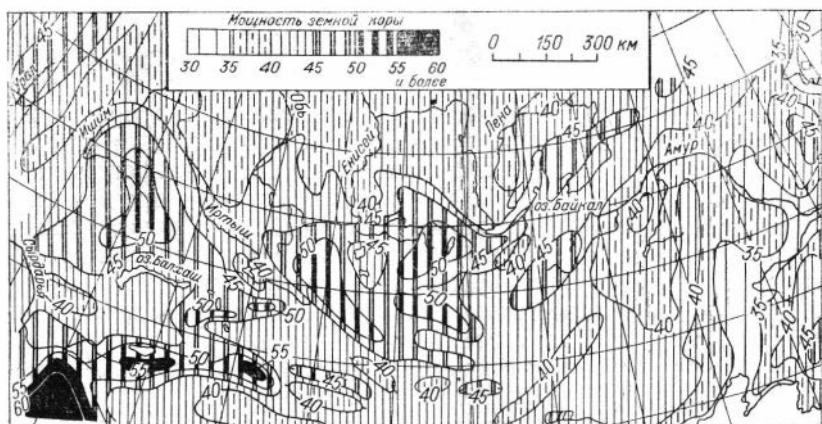


Рис. 4. Схема мощности земной коры. Составил А. В. Ладынин.

районам Средней Азии и Сибири (Казахстанский, Алтае-Саянский и Тянь-Шаньский блоки).

На схеме мощности земной коры хорошо выражена асимметрия в строении пояса. Обращает внимание значительное погружение поверхности «Мохо» к западу от сотого меридиана, а также совпадение границ наибольших мощностей земной коры (изобаты 50 и 55 км) с Алтае-Саянским и Тянь-Шаньским блоками, лишенными мезозойского платформенного чехла. Интересным исключением является Казахстанский блок. Ему соответствует крупная депрессия поверхности «Мохо», хотя уже в первой половине мелового периода он испытал погружение (развивался плитный структурный этаж), а в последующем не подвергался новейшему орогенезу, за исключением юго-восточной части, тяготеющей к Тянь-Шаню и Джунгарии. Таким образом, положение поверхности Мохоревича под Казахстанским блоком не соответствует широко распространенному представлению о том, что мощность земной коры подчинена исключительно новейшим тектоническим движениям. Видимо, в данном случае позднепалеозойский, а затем и мезозойский орогенезы определили наблюдаемые мощности и соотношения геофизических слоев, не испытавших существенных преобразований в кайнозое.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ МЕЗОЗОЯ

Границы территории Центрально-Азиатского складчатого пояса, охваченной в мезозое дейтероорогенезом, не были постоянными. Отдельные крупные блоки земной коры — области, выделенные на схеме районирования, вступали в дейтерооро-

генез одновременно, одновременным было и его завершение — опускание или выравнивание горных сооружений и образование платформенного чехла. Наиболее постоянными в течение мезозоя были границы областей дейтероорогенных структур с продолжавшими сохранять стабильность и относительную тенденцию к опусканию древними платформами — Таримской и Сибирской, по окраинам которых происходило образование систем предгорных прогибов (Предстанового, Предсаянского, Кучарского). Более изменчивыми были границы мезозойских дейтероорогенных структур и плит внутри областей палеозойской складчатости. Это явление хорошо видно на примере последовательного расширения Западно-Сибирской и Туранской плит в юрском периоде и образования в меловое и мел-палеогеновое время эмбриональных, деформированных при неоген-четвертичной активизации чехлов в пределах Казахстанской, Бейшаньской, Западно-, Восточно-Гобийской и Маньчжурской областей.

Для областей дейтероорогенеза и плит, образовавшихся на фанерозойском складчатом фундаменте, намечается два типа сочленений, очевидно, зависящих от степени контрастности движений в смежных различно развивающихся блоках. Первый тип сочленения, часто завуалированный последующим расширением плит, характеризуется образованием предгорных прогибов с характерной для них асимметрией в поперечном сечении. Это Тегульдетский, Чулымский и Омский прогибы, отделявшие в юре Западно-Сибирскую плиту от Алтае-Саянской и Казахстанской областей, и Коктун-Ферганский, позднее инверсировавший прогиб, отделявший в позднем триасе — ранней — средней юре Тянь-Шаньскую дейтероорогенную область от начавших формироваться плитных структур на востоке Турана.

Второй тип сочленения характеризуется постепенным выклиниванием чехла по направлению к областям дейтероорогенеза. В отличие от первого типа, который условно может быть назван «дизъюнктивным», второй тип, назовем его «седиментационным», отражает изгибы фундамента присводовых поднятий, при минимальной роли разрывов.

В окраинной восточной части территории, в зоне ее сочленения с мезозойскими геосинклиналями Тихоокеанского кольца, границы областей дейтероорогенеза не совпадают с границами фанерозойского складчатого пояса. Дейтероорогенные структуры выплескиваются на Сибирскую и Китайско-Корейскую платформы и охватывают их краевые части. В пределах Алданского массива этот процесс начался только с самого конца юры — начала мела и привел к деформации и расчленению ранне-среднеюрского чехла. На Китайско-Корейской платформе он начался еще в триасе и продолжался до позднего мела.

Несмотря на разновременность проявления, изменчивость и несовпадение границ дейтероорогенных структур в отдельные эпохи с границами Центрально-Азиатского или Урало-Сибирского (по М. В. Муратову) палеозойского складчатого пояса, можно утверждать, что наиболее характерной формой развития палеозойских складчатых сооружений в мезозое является повторное горообразование. В различные отрезки мезозойского тектонического этапа, в эпохи различной длительности, все палеозойские сооружения Центрально-Азиатского пояса в той или иной форме подверглись этому процессу. Лишь в дальнейшем одни из них преобразовались в плиты, другие сохранились вплоть до следующего неотектонического этапа в виде положительных, хотя и относительно выровненных морфоструктур.

Наиболее обширная и контрастно выраженная дейтероорогенная структура, в это время не совпадающая полностью с Центрально-Азиатским палеозойским поясом, существовала в конце триаса — первой половине юры. Она протягивалась от границ с Тихоокеанскими геосинклиналями до герцинид будущей Скифской плиты включительно. Лишь с конца лейаса в Западной Сибири и начала средней юры в Туране и Скифии погружение крупных участков коры привело к созданию обширной системы мезозойских плит. Таким образом, общий анализ показывает существование обширного и длительно развивающегося пояса дейтероорогенных структур, который по своему географическому положению подобно палеозойскому поясу складчатых сооружений может быть назван Центрально-Азиатским.

Как отмечалось выше, соотношение в Центрально-Азиатском поясе структурных этажей и подэтажей является основанием для разделения его на структурные области. Соответственно этому в краткой характеристике областей, которая приводится ниже, принята следующая последовательность. Вслед за областями, содержащими в своем составе геосинклинальный, прото- и дейтероорогенный структурные этажи, рассматриваются области, обладающие только дейтероорогенным структурным этажом, и наконец, области, характеризующиеся присутствием как дейтероорогенного, так и плитного этажей.

Монголо-Охотская область

Монголо-Охотская область протягивается узкой полосой (шириной до 200 км) вдоль бассейнов рек Шилки, Аргуни, а затем верховьев Амура и Уды, охватывая территорию около 200 000 кв. км. Домезозойское основание представлено простирающимися в субширотном направлении позднегерцинскими и частично каледонскими складчатыми структурами. Границы области определяются распространением в ее пределах гео-

синклинального структурного этажа (на схеме районирования Г₁ — верхний триас — средняя юра в Восточном Забайкалье и Г₂ — верхний триас — верхняя юра в Приамурье), перекрытого дейтероорогенным структурным этажом (О₃ — верхняя юра — верхний мел в Восточном Забайкалье и О₄ — нижний — верхний мел в Приамурье). На карте выделяется также протоорогенный структурный этаж (средняя юра в Забайкалье и верхняя юра в Приамурье). Однако он тесно связан с геосинклинальным этажом, не отделяется от него достаточно четким перерывом и несогласием и поэтому на схеме тектонического районирования они объединены. Границы области на севере совпадают с Монголо-Охотской системой разломов, на юге — с зонами Ульдзинского, Газимуровского и других разломов.

Геосинклинальный структурный этаж представлен верхнетриасовыми и юрскими отложениями, залегающими в системе субширотных прогибов и наложенных грабенов. Следует отметить скользящий характер верхней границы этого этажа. В отличие от Шилка-Аргунской зоны, где его формирование заканчивается в начале средней юры, в Приамурье непрерывный разрез морских и прибрежно-континентальных отложений включает верхнюю юру.

Верхнетриасовый подэтаж состоит из морской конгломерато-песчанико-сланцевой (ингодинская свита, мощностью более 5000 м) и спилит-диабазовой (туринская свита, мощностью до 1000 м) формаций (Лоскутов, 1968; Долганев, 1969). Породы интенсивно дислоцированы (углы падения слоев до 80°) и метаморфизованы. Наблюдается большое количество разрывных нарушений.

Юрский подэтаж имеет разный стратиграфический объем в Восточном Забайкалье и Приамурье. В Восточном Забайкалье песчанико-сланцевые аспидная и флишоидная формации выполняют центральную часть крупного прогиба, а шлировая конгломерато-песчанико-сланцевая формация выходит в его краевых частях. Аспидная формация (онтагаинская свита, мощностью до 3000 м) несогласно залегает на палеозойских образованиях. В ее составе преобладают аргиллиты, в середине разреза наблюдается маломощный горизонт (до 100 м) переслаивающихся алевролитов, песчаников, гравелитов и реже мелкогалечных конгломератов. Флишоидная формация (сивачинская, олон-борзинская свиты, мощностью до 2500 м) согласно залегает на аспидной и представлена ритмично чередующимися слоями алевролитов, аргиллитов и полимиктовых песчаников. В верхней и нижней частях разреза наблюдаются линзы и пачки мелкогалечных конгломератов. В юго-восточном направлении морские отложения аспидной и флишоидной формаций фациально замещаются прибрежно-континентальными образованиями шлировой формации (ал-

гачинская юра мощностью до 3500 м). Разрезы морской и прибрежно-континентальной юры хорошо сопоставляются по общему для них маркирующему горизонту конгломератов.

В Приамурье аспидная формация имеет мощность более 2500 м и датируется лейасом (япанская и другие свиты). Несогласно залегая на палеозойских и верхнетриасовых отложениях, она состоит из однообразных алевролитов, аргиллитов и глинистых сланцев. Флишеидная формация среднеюрского возраста залегает на аспидной согласно, имеет мощность более 4000 м и сложена ритмично переслаивающимися песчаниками и алевролитами (дугинская, поемникская, сковородинская, ошурковская и другие свиты). Ритмичная перемежаемость слоев иногда затушевывается присутствием мощных горизонтов песчаников. Наиболее типичной флишевой структурой формация обладает в средней части разреза. Верхнеюрская конгломерато-песчанико-сланцевая формация сменяет флишеидную вверх по разрезу постепенно, однако на некоторых участках между ними фиксируется перерыв. В разрезе преобладают мощные горизонты разнозернистых песчаников, нередко туфогенных и полимиктовых, чередующихся с прослоями и линзами конгломератов, углистыми сланцами и алевролитами (усманковская, ускалинская и другие свиты, мощностью до 2000 м).

По форме дислокаций юрский подэтаж представляет собой сочетание линейных опрокинутых и изоклинальных складок разных порядков. При этом интенсивнее дислоцированы отложения в Приамурье. Наиболее крупные складки достигают в длину 100 км и более при ширине от 8 до 15 км. Углы падения слоев составляют 40—60°, иногда достигая 80°. Складки сочетаются с разрывными нарушениями небольшой амплитуды со взбросовым и надвиговым типами смещений.

Протоорогенный структурный этаж Монголо-Охотской области структурно связан с геосинклинальным. Он распространен в тех же прогибах, но по вещественному составу представлен грубообломочными молассовыми прибрежно-морскими и континентальными отложениями. Песчанико-конгломератовая формация в Восточном Забайкалье (верхнегазимуровская свита, мощностью более 1000 м) залегает с несогласием на подстилающих отложениях. В основании разреза прослеживаются крупно- и среднегалечные конгломераты и фангломераты с многочисленными валунами, сменяющиеся выше конгломератами с линзами и прослоями крупнозернистых песчаников. Галька конгломератов состоит в основном из кварцитов, гранитоидов, метаморфических сланцев и редко песчаников и алевролитов. Конгломерато-песчанико-сланцевая формация в Приамурье (осежинская, толбузинская и другие свиты, мощностью до 5000 м) относится к типу угленосных моласс. Она согласно залегает на геосинклинальных отложениях,

в нижней части разреза характеризуется существенно песчаниковым составом с прослоями конгломератов и иногда включением кислых эффузивов и туфов (Чехов, Бялобжеский и др., 1965 г.), средняя часть ее существенно угленосная, а верхняя целиком сложена валунными и среднегалечными конгломератами. В отличие от Восточного Забайкалья протоорогенный прогиб Верхнего Приамурья не полностью вложен в геосинклинальный, а несколько смещен по отношению к нему к юго-востоку.

Дислокации протоорогенных толщ различны. С одной стороны, они образуют конформные линейные складки вместе с геосинклинальными образованиями, с другой — смяты в сравнительно простые брахиформные складки. Так, по К. К. Анашкиной и И. Г. Рутштейну (1969) верхнегазимуровская свита (песчанико-конгломератовая формация) в бассейне реки Борзи образует несколько простых брахиальных складок с углами падения крыльев от 5—10 до 20—35°, несогласно перекрывая опрокинутые, круто падающие нижнеюрские отложения. В Осежинском прогибе Верхнего Приамурья, почти полностью выполненном протоорогенными образованиями, А. Д. Чехов, С. Г. Бялобжеский и другие (1965 г.) отмечают простые пологие брахиформные складки, нарушенные разломами и интрузиями гранитоидов. Однако к северной границе прогиба складки заметно сужаются и приобретают асимметричное строение с опрокидыванием осевых поверхностей. В Ольдойском прогибе молассовые толщи смяты вместе с геосинклинальными в типичные линейные складки.

Дейтероорогенный структурный этаж развит широко по всей территории области. В связи со скользящим характером верхней границы геосинклинального и протоорогенного этажей соответственно смещается и нижняя граница дейтероорогенного этажа. В Восточном Забайкалье он начинается с вулканитов верхней юры, в Верхнем Приамурье — с нижнего, а на крайнем востоке области — с верхнего мела. Молассоидные формации выполняют приразломные грабены и прогибы, сходные с таковыми Хангай-Яблоновой и других областей.

Верхнеюрско-нижнемеловой подэтаж образован трахиандезитовой и конгломерато-песчаниково-сланцевой угленосной формациями. Трахиандезитовая формация (шадоронская серия и другие, мощностью до 1800 м) несогласно, с базальными конгломератами залегает на морских и прибрежно-континентальных образованиях нижней и средней юры Восточного Забайкалья. Она сложена трахиандезитами, андезитовыми порфиритами, андезито-дацитами, дацитами, трахибазальтами, туфами, туфопесчаниками и туфоконгломератами. Наиболее широко представлена трахиандезитовая группа пород. Верхняя граница формации определяется налеганием на нее

нижнемеловой конгломерато-песчаниково-сланцевой угленосной формации (балейская, тайнинская серии или тургинская, кутинская, аргунская и другие свиты, мощностью более 1000 м). Последняя сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинистыми, известковистыми, битуминозными, кремнистыми («бумажными») сланцами, пластами бурых углей. В некоторых впадинах (Аргунской, Усть-Карской и др.) в различных горизонтах формации появляются вулканогенные породы кислого состава (Писцов, 1965; и др.), в ряде других впадин в основании разреза наблюдаются прослой базальтов (Любалин, 1970).

Нижне-верхнемеловой подэтаж в Восточном Забайкалье представлен конгломератовой формацией, а в Верхнем Приамурье — терригенно-вулканогенной. Конгломератовая формация несогласно залегает на нижележащих отложениях и тяготеет к тем бортам верхнеюрско-нижнемеловых впадин, которые осложнены надвигами (Ундино-Даинская, Куэнгинская и др.). Мощность ее до 1000 м. Она сложена несортированными глыбовыми конгломератами, окрашенными в красные, буро-красные, реже серо-зеленые тона. Терригенно-вулканогенная формация Верхнего Приамурья также резко несогласно залегает на более древних отложениях. К ней относятся вулканиты, распространенные на поднятиях, окружающих юрские прогибы, в том числе и на Гонжинском выступе (талданская и другие свиты, мощностью более 1000 м). В составе формации отмечаются базальтовые и андезитовые порфириды, андезито-базальты, кварцевые и фельзитовые порфиры и кварцевые альбитофиры. Эффузивы чередуются с прослоями конгломератов, реже песчаников и алевролитов. В основании разреза повсеместно отмечается горизонт туфов и туфоконгломератов. Породы этого подэтажа интенсивно дислоцированы, однако дислокации по большей части носят характер разрывных нарушений и приразломных складок.

Интрузивные породы обнажаются в границах поднятий. В Восточном Забайкалье они имеют возраст в пределах средней юры — нижнего мела. Это массивы диоритов, гранодиоритов, биотитовых гранитов, граносиенитов и их порфировых разновидностей. Они относятся к диорит-гранитовой формации. Интрузивные образования Верхнего Приамурья развиты нешироко и представлены массивами, обнажающимися в пределах Гонжинского выступа. Эти породы по своему типу отнесены к субщелочной гранодиорит-сиенит-гранитовой формации. Аналогичная верхнемеловая формация выделяется на крайнем востоке области.

Таким образом, Монголо-Охотская область является единственной областью в пределах Центрально-Азиатского пояса, где получили развитие мезозойские геосинклинальные образования. Отдавая себе отчет, что эти толщи не обладают

полным набором геосинклинальных признаков и вмещающие их прогибы некоторыми исследователями относятся к единой категории «впадин Восточно-Азиатской или Тихоокеанской группы» (Нагибина, 1963; и др.), следует вместе с тем подчеркнуть их существенное отличие от развитых в соседних областях как одновозрастных, так и более молодых орогенных образований.

Хангай-Яблоновая область

Хангай-Яблоновая область охватывает громадную территорию, площадью около 1 000 000 кв. км, и включает районы хребтов Хангая и Хэнтэя в Монголии, Джидинский горный район, Западное и Центральное Забайкалье, большую часть Витимского плоскогорья и Олекминский Становик. Выделение области обусловлено распространением в ее пределах дейтероорогенного структурного этажа, сложенного отложениями от триаса до нижнего палеогена включительно. Границы ее с соседними областями в большей части случаев совпадают с зонами разломов глубокого заложения — Баянхонгорским, Ундуршилинским, Дельгинским на юго-западе, юге, юго-востоке; Ононским и Монголо-Охотским на востоке; Тукуруингским на севере и т. д. Домезозойское основание представлено разновозрастными складчатыми системами (от протерозойских до позднегерцинских), вытянутыми преимущественно в северо-восточном направлении.

Мезозойский дейтероорогенный этаж Хангай-Яблоновой области отличается от более ранних комплексов различных складчатых систем вещественным составом, формами и степенью дислокаций, метаморфизмом. В то же время мезозойские образования объединяются сходным типом формаций (осадочные и вулканогенные молассы, гипабиссальные интрузии), специфической формой тел, тектонических нарушений и т. д. Входящие в состав этажа терригенные породы выполняют впадины, как правило, хорошо выраженные в современном рельефе, вулканогенные породы участвуют в строении тех же впадин и слагают склоны хребтов, интрузивные обнажаются в пределах межвпадинных пространств в положительных структурных формах.

Нижняя граница дейтероорогенного этажа прослеживается, как правило, по несогласному (с перерывом) залеганию триасовых образований на всех более древних толщах. Сверху этаж ограничен несогласным же залеганием неогеновых и четвертичных отложений. Внутри этажа выделяются шесть подэтажей: триасовый, триас-нижнеюрский, ниже-среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой, ниже-верхнемеловой и верхнемеловой-палеогеновый. Они разделены поверхностями угловых несогласий и различаются степенью дислоцированности

пород, структурным планом, характером магматизма и т. п.

Триасовый подэтаж представлен базальт-андезит-липаритовой формацией (тамирская свита, мощностью более 3000 м), распространенной в Северной Монголии, Джидинском районе и Западном Забайкалье. Основную часть разреза слагают эффузивные и пирокластические породы. Наиболее характерны липариты, фельзиты и фельзит-порфиры, их туфы и лавобрекчи, а также базальты, андезитовые и диабазовые порфиры. Осадочные породы (конгломераты, разнообразные песчаники, углисто-кремнистые алевролиты) тесно связаны с пирокластическими, они маломощны и приурочены к низам разреза. Формация располагается в пределах межвпадинных пространств, слагающие ее породы, особенно вблизи разломов, значительно дислоцированы и подвергались зеленосланцевому метаморфизму. Внутреннее строение отдельных полей распространения подэтажа расшифровывается с трудом. Породы обычно слагают крупные моноклиналиные, антиклинале- или синклиналеподобные структуры с крутыми углами падения (40—60°, в отдельных случаях до 80°).

Триас-нижнеюрский подэтаж состоит из пестроцветной песчанико-конгломератовой, трахибазальтовой и трахит-трахилипаритовой формаций. Пестроцветная песчанико-конгломератовая формация известна только в Северной Монголии (абзогская свита, мощностью от 500 до 4000 м). Разрез сложен ритмично переслаивающимися бурыми и лиловыми разногалечными конгломератами и серыми и зелено-серыми полимиктовыми песчаниками с прослоями черных или оливковых алевролитов. Трахибазальтовая формация (могодская, боргойская и другие свиты, мощностью до 2000 м) распространена в Северной Монголии и Западном Забайкалье. Она залегает на песчанико-конгломератовой с постепенным переходом, реже с несогласием. В основании содержит горизонт бурых конгломератов с вулканогенным цементом, сменяющихся выше андезитами, трахиандезитами и их брекчиями с отдельными пачками андезито-базальтов и плагиопорфиритов, среди которых в верхах разреза в значительном количестве появляются трахибазальты. Трахит-трахилипаритовая формация (цаган-хунтэйская свита, мощностью до 1000 м) развита по всей территории области. Взаимоотношения ее с остальными формациями того же подэтажа неясны, так как они встречаются на разных участках, но известно, что она расположена ниже заведомо нижнеюрских отложений. Трахит-трахилипаритовая формация выступает как эффузивная фация щелочных гранитоидов и сложена сиенит-порфирами, трахитами и трахилипаритами, микросиенитами и ортофирами. Триас-нижнеюрские формации (за исключением трахит-трахилипаритовой) выполняют различные по размерам вла-

дины. Наиболее крупная из них Орхонская впадина представляет собой (по Томуртоого, 1972) сложное ступенчатое сочетание односторонних грабен и горстов, а также симметричных и асимметричных грабен-синклиналей. Характерна различная дислоцированность слоев, с углами падения от 10—30 до 50—60°.

Нижне-среднеюрский подэтаж слагает, с одной стороны, крупные вулканогенные прогибы, расположенные на склонах хребтов, с другой — приразломные впадины на водораздельных частях («гольцовая юра» Центрального Забайкалья) либо слабо выраженные в рельефе депрессии (Тугнуйская впадина). Породы смяты в пологие складки с углами наклона крыльев 10—20°. Крутые падения встречаются только в приразломных зонах.

Подэтаж состоит из конгломератовой, трахибазальтовой и конгломерато-песчанико-сланцевой угленосной формаций. Конгломератовая формация (березовская, харюлгатинская, удинская и другие свиты, мощностью более 1000 м) в виде самостоятельных тел известна в Центральном Забайкалье. Она представлена чередованием пачек валунных и разногальчатых конгломератов с небольшими прослоями песчаников и туфопесчаников, реже эффузивов пестрого состава. В Джидинском районе и Западном Забайкалье она тесно связана с трахибазальтовой формацией и постепенно в нее переходит. Трахибазальтовая формация (ичетуйская и другие свиты, мощностью до 1500 м) встречается в Северной Монголии, Джидинском районе и Западном Забайкалье. Она согласно залегает на конгломератовой, но в отдельных случаях фациально ее замещает. Формация состоит в основном из эффузивов, туфогенные и осадочные породы встречаются редко. Эффузивы представлены хорошо выраженным в рельефе переслаиванием потоков трахиандезитов (редко трахитов) и трахибазальтов, прослеживающихся на многие километры. Конгломерато-песчанико-сланцевая угленосная формация (тугнуйская и другие свиты, мощностью 500 м и более) распространена в Монголии и Западном Забайкалье. Она выполняет редкие слабо выраженные в рельефе впадины, вложенные, как правило, в эффузивы трахибазальтовой формации. Угленосные толщи представлены ритмично чередующимися алевролитами, аргиллитами и песчаниками, содержащими пласты каменного угля. Во впадинах, где угленосная формация не связана постепенными переходами с трахибазальтовой формацией, она содержит в основании мощный слой базальных конгломератов.

Верхнеюрско-нижнемеловой подэтаж распространен по всей территории Хангай-Яблоновой области. Среди слагающих его формаций (см. табл.) наиболее широко развита конгломерато-песчанико-сланцевая угленосная формация. В структурном

отношении она тесно связана с подстилающими ее вулканогенными формациями — трахибазальтовой, базальт-андезит-липаритовой, трахиандезит-трахилипаритовой и залегает на них чаще согласно, иногда с постепенными переходами, но отмечаются также перерывы и угловые несогласия (в основном в восточной части области). В Северной Монголии в основании подэтажа выделяется пестроцветная песчанико-конгломератовая формация (толща рыхлых пестроцветных конгломератов и песчаников, мощностью около 300 м, выполняющая небольшие грабены Восточного Прихубсугуля и встречающаяся в основании разреза Эгыйнгольской, Шарангольской и других впадин). Трахибазальтовая формация (хилокская свита, мощностью до 1000 м) подстилает угленосные отложения, частично фациально замещая их в Джидинском районе, Западном Забайкалье и на Витимском плоскогорье. Вулканиды обнажаются в непосредственном обрамлении впадин либо вскрываются внутри них скважинами. Это главным образом трахибазальты, трахибазальтовые порфириты, трахиандезиты, их туфы и агломераты. В основании, как правило, залегает пачка разногалечных конгломератов, содержащих прослойки песчаников и глинистых сланцев.

Трахиандезит-трахилипаритовая формация наблюдается в основании разрезов впадин Центрального Забайкалья (бальзойская, джаргалантуйская, бырцинская и другие свиты, мощностью до 1000 м). В ее составе наряду с эффузивами в большом количестве встречаются пирокластические породы. Эффузивы состоят из трахиандезитовых и андезитобазальтовых порфиритов, трахилипаритовых и липаритовых порфиров, реже базальтовых порфиритов, фельзит-порфиров, дацитов.

Базальт-андезит-липаритовая формация известна в Олекминском Становике. Вулканиды слагают относительно небольшие поля мощностью до 400 м на склонах хребтов, а также обнажаются в обрамлении верхнеюрско-нижнемеловых депрессий и в блоках фундамента внутри них. Как правило, можно выделить две подформации. Нижняя представлена андезитовыми и базальтовыми порфиритами, верхняя — липаритами, кварцевыми порфирами и их туфами. В некоторых случаях в основании залегает терригенная толща.

Конгломерато-песчанико-сланцевая угленосная формация выполняет приразломные впадины по всей территории Хангай-Яблоновой области (гусиноозерская, букукунская, алтанская, черновская, уганская и другие свиты, мощностью свыше 2000 м). Постепенно или с незначительным перерывом она сменяет вулканогенные формации. В основании повсеместно присутствует пачка разногалечных конгломератов, которая вверх по разрезу сменяется песчанико-сланцевыми отложениями с пластами бурых углей. Только во впадинах Олек-

Мезозойские формации дейтероорогенного

Подэтажи	Северная Монголия		Джидинский район и Западное Забайкалье	
	Формация	Серия, свита, толща	Формация	Серия, свита, толща
Шестой K ₂ —P				
Пятый K ₁₋₂			Конгломератовая Трахибазальтовая	Чандинская, сотниковская и др. свиты Цежейская и др. свиты
Четвертый J ₃ —K ₁	Конгломерато-песчанико-сланцевая угленосная	Аналоги цаганцабской и дзунбаинской свит	Конгломерато-песчанико-сланцевая угленосная	Гусиноозерская серия и ее аналоги
	Пестроцветная песчанико-конгломератовая	Аналоги шарлинской пестроцветной толщи	Трахибазальтовая	Хилкокская свита и ее аналоги
Третий J ₁₋₂	Конгломерато-песчанико-сланцевая угленосная Трахибазальтовая	Аналоги тугнуйской угленосной толщи Аналоги ичетуйской вулкано-генной толщи	Конгломерато-песчанико-сланцевая угленосная Трахибазальтовая и конгломератовая	Галгатайская, тугнуйская и др. свиты Ичетуйская, удинская, березовская, харюлгатинская свиты
	Трахибазальтовая Пестроцветная песчанико-конгломератовая	Могодская свита Абзогская свита	Трахит-трахитлипаритовая Трахибазальтовая	Цаган-хунтейская свита Чернояровская, боргойская и др. свиты
Первый T	Базальт-андезит-липаритовая ?	Аналоги тамирской вулкано-генной толщи Зап. Забайкалья	Базальт-андезит-липаритовая	Тамирская свита

структурного этажа Хангай-Яблоновой области

Витимское плоскогорье		Центральное Забайкалье		Олекминский Становик	
Формация	Серия, свита, толща	Формация	Серия, свита, толща	Формация	Серия, свита, толща
Пестроцветная переотложенных кор выветривания	Еравнинская, мохейская свиты	Глинистая лигнитоносная	Байгульская свита		
Трахибазальтовая	Базальты Витимского плоскогорья	Конгломератовая Трахибазальтовая	Оранжевая свита Базальты Букукунской, Ингодинской и др. впадин	Андезит-липаритовая	Аналоги карауловской вулканической толщи Станового хребта
Конгломерато-песчанико-сланцевая угленосная	Ендондинская, заинская и др. свиты	Конгломерато-песчанико-сланцевая угленосная	Букукунская, алтанская, черновская и др. свиты	Конгломерато-песчанико-сланцевая угленосная	Аналоги уганской герригенной толщи Станового хребта
Трахибазальтовая	Хысехинская свита и ее аналоги	Трахандезит-трахилипаритовая	Бальзойская, джаргалантуйская и др. свиты	Базальт-андезит-липаритовая	Безымянные толщи вулканитов
		Конгломератовая	Харюлгатинская свита		
Трахит-трахилипаритовая	Аналоги цаган-хунтейской вулканической толщи	Трахит-трахилипаритовая	Аналоги цаган-хунтейской вулканической толщи		

минского Становика формация целиком состоит из грубообломочных пород (песчаники, гравелиты, конгломераты), и в ней почти полностью отсутствуют угли.

Структурная позиция верхнеюрско-нижнемелового подэтажа несколько другая, чем ранее описанных. Он залегает только в приразломных впадинах, образующих депрессионные зоны, вытянутые в северо-восточном направлении вдоль глубинных разломов и разделенные хребтами. Наиболее крупные Гусино-Удинская, Чикой-Ингодинская и другие цепочки впадин. Верхнемезозойские впадины разнообразны по морфологии. Крупнейшие из них представляют собой линейные или овальные, глубокие, часто асимметричные и ограниченные разломами с одной или двух сторон, хорошо выраженные в рельефе структурные формы (Боргойская, Гусино-озерская, Ононская, Ингодинская, Тунгирская и др.). Более мелкие впадины часто в современном рельефе не выражены (депрессии Джидинской горной страны — Купчинская и др.). Дислоцированность слоев во впадинах невелика (10—15°), но вблизи разломов наблюдаются более крутые падения. Залегание либо моноклинальное, либо синклинальное (мульды и брахисинклинали).

Нижне-верхнемеловой подэтаж сложен конгломератовой и трахибазальтовой формациями. Последняя образует тела, прорывающие верхнеюрско-нижнемеловые угленосные отложения в центральных частях и у сбросовых бортов впадин, а валунные конгломераты несогласно перекрывают их вдоль бортов, осложненных надвигами. Трахибазальтовая формация известна достоверно в Джидинском районе, Западном и Центральном Забайкалье (цежейская свита и др.), но имеются указания на ее присутствие и в других районах Хангай-Яблоновой области (Монголии, Витимском плоскогорье и др.). Формация сложена породами, являющимися производными щелочной оливин-базальтовой магмы — трахидолеритами, кринанитами, тешенитами, шошонитами и т. п. Конгломератовая формация (сотниковская, чандинская, гарекинская, оранжевая и другие свиты) сложена грубообломочным материалом, представленным почти неокатанными глыбами и валунами пород горного обрамления впадин, сцементированными грубозернистым песчаником. Среди брекчий и конгломератов встречаются прослои песчаников и глин, количество которых увеличивается при удалении от бортов впадин. Характерна желто-бурая окраска пород.

Верхнемеловой-палеогеновый подэтаж образован мало мощными формациями — глинистой лигнитоносной в Центральном Забайкалье и пестроцветной переотложенных кор выветривания на Витимском плоскогорье. Глинистая лигнитоносная формация (байгульская свита) развита в юго-западной части Оловской впадины. В ее составе преобладают

алевролитовые глины и алевроиты зеленовато-серого и темно-серого цвета с пропластками лигнита. Пестроцветная формация переотложенных кор выветривания (еравинская свита и др.) несогласно перекрывает угленосную формацию верхней юры — нижнего мела. Она представлена глинами, суглинками, щебнем, песком, галечниками и валунниками. Породы пестрой окраски, обломки большей частью выветрелы, иногда лимонитизированы. Слои практически не дислоцированы. По формационному составу (связь с переотложенными корами выветривания, тонкозернистость и пр.) образования этого подэтажа сближаются с образованиями платформенного чехла, развитого к югу от Хангай-Яблоновой области. Однако локализация их в тех же межгорных впадинах позволяет с известной долей условности относить их к дейтерогенному этажу.

Интрузивные породы широко развиты на территории Хангай-Яблоновой области. Обнажаясь в пределах межпадинных поднятий, они характеризуются в большинстве своем тесной парагенетической связью с вулканогенными образованиями. Мезозойские интрузивные комплексы располагаются на трех возрастных уровнях — ранне-, средне- и поздне-мезозойском. К раннемезозойским отнесены габбро-диорит-гранитовая формация и формация щелочных гранитоидов. Первая представлена крупными батолитовыми и трещинными телами, развитыми по всей территории области (ичетуйский, бичурский, кударинский, амананский и другие комплексы). Массивы сложены гранодиоритами, амфиболо-биотитовыми, биотитовыми и лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами, реже габбро, габбро-диоритами и сиенитами. Породы относятся к умеренно кислым гранитоидам щелочноземельной серии. Формация щелочных гранитоидов (малокуналейский, кудунский, талойский и другие комплексы) известна в Джидинском районе, Западном и Восточном Забайкалье и на Витимском плоскогорье. Породы представлены рядом гранит — сиенит, с преобладанием щелочных разностей. Они образуют массивы размером до 600 кв. км. Раннемезозойские гранитоиды прорывают эффузивы базальт-андезит-липаритовой формации и перекрываются угленосными и трахибазальтовыми толщами ниже-среднеюрского подэтажа. Радиометрический возраст гранитоидов этой группы от 170 до 210 млн. лет (Соловьев, 1968).

К среднемезозойским интрузивным образованиям относятся дайковые и субвулканические комплексы. В Западном Забайкалье они исследованы Ю. В. Комаровым (бажигирский и нарынский комплексы), в остальных районах подобные образования изучены слабо. Дайковый комплекс слагает пояса протяженностью до 30—40 км. Он представлен мелкозернистыми сиенитами, сиенит-порфирами, а также трахидо-

леритами, эссекситами и гранит-порфирами. Они обнажаются в пределах сводово-глыбовых поднятий, окружающих нижне-среднеюрские впадины. Субвулканический комплекс известен только среди полей эффузивов. В его составе выделяются мелкие тела трахидолеритов, эссекситов, бостонитов, сиенит-порфиров, гранит-порфиров, микрогранитов. Позднемезозойские интрузии развиты по всей территории, однако наиболее широко — в восточной части области. Среди них выделяются диорит-гранитовая формация и формация щелочных гранитоидов. Последняя известна на северо-востоке Центрального Забайкалья и в Олекминском Становике (нерчуганский комплекс). Она состоит из лейкократовых гранитов, граносиенитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров. Все породы обладают повышенной щелочностью. Диорит-гранитовая формация (дабхорский, гуджирский, харалгинский, сохондинский, амуджикано-сретенский и другие комплексы) слагают штоки и штокообразные тела гранитов, гранодиоритов, диоритов, гранодиорит-порфиров. Петрохимические характеристики позволяют считать эти породы формацией субщелочных гранитоидов. Обе формации тесно связаны с вулканами верхнеюрской андезит-липаритовой формации (вплоть до постепенных переходов), что дает повод исследователям в некоторых случаях выделять их в вулcano-плутонические серии (харалгинская серия и другие; Старченко, 1968). Данные изотопного анализа гранитоидов этой группы указывают на возраст в интервале от 110 до 175 млн. лет (Соловьев, 1968).

Особое место среди позднемезозойских интрузий занимают интрузивные тела трахибазальтовой формации (белоозерский комплекс и др.). Они тяготеют к позднемезозойским депрессиям, где слагают пластовые тела трахидолеритов, гленмуиритов, тешенитов, монцонитов, сиенитов и т. п. По всей территории области широко развиты позднемеловые дайковые комплексы, приуроченные к бортам депрессий и склонам окружающих хребтов. Это габбро-диабазы, монцониты, диориты, сиениты, сиенит-порфиры, фельзит-порфиры и др. Они прорывают нижнемеловые отложения и перекрываются четвертичными осадками. Радиометрический возраст этих пород колеблется в пределах 100—127 млн. лет (Соловьев, 1968).

Хангай-Яблоновая структурная область обладает в Центрально-Азиатском поясе наиболее полным (как по возрасту, так и по составу) набором мезозойских орогенных формаций. Тектонические процессы, начавшиеся на территории области в триасе и закончившиеся в раннем палеогене, охватили разновозрастные структурные сооружения (от протерозоид до герцинид включительно) и коренным образом изменили существовавшую ранее структуру этого сегмента земной коры.

Становая область занимает площадь около 120 000 кв. км и охватывает водораздел между притоками р. Лены — Олекмой, Алданом и другими и левыми притоками р. Амура — Ольдоем, Зеей, Буреей, Амгунью, т. е. район Станового и ряда более мелких хребтов.

Домезозойский фундамент представлен протерозойскими складчатыми сооружениями, разбитыми к началу мезозоя на крупные блоки, различающиеся по степени насыщения гранитоидами и разделенные между собой протяженными зонами разломов глубокого заложения. Последние сохранили свою контролируемую роль и в течение мезозойского тектонического этапа, образуя границы области и ее структурно-формационных подразделений. В меридиональном направлении с севера и юга область ограничена соответственно системами Станового и Монголо-Охотского структурных швов. На восточной окраине по системам разломов широтного и северо-восточного простираний она причленяется к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу, и на западе примыкает к Хангай-Яблоновой области, отделяясь от нее зоной Тукурингского разлома.

Распространенный в ее пределах мезозойский дейтероорогенный структурный этаж включает образования нижней юры — верхнего мела.

Мезозойский дейтероорогенный этаж. Вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования Становой области развиты преимущественно по северной и южной окраинам вдоль Становой и Монголо-Охотской зон разломов и представлены двумя комплексами — терригенным верхнеюрско-нижнемеловым и осадочно-вулканогенным нижнемеловым. Соответственно выделяются два подэтажа.

Верхнеюрско-нижнемеловой подэтаж состоит из конгломерато-песчанико-сланцевой формации (уганская и другие свиты). На юге области эта формация выполняет узкие и протяженные впадины, образовавшиеся вдоль Монголо-Охотской зоны разломов, на остальной территории слагает незначительные по размерам тела, представляющие собой ксенолиты в кровле массивов гранитоидов. Формация мощностью до 2000 м состоит из пачек песчаников, различающихся количеством прослоев конгломератов и алевролитов. Слои сматы в брахиформные складки, осложненные в приразломных зонах. Углы падения на крыльях 10—14°.

Нижне-верхнемеловой подэтаж сложен терригенно-вулканогенной молассовой формацией, которая объединяет ряд терригенных толщ (ундытканская, филимошкинская свиты и др.), чередующихся с толщами средних и кислых эффузивов (карауловская свита и др.). Эти отложения несогласно пере-

крывают верхнеюрско-нижнемеловые и выполняют крупные впадины на севере области в зоне Станового разлома и более мелкие грабены на остальной территории. Терригенные толщи представлены, как правило, грубообломочными породами — конгломератами с редкими прослоями песчаников, либо конгломератами, песчаниками и алевролитами. Их общая мощность в редких случаях превышает 500 м. Вулканические толщи чередуются с терригенными, они состоят из лав андезитов, андезито-базальтов, кварцевых порфиров, лавобрекчий, туфов, туфопесчаников и туфоконгломератов. Эффузивы чаще всего тесно связаны с интрузивными массивами.

Для Становой области характерно чрезвычайно широкое развитие мезозойских интрузивных формаций. Из них наиболее древняя диорит-гранитовая формация, представленная батолитоподобными и крупными трещинными интрузиями гранитов, гранодиоритов и диоритов. По своим петрохимическим особенностям эти породы могут быть отнесены к типу щелочноземельных натровых гранитоидов. Возраст гранитоидов этой группы устанавливается условно. Известно, что они перекрываются ниже-верхнемеловыми эффузивами и прорваны комагматичными последним лейкократовыми субщелочными гранитами. Таким образом, определяется верхняя граница формирования этих комплексов. Отсутствие прямых геологических данных о нижней возрастной границе формации заставляет решать этот вопрос путем сопоставления с соответствующими интрузивными комплексами западной и восточной окраин области. Гранитоиды западной части имеют аналоги в Олекминском Становике, которые там датируются поздним триасом — юрой. Массивы восточной части Становой области аналогичны раннемеловым гранитоидам Удской зоны. В пределах центральной части области выделяются два типа гранитоидов, взаимоотношения между которыми еще недостаточно выяснены. Первые тождественны позднетриасовым-юрским Олекминского Становика, вторые аналогичны раннемеловым Удской зоны.

В связи с проблемой возраста батолитоподобных гранитоидов следует обратить внимание на их приуроченность к области устойчивого воздымания в юрское время и на рубеже юры и мела. В этом отношении они заметно отличаются от гранитоидов Удской зоны Тихоокеанского пояса, формированию которых предшествовало устойчивое прогибание и накопление осадочных толщ юры и поздней юры — раннего мела, сменившееся затем интенсивным вулканизмом.

Таким образом, кажется логичным считать возраст гранитоидов диорит-гранитовой формации Становой области юрским — раннемеловым, ближе не определенным. Данные изотопного возраста получены в интервале 130—170 млн. лет (Молчанова, 1964; и др.).

Нижне-верхнемеловые гранитоиды гранодиорит-сиенит-гранитовой формации тесно связаны с одновозрастными эффузивами, образуя в них пластообразные тела, а также мелкие штоки и дайки. Породы характеризуются резко гипабиссальным обликом и представлены биотитовыми и лейкократовыми гранитами, гранодиоритами, граносиенитами и их порфиоровыми разностями. Петрохимические признаки указывают на их субщелочной состав. На крайнем востоке области известны субщелочные и щелочные гранит-, сиенит-, гранодиорит-порфиры, тесно связанные с верхнемеловыми эффузивами (гранодиорит-сиенит-гранитовая формация). Эта формация в пределах Становой области выделяется по нескольким массивам, но имеет широкое распространение в Тихоокеанском поясе.

Приведенное описание структуры мезозоя Становой области весьма схематично, что обусловлено не только совершенно недостаточной изученностью территории, но и тем, что она представляет собой область длительной денудации. На протяжении мезозоя сложное проявление тектоно-магматических процессов происходило на фоне непрерывного поднятия с преимущественным формированием многостадийных интрузивных комплексов. Стратифицируемые терригенные и вулканогенные толщи сохранились только по окраинам области, вдоль Станового и Монголо-Охотского разломов.

Тянь-Шаньская область

Тянь-Шаньская область, площадью около 250 тыс. кв. км, сложенная каледонскими и герцинскими складчатыми сооружениями, в современной орографии Центральной Азии представлена высочайшей системой горных хребтов, вытянутых в субширотном направлении. На юге они ограничены Кучарским предгорным прогибом Таримской платформы, на севере — Чуйской и Илийской впадинами Казахстанской области и Урумчинским (Южно-Джунгарским) прогибом внутренней Джунгарской плиты. Включая в свой состав современную горную систему Чаткальского и Кураминского хребтов, Тянь-Шаньская область к югу от них сочленяется по Талассо-Ферганскому разлому с триасово-юрским Коктун-Ферганским прогибом, в палеотектоническом плане соединявшимся через Ферганскую депрессию с плитами Турана. Предполагаемым продолжением Восточно-Ферганского или Коктун-Ферганского прогиба, подвергшегося инверсии в поздней юре, является Яркендский (Предкуэньлуньский) предгорный прогиб Таримской платформы.

В мезозое для внутренней структуры Тянь-Шаньской области характерна относительно слабая дифференциация. Межгорные впадины имеют сугубо ограниченное распростра-

нение, образуя узкие системы грабенов (Сонкуль-Минкуш-Кавакская группа, Джаргалан-Иссык-Кульская группа, грабены бассейна Нарына, Чатыр-Куля, Купгена и т. п.), приуроченных к важнейшим субширотным системам разломов («линия Николаева» и др.), унаследованным от палеозоя.

Залегающие в грабенах мезозойские породы подверглись интенсивному сдавливанию в процессе альпийского орогенеза и в ряде случаев (Минкуш-Кавакская зона) приобрели облик тектонических чешуй, на которые надвинуты палеозойские породы прилегающих горных сооружений.

Во впадинах внутренних частей Тянь-Шаньской области четко выделяются рэт-лейасовый и среднеюрский структурные подэтажи.

Рэт-лейасовый подэтаж расположен в западной группе впадин — от Чатыркульской до Джаргаланской, а *среднеюрский подэтаж* — в восточной группе (Баграшкульская, Кунгесская, Кашская и др.). Оба подэтажа представлены угленосными молассоидными формациями с конгломератами и песчаниками в основании и аргиллитами, алевролитами и углями в верхних частях. Суммарные мощности этих подэтажей в наиболее погруженных частях впадин оцениваются в 1000 м и более. Значительно меньшим распространением пользуется меловой подэтаж. Он установлен только в формировавшейся в раннемеловую эпоху Тоюнской впадине и условно выделен в Кашской впадине. Красноцветные отложения предположительно мелового возраста представлены толщей грубых конгломератов, чередующихся с пачками песчаников и алевролитов. Мощность этой грубообломочной молассоидной формации по данным Н. А. Беляевского (Синицын, 1957) достигает 1500 м. Она несогласно налегает на палеозойский фундамент и рэт-лейасовую угленосную формацию и несогласно же перекрывается серией миндалекаменных оливиновых базальтов мощностью до 200 м. Н. А. Беляевский и В. М. Синицын предполагают, что излияния базальтов происходили на границе мела и палеогена. В этом случае в нашей трактовке они должны быть отнесены к мезозойскому тектоническому этапу. Однако более вероятным представляется их позднепалеогеновый возраст и связь с начальным этапом неоген-четвертичной активизации, тем более, что, располагаясь во многих районах Тянь-Шаня, они согласно перекрываются песчано-глинистой толщей позднего палеогена-неогена.

Упомянутые выше мезозойские структурно-вещественные ассоциации внутренних частей Тянь-Шаньской области были бы недостаточно представительны для характеристики ее как области активного повторного горообразования, если бы не ограничивающие ее предгорные прогибы — Урумчинский, Кучарский и Коктун-Ферганский. Они выполнены молассовыми, в значительной степени грубообломочными толщами

суммарной мощностью более 10 000 м в Урумчинском и более 8000 м в Кучарском прогибах. Характерно, кроме того, широкое развитие меловых пород, представленных в Кучарском прогибе, по данным К. Н. Кравченко (1957), более чем километровой толщиной валунных и разногалечных конгломератов, что, несомненно, свидетельствует о высоком стоянии Тянь-Шаньской горной области не только в юрском, но и в меловом периоде, несмотря на ее слабую дифференцированность. В Коктун-Ферганском прогибе мощность разреза только верхнетриасовых и ниже-среднеюрских отложений, в основании которого залегают валунные конгломераты, оценивается в 2800—3000 м. Эти косвенные данные подтверждают устойчивое поднятие Тянь-Шаньской области в течение всего мезозойского тектонического этапа, лишь замедлившееся в поздне меловую и раннепалеогеновую эпохи.

Структурные несогласия, усматривающиеся в разрезах внутренних впадин этой дейтероорогенной области, а также в ограничивающих ее предгорных прогибах, несмотря на недостаточную изученность этого вопроса, могут свидетельствовать о некоторых структурных перестройках, имевших место в позднем триасе, в конце лейаса или начале средней юры, в поздней юре, на границе поздней юры и раннего мела. Однако современная разломно-складчатая структура комплекса пород, выполняющих мезозойские впадины, почти целиком связана с наложением альпийского (неотектонического) орогенеза.

Алтае-Саянская область

Алтае-Саянская область, занимая территорию около 900 тыс. кв. км, включает в себе байкальские, каледонские и герцинские складчатые сооружения. Характерная особенность — широкое развитие разнонаправленных систем глубинных разломов и их оперений, предопределивших основные простирания как палеозойских, так и мезозойских структур.

Мезозойский дейтероорогенный структурный этаж представлен отложениями нижней и средней юры. Они участвуют в строении разобщенных между собой, различных по морфологии и истории развития впадин. По структурному положению и взаимоотношению с фундаментом эти впадины четко подразделяются на два типа (Боголепов, 1967; Башарина, 1972). Первый тип — впадины, занимающие значительные пространства и имеющие форму, близкую к изометричной. Они тяготеют к Тувинскому и Кузнецкому палеозойским прогибам и могут рассматриваться как унаследованные. Второй тип — впадины, приуроченные к зонам долгоживущих разломов (Главному Восточно-Саянскому и опе-

ряющим его разрывам, Алтае-Кузнецкой системе разломов и др.), представляют собой узкие односторонние или двусторонние грабены (Желсайский, Казаныкский, Сайгонышский, Каргинский и др.).

Нижне-среднеюрские отложения с угловым несогласием залегают на разновозрастных (допалеозойских и палеозойских) образованиях, и только в Кузнецкой впадине в их основании залегают эффузивы нижнего триаса. Отложения представлены конгломерато-песчанико-сланцевой угленосной формацией. К ней принадлежат нижнелейасовые толщи Каргинского, Казаныкского и Желсайского грабенов, нижнеюрские — Казыр-Кизирского грабена, нижне-среднеюрские — Чаданской впадины и впадин Тувинского прогиба (Улугхемской, Инитальской, Онкажинской, Актальской и др.), а также Окинского и Айнакского грабенов и нерасчлененные юрские образования Серлигхемской впадины и Сайгонышского грабена. Разрезы формации характеризуются присутствием в основании крупногалечных, местами валунных конгломератов; нередко сцементированных материалом размытых кор выветривания. Вверх по разрезу конгломераты сменяются переслаиванием пачек песчаников, конгломератов, углистых алевролитов, аргиллитов и углей. В грабенах, как правило, в составе формации преобладают грубообломочные пролювиально-аллювиальные отложения, достигающие мощности более 2000 м (Каргинский, Окинский, Айнакский и др.). Во впадинах Тувинского и Кузнецкого прогибов в разрезах формации большее место занимают алевролиты и аргиллиты озерно-болотных фаций с прослоями и пластами бурых и каменных углей. Мощность их не превышает 1500 м. Характер дислокаций нижне-среднеюрского подэтажа зависит от типа впадин, в строении которых он принимает участие. В Улугхемской впадине устанавливается несколько крупных синклиналей и антиклиналей с пологим наклоном крыльев (до 15°). Более крутые залегания наблюдаются только в приразломных зонах, нарушающих внутреннее строение впадин. В грабенах в результате постседиментационного сжатия бортов, приведшего к широкому развитию взбросов и надвигов, слои подвергались более интенсивному сжатию. Для северных бортов характерно развитие надвигов палеозойских пород на юрские. В этих местах нижне-среднеюрские отложения наклонены к северу или северо-востоку под углами от 30 до $60-70^\circ$, а иногда наблюдаются и опрокинутые залегания. Кроме того, широким развитием пользуются поперечные по отношению к простиранию грабенов складки, осложненные, в свою очередь, разрывами, ответвляющимися от ограничивающих грабены разломов.

Незначительным пространственным распространением в Алтае-Саянской области пользуются проблематичные по воз-

расту отложения так называемых салдамской и бомской свит, сложенных сероцветными тонкозернистыми песчано-алевролитовыми слабоугленосными отложениями. Они установлены в ядрах синклиналиных складок Улугхемской и Инитальской впадин. Салдамская свита, по определениям Г. Г. Мартинсона (1961), датируется поздним байосом — ранним батом. Что касается залегающей выше бомской свиты, то, по представлениям А. Л. Лосева (1970), она условно относится к верхней юре — нижнему мелу. Однако К. В. Боголепов (1967), исходя из общих палеогеографических построений, полагает, что ее образование не может выходить за пределы поздней юры.

Верхнемеловые и палеогеновые образования в юрских впадинах и грабенах Алтае-Саянской области неизвестны. Многими исследователями отмечены реликты меловых-раннепалеогеновых кор выветривания, развитых по палеозойским породам. Небольшими пятнами они располагаются на склонах хребтов, имея мощности до первых метров.

Время проявления постседиментационной складчатости, создавшей современную структуру юрско-нижнемелового дейтероорогенного этажа в целом, в настоящее время не может быть строго определено. Однако, исходя из сопоставления с Хангай-Яблоновой областью и учитывая проявления структурной перестройки в восточной части Западно-Сибирской плиты на границе раннего и позднего мела (Боголепов, 1967), можно предположить, что возраст послееюрской складчатости в Алтае-Саянской области следует относить к этому же времени.

Сведения о мезозойском магматизме, метасоматозе, гидротермальной и пневматолитовой деятельности в Алтае-Саянской области очень скудны. В Казанькском грабене, в правом борту долины р. Тузас Б. Н. Лапиным установлено, что нижнеюрские слои прорваны дайкой оливиновых долеритов мощностью 50—60 м и протяженностью до 1 км. На контактах дайки в нижнеюрских песчаниках имеют место гидротермальные проявления, выраженные кварцево-альбитофирами и карбонатно-баритовыми жилками. Юрские породы значительно доломитизированы и баритизированы, и на них наложена золото-киноварь-флюоритовая минерализация (Дмитриев и др., 1963). В Чаданской впадине породы юры в центральной и прибортовой частях прорваны небольшими (до 10 м) штоками кварцевых порфиров и порфиритов (Лосев, 1970), на контактах гематитизированы и эпидотизированы (Теодорович, 1953). В Каргинском грабене, в долине рч. Куведава и на протяжении 8 км к юго-востоку от нее, в зоне милонитизации, приуроченной к Каргинскому надвигу, расположены штокообразные интрузии (до 15 м в поперечнике) миндалекаменных базальтоидных пород, характеризующиеся кайнотипным обликом, гиалофитовой структурой, большим количеством

нераскристаллизованного стекла с лейстами плагиоклаза (Башарина, 1968). Кроме того, в западной части грабена, в 2 км к югу от горы Каат-Тайга, в зоне дробления по Талайлыкскому разлому установлена полиметаллическая минерализация юрских пород (сидеритизация, окварцевание и вкрапленность теннантита, галенита, халькопирита, реже лимонита, малахита, азурита) (Башарина, Широкушкин и др., 1970). В Айнакском грабене, близ Улзытского разлома, в зонах милонитизации установлены жилы охристого крупнокристаллического кварца с включениями карбоната и жилками чешуйчатого и пластинчатого серицита. Местами юрские породы подверглись ожелезнению и хлоритизации и носят следы сульфидного оруденения (Глоба и др., 1964). Р. В. Оболенской (1971) в пределах юго-восточной части Горного Алтая, почти полностью лишенной мезозойских отложений, выделены дайковые пояса мезозойских калиевых щелочных базальтоидов, представленных слюдянными лампрофирами. Эти тела выделены ею в самостоятельный интрузивный Чуйский лампрофировый комплекс. Изотопный возраст пород комплекса составляет 110—210 млн. лет, что соответствует позднему триасу — раннему мелу. В Монгольском Алтае средне-позднеюрская изотопная датировка калишпатовых гранитов (178—136 млн. лет) считается П. С. Матросовым и другими (1963) омоложенной мезозойскими метаморфическими процессами в зонах повышенной тектонической активности.

Долиноозерская область

Долиноозерская область в виде узкого клина, вытянутого в северо-западном направлении, проникает в глубь Алтае-Саянской области, охватывая площадь около 126 тыс. кв. км. Из состава Алтае-Саянской области она выделена в связи с увеличением возрастного объема дейтероогенного структурного этажа, состоящего из двух подэтажей: ниже-среднеюрского и верхнеюрско-нижнемелового. Территория области ограничена с запада и юго-запада Цаган-Шибэтинским, с юга — Южным Ихэбогдинским и с востока — Дзабханским глубинными разломами.

Мезозойские отложения залегают на каледонском складчатом основании и выполняют большое количество впадин — Урюкнурскую, Убсунурскую, Бургустунгольскую, Зэрэгскую, Ихэснурскую, Шаргаингобийскую, Хусуйнгобийскую и др. По времени заложения, составу выполняющих образований, мощностям и структуре впадин Долиноозерская область делится на две зоны: западную — Предалтайскую и восточную — Ханхухий-Хасагтинскую (Хосбаяр, 1972), разграниченные горной цепью Жаргалантын-нуру, Бумбату-Хайрхан и Дарбийн-нуру.

Нижне-среднеюрский подэтаж сложен конгломерато-песчанико-сланцевой угленосной формацией, совпадающей по объему с жаргалантской свитой (J_{1-2}), и установлен только в Предалтайской зоне. Он участвует в строении линейных грабенов, наложенных на древнее кристаллическое основание и приуроченных к зонам долгоживущих разломов и их ответвлениям. Формация представлена в нижних горизонтах конгломератами, фангломератами, гравелитами и песчаниками, переходящими вверх по разрезу в толщи чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями каменного и бурого угля. Мощность формации от 800 до 1600 м. В прибрежных частях впадин (Хиргиснурской, Урюкнурской и др.) весь разрез формации сложен разногалечными конгломератами. К центральным частям впадин конгломераты замещаются мелкообломочными отложениями и углями.

Характер дислокаций в слоях ниже-среднеюрского подэтажа зависит от размера впадин. В небольших и узких грабенах, площадью до первых десятков километров (Урюкнурской и др.) ниже-среднеюрские слои, как правило, образуют моноклинали, наклоненные в северных румбах под углами до $40-50^\circ$, а близ надвигов — до $80-90^\circ$ и иногда опрокинутых. В грабенах длиной до 85 км и шириной до 15—25 км (Ихэснурский и др.) выделяются ряды полных, иногда линейных складок с простираниями, параллельными ограничивающим грабены разломам. Кроме того, широко развиты складчатые дислокации, связанные с разрывами вторых и более высоких порядков. Вдоль надвигов, развитых в бортах грабенообразных впадин, в зонах милонитизации присутствуют зоны обеления ниже-среднеюрских отложений, носящие следы гидротермальных изменений. Они установлены по северным бортам Урюкнурской, Хиргиснурской, Убуснурской, Зэрэгской и юго-западным бортам Зэрэгской и Ихэснурской впадин и напоминают изменения, присущие разновозрастным толщам Каргинского грабена Алтае-Саянской области, с которыми связана рудная минерализация.

Верхнеюрско-нижнемеловой подэтаж участвует в строении большей части впадин Предалтайской зоны и всех изученных впадин Ханхухий-Хасагтинской зоны. Он представлен пестроцветной песчанико-конгломератовой формацией, состоящей из дарбиской и ихэснурской (верхняя юра), гурванэрэнской и зэрэгской (нижний мел) свит. В Предалтайской зоне верхний подэтаж залегает на различных горизонтах нижней и средней юры, по кровле которых локально развита кора выветривания (Хосбаяр, 1972), или на палеозойском основании. В составе формации (ее мощность достигает 2500 м) преобладают красноцветные и пестроцветные конгломераты, песчаники, красные и коричневые глины, встречаются редкие прослои мергелей и известняков. В Ханхухий-Хасагтинской зоне

пестроцветная песчанико-конгломератовая формация залегает на палеозойском основании. В краевых частях впадин она представлена пестроцветными конгломератами, к центру впадин замещающимися гравелитами и песчаниками, глинами и алевrolитами с озерной фауной. Общая мощность формации 900—1400 м.

Формы дислокаций в верхнеюрском — нижнемеловом подэтаже Предалтайской зоны аналогичны формам, присущим ниже-среднеюрскому подэтажу. В Ханхухий-Хасагтинской зоне для верхнего структурного подэтажа характерны широкие и пологие грабен-синклинали с падением слоев к центру впадин под углами до 20—30°.

* * *

В отличие от рассмотренной, следующая группа областей характеризуется присутствием двух мезозойских структурных этажей — дейтероорогенного и залегающего на нем плитного. К этой группе областей, втянутых в разное время в процессе мезозойского тектогенеза в общее опускание и преобразованных в молодые платформы с широким, а зачастую и сплошным распространением чехла, относятся Западно-Сибирская, Зауральская, Тургайская, Обь-Иртышская и Казахстанская области на западе и северо-западе пояса, а также Бейшаньская, Западно- и Восточно-Гобийская и Маньчжурская на востоке. Их краткая характеристика приводится ниже. Зауральская, Западно-Сибирская и Обь-Иртышская области наиболее связаны друг с другом, являясь в современной структуре частями Западно-Сибирской плиты. Они отличаются по стратиграфическим объемам нижнего — дейтероорогенного и верхнего — плитного структурных этажей.

Тургайская и Зауральская области

Тургайская область отвечает территории Тургайского прогиба. К северу ее сменяет Зауральская область. Она протягивается вдоль восточного склона Урала и уходит за пределы карты. Критерием разделения областей явился разный стратиграфический объем плитного структурного этажа — верхняя юра — палеоген для Зауральской области и верхний мел — палеоген для Тургайской. Дейтероорогенный структурный этаж, выполняющий отдельные скрытые под чехлом впадины, охватывает отложения от триаса до средней юры включительно. Фундаментом мезозойских структурно-вещественных комплексов служат складчатые системы уралид и казахстанских каледонид, разграниченных субмеридиональным разломом, проходящим несколько западнее оси Тургайского прогиба.

Дейтероорогенный структурный этаж (Т—J₂) на территории Зауральской и Тургайской областей выполняет более 130 впадин. Они приурочены к системам субмеридиональных разломов, унаследованных от позднего палеозоя. По структурно-вещественным характеристикам дейтероорогенный структурный этаж разделяется на три подэтажа, отделяющихся друг от друга поверхностями перерывов и несогласий.

Триасовый (без рэта) подэтаж представлен вулканогенно-терригенной формацией (туринской серией), выполняющей более 30 впадин и грабенных как крупных размеров — Убаганская, Катайская, Челябинская, Анохинская, достигающих длины до 150 км при ширине 10—20 км, так и небольших — Назаровская, Юламановская, Кочердыкская и другие, длиной до первых десятков километров и менее. Вулканогенно-терригенная формация несогласно залегает на выветрелых породах палеозоя или верхнего докембрия. Ее вещественный состав неоднократно описывался в литературе (Бочкарев, 1965; Соболевская, 1972; Тужикова, 1961; и др.). Нижние части формации обычно сложены грубообломочными конгломератами с прослоями песчаников, алевролитов и углей. Среди терригенных отложений залегают редкие прослои эффузивов базальтового состава. Более высокие горизонты, иногда залегающие непосредственно на палеозое, сложены главным образом эффузивами основного состава (Убаганская, Кочердыкская, Юламановская, Челябинская, Катайская и другие впадины). В верхних частях формации вновь преобладают песчано-алевролитовые толщи с конгломератами и многочисленными маломощными прослоями углей. Вулканогенно-терригенная формация рассечена серией даек и мелких штоков долеритов, липаритов и гранит-порфиров. Мощность формации составляет от 450 м в Назаровской и 600 м в Анохинской впадинах до 1500 м в Убаганской.

Степень дислоцированности триасовых толщ различна. Во впадинах, выполненных преимущественно осадочными породами (Анохинская, Кочердыкская и др.), часто наблюдаются сильно сжатые линейные складки. Углы наклона достигают 50—70°. При преобладании в составе пород эффузивов (Катайская, Убаганская и другие впадины) доминируют моноклинали и пологие складки с падением крыльев до 10—20°.

В Челябинской и Буланаш-Елkinской впадинах триасовый структурный этаж почти полностью перекрыт рэт-нижнелейасовым подэтажом, а в Убаганской, Кочердыкской, Юламановской, Катайской и других впадинах, находящихся в основном в пределах Зауральской области, — непосредственно образованиями плитного этажа.

Рэт-нижнелейасовый подэтаж сложен конгломерато-песчанико-сланцевой угленосной формацией (челябинской серией). в Орской, Челябинской, Буланаш-Елkinской, Мостовской,

Сугоякской, Волчанской, Богословско-Веселовской, Лаборовской и многих других впадинах он несогласно залегает или непосредственно на палеозойском основании, или на размытой поверхности триасового подэтажа, выполняя мелкие наложенные грабены (Былкулдакский, Севастопольский и др.) Формация сложена брекчиями, конгломератами, аргиллитами и мощными пластами углей (иногда до 200 м). Пласты углей, как правило, располагаются в центральных частях впадин, в сторону бортов уменьшаются в мощности и близ бортов замещаются песчаниками и конгломератами. Мощность формации составляет 700 м в Бурлукской впадине, более 1000 м в Богословско-Веселовской и Волчанской и более 2000 м в Челябинской впадине.

Наиболее характерные складчатые формы подэтажа — брахисинклинали и пологие мульды. Вдоль бортов грабенов слои дислоцированы и принимают крутые наклоны, нередко до опрокинутых.

Верхнелейасово-среднеюрский подэтаж также сложен одной конгломератово-песчанико-алевролитовой угленосной формацией (убаганской и орской сериями) и присутствует во впадинах Тургайской (Джаныспайская, Панфиловская, Кызылтальская, Мхатовская и др.) и южной части Зауральской (Федоровская и др.) областей. Эта формация обычно залегает на триасовом подэтаже или на палеозойском основании. Она имеет сходный состав с одноименной формацией рэт-нижнелейасового структурного подэтажа. Отличительными чертами ее являются слабая угленасыщенность и меньшая мощность, составляющая от 120 м в Галкинской и Буланаш-Елкинской впадинах до 1200 м в Пришимской группе впадин.

Верхнелейасово-среднеюрский подэтаж распространен в основном в западных частях Тургайской и Зауральской областей. Бурением и геофизическими методами он наиболее детально изучен в Убаганской группе впадин (Панфиловской, Харьковской, Кушмурунской, Черниговской и Эгинсайской). Они представляют собой небольшого размера грабены субмеридионального простирания, наложенные на впадины, выполненные триасом. Верхнелейасовые и среднеюрские толщи образуют пологие асимметричные мульды с падениями крыльев до 15° , нарушенные системами сбросов, надвигов и взбросов.

Для дейтероорогенного этажа в целом характерны структурные формы типа грабенов, ограниченных разломами субмеридионального простирания. Поверхности сместителей имеют разные наклоны (в сторону грабенов, от грабенов, вертикальные) и иногда носят характер взбросов и надвигов. Так, в северных и центральных частях Челябинского грабена палеозойские образования надвинуты на юрские породы с востока, на юге Еманжелинского угленосного района — с запада. Близ надвигов юрские слои смяты в узкие складки типа ли-

нейных с крутыми падениями крыльев, иногда до опрокинутых. Аналогичные структурные формы устанавливаются в Буланаш-Елkinsкой, Убаганской и некоторых других впадинах. От нижнего к верхним подэтажам степень дислоцированности толщ скачкообразно уменьшается.

Плитный структурный этаж сложен образованиями верхней юры, мела и палеогена в Зауральской области и верхнего мела — палеогена в Тургайской. Эти образования представлены морскими глинами, песчаниками, алевролитами, глауконитовыми песчаниками и глинами и другими отложениями. Толщи залегают практически горизонтально, кроме случаев, когда они облекают древний рельеф или рассечены кайнозойскими разломами, вблизи которых приобрели слабые наклоны. Максимальная мощность плитного структурного этажа достигает в Тургайской области 450 м и в Зауральской — около 1000 м.

Западно-Сибирская область

Западно-Сибирская область располагается к востоку от Зауральской. На схеме показано ее южное окончание, включающее в себя Омский, Чулымский и Тегульдетский предгорные прогибы позднелейасово-среднеюрского возраста, преобразованные в ходе дальнейшего развития Западно-Сибирской плиты в ее внутренние впадины (Омский прогиб) и моноклиналильные склоны (Тегульдетский прогиб). Критерием выделения Западно-Сибирской области на схеме районирования явилось распространение в ее пределах дейтероорогенного структурного этажа, ограниченного триасом — нижним лейасом, и плитного этажа, обладающего стратиграфическим объемом от позднего лейаса или начала средней юры до палеогена включительно. Фундаментом мезозойских образований служат каледонские и герцинские складчатые системы, продолжающиеся из Казахской и Алтае-Саянской складчатых областей.

Дейтероорогенный структурный этаж участвует в строении наложенных на разновозрастное складчатое основание впадин, приуроченных, как правило, к системам долгоживущих разломов. Он подразделен на два подэтажа.

Триасовый (без рэта) подэтаж имеет ограниченное распространение. Он выполняет несколько впадин Западно-Сибирской области (Тюменскую группу впадин, Барабинскую, Татарскую, Омскую) и сложен вулканогенно-терригенной формацией (туринской серией), представленной конгломератами, песчаниками, основными эффузивами, местами липаритами и порфирами. Мощность этих образований, неполностью вскрытых скважинами, достигает 200 м в Омской впадине и 900 м в Тюменской группе впадин.

Рэт-нижнелейасовый подэтаж сложен конгломерато-песчанико-сланцевой угленосной формацией (челябинской серией). В Омской и Татарской впадинах он залегает на триасовом подэтаже, в Тегульдетской впадине — на палеозойском фундаменте. В составе пород широко развиты конгломераты, чередующиеся с песчаниками и алевролитами с пластами углей. Максимальную мощность (до 500 м) отложения имеют в Омской и Татарской впадинах.

Морфология впадин, выполненных триасовыми и рэт-лейасовыми отложениями, как и характер присущих им дислокаций, почти неизвестна. Лишь по аналогии с районами Зауралья и Тургая можно предполагать их залегание в системах линейных, протяженных грабен. В первую очередь это касается вулканогенных образований нижнего структурного подэтажа, которые многие исследователи (В. Е. Хаин, В. С. Сурков, В. С. Бочкарев и др.) не без основания отождествляют с рифтовыми.

Плитный структурный этаж имеет в пределах области сплошное распространение. Его детальной характеристике посвящены многочисленные работы. Авторами схемы (рис. 1) в составе плиты выделена группа предгорных прогибов юрского возраста, фиксирующих для этого времени границу между дейтероорогенным поясом и плитой. Из числа предгорных прогибов, в значительной степени деформированных в течение последующего тектонического развития, в частности в процессе обрушения окраинных блоков орогенного пояса и миграции Западно-Сибирской плиты к югу, наиболее характерен Тегульдетский прогиб. Он имеет четко выраженное асимметричное строение с крутыми моноклиналями южного борта, пологим северо-западным бортом и преобладанием в составе выполняющих его континентальных молассоидных толщ ритмично построенных грубообломочных и угленосных отложений (макаровская и итатская свиты), мощностью до 800—1000 м. Труднее говорить о внутренней структуре Омского прогиба. Для ранне-среднеюрского времени он отнесен к числу предгорных прогибов, исходя из его структурного положения.

Обь-Иртышская область

Обь-Иртышская область располагается южнее Западно-Сибирской и отличается от нее более высокими возрастными пределами дейтероорогенного и плитного структурных этажей. Первый из них, по данным О. М. Адаменко (1972), имеет возраст от верхов лейаса до средней юры включительно. Второй в своих базальных горизонтах имеет позднеюрский возраст. Площадь Обь-Иртышской области достигает 200 тыс. кв. км. Она имеет почти прямоугольную форму, будучи огра-

ничена системами разломов, проходящих вдоль фаса Горного Алтая, Салаира и Казахского массива.

Дейтероогенный структурный этаж. К нему отнесены верхнелейасово-среднеюрские отложения, выполняющие Улькен-Каройскую, Селетинскую, Койтасскую и другие впадины, а также группу впадин Павлодарского Прииртышья и Степного Алтая. Эти отложения выделяются в конгломератово-песчанико-сланцевую угленосную формацию. В ее основании залегают крупногалечные конгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу ритмично построенными толщами серых, зеленовато-серых песчаников и аргиллитов с прослоями бурого угля. Мощность формации составляет от 150 м (Улькен-Каройская впадина) до 350 м (Койтасская впадина) и 500—600 м во впадинах Степного Алтая и Павлодарского Прииртышья (Глушинской, Мамонтовской, Алейской и др.). Строение впадин изучено слабо. Представление о них может быть получено только по ограниченному буровым и геофизическим данным. Они имеют небольшие размеры (от 2×5 до 25×60 км) и, по-видимому, мульдообразное строение. Юрские слои наклонены обычно к центру впадин под углами 10 — 15° и только в приразломных зонах — 25 — 40° .

Плитный структурный этаж отличает сплошное распространение. Он характеризуется простым строением и имеет форму покровов, залегающих практически горизонтально.

Казахстанская область

Казахстанская область, занимая территорию Центрального и Восточного Казахстана и прилегающих районов Северо-Западного Китая вплоть до Джунгарской плиты, составляет площадь около 1300 тыс. кв. км. В ее пределах выделяются каледонская и герцинская складчатые системы. Первая из них, располагаясь в Центральном Казахстане, имеет форму дуги, раскрывающейся на восток. Для ее западной части отчетливо выражено радиально-кольцевое размещение глубинных разломов с центром кольца в пределах Тенизской впадины (Абдулкабиров, 1966). Герцинская система расположена восточнее и уходит в пределы КНР.

К структурным швам, а также к системам долгоживущих разломов, пересекающих как каледонские, так и герцинские складчатые системы, приурочены мезозойские впадины, выполненные грубообломочными и угленосными образованиями, слагающими дейтероогенный структурный этаж. Он включает отложения от верхнего триаса до средней юры и расчленяется на два подэтажа, разделенных перерывом в осадконакоплении, разным во впадинах по продолжительности.

Верхнетриасово-среднелейасовый подэтаж сложен конгломерато-песчанико-сланцевой угленосной формацией (верхний

триас — средний лейас), выполняющей Илийскую, Алакольскую, Курайлинскую, Зайсанскую, Кендерлыкскую, Каратаускую и другие впадины, расположенные на герцинском основании, а также Карагандинскую, Майкюбенскую и ряд мелких впадин на западе и северо-западе Центрального Казахстана, расположенных на каледонидах. В Илийской, Алакольской, Карагандинской, Майкюбенской и Каратауской впадинах эта формация перекрывает локально развитую преимущественно каолинитовую доверхнетриасовую кору выветривания. Последняя обогащена гидроокислами железа, алюминия, марганца и перспективна на поиски соответствующих полезных ископаемых. Мощность коры выветривания варьирует от первых метров до 100 м (Майкюбенская впадина).

Конгломерато-песчанико-сланцевая угленосная формация имеет разновозрастную нижнюю границу. Наиболее древние образования слагают нижние части формации в Кендерлыкской (средний (?) — верхний триас), Илийской (верхний триас) и Майкюбенской впадинах. Во всех остальных впадинах формация начинается с отложений рэта и только в Карагандинской впадине — с раннего лейаса. Нижняя часть формации сложена обломочным материалом различного размера — от крупноглыбовых конгломератов до гравелитов. У бортов впадин, как правило, количество конгломератов в разрезах увеличивается, а иногда играет главенствующую роль (южный борт Карагандинской впадины, юго-восточный борт Алакольской и др.). Конгломераты сменяются вверх по разрезу ритмичным переслаиванием аргиллитов, углистых сланцев, углей и песчаников. Ритмичность нарушается прослоями и линзами конгломератов. Угольные пласты нередко рабочей мощности чаще всего приурочены к верхним горизонтам рэт-нижнелейасовых толщ (Каратауская, Майкюбенская, Курайлинская, Кендерлыкская впадины) или к средним частям среднелейасовых толщ (Карагандинская, Зайсанская, Илийская впадины). Мощность конгломерато-песчанико-сланцевой формации составляет 350 м в Карагандинской, 310 м в Алакольской и 600 м в Курайлинской впадинах, 1050 м в Зайсанской, 1200 м в Каратауской, 1900 м в Майкюбенской и 1980 м в Кендерлыкской впадинах.

Верхнелейасово-среднеюрский подэтаж располагается на размытой поверхности верхнетриасово-среднелейасового подэтажа и сложен двумя формациями — конгломератовой верхнего лейаса и конгломерато-песчанико-сланцевой угленосной верхнего лейаса — средней юры, образующими латеральный ряд.

Конгломератовая формация верхнего лейаса присутствует только в Алакольской и Курайлинской впадинах. Со слабым угловым несогласием она перекрывает значительные площади развития структурного подэтажа. В Алакольской впадине фор-

мация представлена переслаивающимися между собой мощными (до 200 м) пачками крупно- и среднегалечных конгломератов с маломощными (до 10—20 м) прослоями разнозернистых полимиктовых песчаников. В Курайлинской впадине ее слагают плохо сортированные разногалечные, в том числе валунные конгломераты. Мощность формации в Курайлинской впадине 500 м, в Алакольской — 1000 м.

Конгломерато-песчанико-сланцевая угленосная формация верхнего лейаса — средней юры в Карагандинской и Майкюбенской впадинах, залегая на размытой поверхности одноименной формации, слагающей нижний подэтаж, занимает меньшие площади. В бортах Каратауской впадины она частично располагается на палеозойском основании. В Майкюбенской и Каратауской впадинах она начинается с верхнелейасовых, в Карагандинской — со среднеюрских образований. Нижние части формации содержат слои конгломератов, переходящие вверх по разрезу в ритмично переслаивающиеся пачки конгломератов, песчаников, алевролитов, углистых аргиллитов и маломощных прослоев бурых углей. Только вдоль северного борта Майкюбенской и южного борта Карагандинской впадин весь разрез формации сложен конгломератами и гравелитами. Мощность формации 550 м в Карагандинской и Майкюбенской впадинах и 870 м в Каратауской.

Характерными структурными формами верхнетриасово-среднеюрского дейтероорогенного этажа являются брахисинклинали в Курайлинской впадине, асимметричные синклинали в Илийской, Кендерлыкской, Майкюбенской и Каратауской впадинах, моноклинали в мелких грабенах Алакольской впадины. Среди складчатых и разрывных дислокаций имеются как конседиментационные, так и постседиментационные. В Карагандинской впадине установлены конседиментационные складки облекания в Михайловской, Верхнесокурской мульдах и на Майкудукском горсте. В Алакольской впадине северо-западная центриклиналь Кусакской синклинали срезана Кши-Алакольским разломом и перемещена к северо-западу на 10 км.

Структурно-вещественные характеристики образований дейтероорогенного этажа в целом позволяют отнести их к категории межгорных прогибов и впадин, образовавшихся на фоне дифференцированных блоковых движений по древним и вновь заложившимся разломам. Вещественный состав и размеры обломочного материала, сносившегося на опущенные блоки, имели прямую зависимость от состава пород и высоты рельефа горных сооружений в соседних палеозойских блоках.

Плитный верхнеюрско-палеогеновый структурный этаж пользуется широким площадным распространением. Он образует сплошные покровы на юге и юго-востоке Казахстанской области, перекрывая Чуйскую впадину и

палеозойский Илийский прогиб, и прерывистые поля в Зайсанской, Кендерлыкской и других впадинах Юго-Восточного Казахстана. Эти образования имеют различный возраст, состав и объем. В Каратауской впадине дейтероорогенный этаж и палеозойские образования обрамления перекрыты песчаниками с известковистым цементом, тонкослонистыми алевролитами и горючими сланцами, доломитами и известняками верхней юры — нижнего мела. Эти образования имеют слабые (5—8°) наклоны слоев. Мощность их в редких случаях превышает 500 м, чаще всего 100—200 м, а на палеозойских блоках при удалении от бортовых частей впадины доходит до 20—40 м. Образования верхнего мела и палеогена пользуются большим распространением. Они представлены продуктами меловых кор выветривания (50—100 м), сохранившихся в пределах Чуйской, Жезказганской и Тенизской впадин, сеноман-сантонскими глинистыми алевролитами, монтмориллонитовыми глинами (100 м) с включениями гипса и ярозита в Чуйской впадине, верхнемеловыми кварцевыми песчаниками и глинами (от 10 до 100 м) в Алма-Атинской и Жаркентской депрессиях, светло-серыми известняками, красно-бурыми песчаниками и глинами (до 20 м) в Каратауской впадине, дат-эоценовыми продуктами размыва кор выветривания в Жезказганской (200 м), Тенизской (125 м) и Зайсанской (50—300 м) впадинах, красноцветными гипсовыми песчано-глинистыми дат-олигоценными образованиями юго-западных и северо-восточных склонов хр. Каратау (320 м), Кендерлыкской (45 м), Илийской (530 м) и южной части Зайсанской (410 м) впадин.

Толщи, слагающие плитный структурный этаж, как правило, залегают горизонтально. Исключение составляет случай, когда они облекают древний рельеф или залегают в мезозойских впадинах, где вследствие субнормального сжатия последних в неоген-четвертичное время имеют слабые наклоны от бортов к центральным частям впадин (Кендерлыкская, восточная часть Илийской и другие впадины).

До сих пор остается открытым вопрос о мезозойском магматизме в Казахстане. По имеющимся сводным материалам Г. Н. Щербы и других (1952), Н. Н. Великой (1964), М. А. Абдулкабировой (1966) и других исследователей образование большей части молодых магматических тел тяготеет к поздней перми — раннему триасу — времени окончания герцинского орогенеза. Однако эти исследователи считают, что отдельные проявления магматизма имели место в позднем триасе и юре. К таковым относят пластовые тела рэт-лейасовых андезито-базальтов Алакольской впадины, триасово-юрские малые интрузии пестрого состава в бортах мелких грабенных на северо-западе Центрального Казахстана и др. Кроме того, отражением магматических процессов явля-

ются метасоматоз, следы пневматолитовой и гидротермальной деятельности в юрских впадинах (Алакольской, Кендерлыкской и др.). Из Хоргосского гранитоидного массива, расположенного на южном склоне Джунгарского Алатау, радиометрические определения биотитов дали возраст в 185, 182 и 170 млн. лет. Не исключена возможность, что процессы метасоматоза, обусловившие омоложение радиометрического возраста пород Хоргосского массива, имели место и в других районах Казахстанской области.

Джунгарская область

Особое место в структуре Центрально-Азиатского пояса занимает огромная Джунгарская впадина, расположенная между складчатыми сооружениями Восточного Тянь-Шаня, Пограничной Джунгарии Монгольского Алтая. По своим размерам (около 250 тыс. кв. км) и структуре она выходит за рамки представлений о межгорных впадинах и приближается к структурам платформенного типа. К ней с успехом может быть применен предложенный Р. Г. Гарецким (1972) термин «малая платформа» или «парапласос». В палеозойской структуре многие исследователи (Хуан Цзи-цинъ, 1952, 1961; Основы тектоники Китая, 1962; Сииницын, 1947—1959; и др.) рассматривают Джунгарскую впадину как отторженец Китайской платформы или срединный массив с докембрийским фундаментом, покрытым чехлом верхнепалеозойских, а затем и мезозойских отложений.

Мезозойская структура Джунгарской плиты асимметрична. Односторонний перекося блока складчатого основания с учетом разности его гипсометрического положения к северу и югу от зоны Джунгарского разлома превышает 15 км.

Основание мезозойских отложений, продолжающих развитие эпигеосинклинального позднепалеозойского чехла, погружается от северного борта Джунгарской впадины к югу, образуя в зоне сочленения с Восточным Тянь-Шанем крупный Урумчинский предгорный прогиб. В осевой части Тянь-Шаня мощность мезозойских и кайнозойских отложений оценивается от 8 до 12 км. Из них только на долю грубообломочных формаций 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.

В разрезе чехла Джунгарской плиты, исходя из данных В. М. Сииницына (1959), М. Н. Саидова (1956), К. Н. Крав-

ченко (1957), авторов «Региональной стратиграфии Китая» (1960) и «Основ тектоники Китая» (1962), выделяются красноцветная конгломерато-песчаниковая формация триаса с преобладанием в ее составе крупногалечных, часто валунных конгломератов, поздне триасовая (без рэта) пестроцветная слабо угленосная формация («формация Кинкоу» по Юань Фу-ли) с преобладанием песчаных глин, песчаников и углистых аргиллитов, конгломерато-песчаниковая и латерально замещающая ее угленосная формация рэта — нижней и средней юры, красноцветная песчанико-сланцевая карбонатная формация верхней юры. Выше по разрезу располагаются в значительной мере грубообломочные у южной границы Джунгарской впадины и более тонкие песчано-глинистые на ее северной окраине образования нижнего и верхнего мела, перекрытые верхнепалеогеновыми и неогеновыми толщами.

Данные о структурных соотношениях мезозойского чехла с пермскими и пермо-триасовыми отложениями, также как и соотношения отдельных формаций внутри мезозоя, недостаточны и зачастую противоречивы. Наряду с наблюдениями, позволяющими предполагать непрерывное формирование чехла, начиная с позднего палеозоя, имеются данные о перерывах и несогласиях в подошве триаса, в основании рэт-лейаса, на границе верхней юры и мела. Видимо, наиболее правилен вывод В. М. Синицына о том, что «несогласия в осадочном покрове между палеозойской и мезо-кайнозойской группами, а также внутри этих групп между отдельными свитами наблюдаются только на окраинах, испытавших влияние поднятий Джаира и Восточного Тянь-Шаня. В глубь Джунгарской впадины несогласия становятся менее отчетливыми и сменяются нормальным напластованием» (Синицын, 1959, с. 305).

Осадочный покров Джунгарской плиты существенно дислоцирован только в зонах сочленения с подвижными поясами Тянь-Шаня и в меньшей мере Джаира и Пограничной Джунгарии. По оценке В. М. Синицына, на границе с Тянь-Шанем ширина полосы мезозойского плитного этажа, охваченная складчатостью, достигает 50 км. Но сильное смятие проявляется только в узкой приразломной зоне шириной в несколько километров, далее же следуют постепенно исчезающие пологие складки. М. И. Варенцов, К. Н. Кравченко (1962) отмечают четыре кулисообразные линии складок. Первая линия находится в непосредственном контакте пермских и мезозойских пород предгорного прогиба со складчатым палеозоем, местами надвинутым на мезозой. Все складки характеризуются резкой асимметрией, запрокидыванием к северу, сильно сжатыми ядрами и надвиганием пологих южных крыльев на крутые, а иногда и опрокинутые северные.

В отличие от южной — Предтяньшанской зоны, северная

часть плиты характеризуется пологим моноклинальным падением мезозойского чехла на юг и юго-восток под углами 2—3°. Моноклинальное падение нарушается ступенчатыми сбросами с амплитудой (по данным бурения) в сотни метров.

Бейшаньская и Западно-Гобийская области

Южная окраина Центрально-Азиатского пояса, расположенная между Тянь-Шаньской и Таримской областями на западе, Алтае-Саянской, Долиноозерской и Хангай-Яблоновой на севере, Восточно-Гобийской на востоке и докембрийскими платформенными массивами Тарима и Алашаня на юге, наименее изучена. Поэтому районирование ее по мезозойской структуре весьма условно. Выделяемые здесь Бейшаньская и Западно-Гобийская области располагаются на палеозойских складчатых сооружениях, простирающихся в субширотном направлении, и частично выходят за их пределы, распространяясь вплоть до так называемого Ганьсийского коридора на активизированные краевые части докембрийских массивов. Общая площадь областей составляет около 650 тыс. кв. км. Их объединяет широкое развитие верхнемелового — палеогенового платформенного чехла, разорванного при последующем неотектоническом горообразовании, но в большинстве случаев сохранившего почти горизонтальное плащеобразное залегание.

Плитный этаж сложен красноцветными терригенными, часто довольно грубыми по гранулометрическому составу, засоленными или загипсованными толщами мощностью от первых десятков до первых сотен метров. Стратиграфически ниже, в отдельных грабенообразных впадинах залегает дейтероорогенный структурный этаж. Его стратиграфический объем от верхнего триаса до нижнего мела в Бейшаньской области и от нижней юры до мела в Западно-Гобийской области позволяет наметить их разделение.

Наиболее изученной и наиболее характерной структурной формой дейтероорогенного этапа развития является Турфанская или Турфано-Хамийская впадина, расположенная на границе Бейшаньской области с северо-восточным ответвлением Тянь-Шаньской области, представленным хребтами Богдо-Ула и Карлык-Таг, отделяющими Турфанскую впадину от Джунгарской плиты.

Турфанская впадина представляет собой глубокую депрессию, длиной более 400 км и шириной до 20—80 км. Интересно, что при абсолютных отметках ограничивающих ее с севера хребтов 3800—4000 м поверхность ее современного дна расположена на 150 м ниже уровня моря. В разрезах Турфанской впадины выделяется нижнетриасовая грубообломочная

красноцветная моласса мощностью до 1100 м, залегающая несогласно на эффузивно-осадочных молассовых же образованиях верхнего палеозоя. Собственно мезозойский дейтероорогенный структурный этаж представлен верхнетриасовой конгломерато-песчаниковой формацией мощностью до 500 м. Выше согласно залегает конгломерато-песчанико-сланцевая угленосная формация нижней — средней юры мощностью до 3100 м, состоящая из двух крупных ритмов с конгломератами в основании каждого из них.

С угловым несогласием на среднеюрской угленосной формации залегает красноцветная песчанико-конгломератовая формация мощностью до 150—200 м, условно датируемая юрой. Выше несогласно располагается толща красноцветных песчано-глинистых отложений с включениями гипса и каменной соли. Эти отложения за пределами впадины сливаются с верхнемеловым-палеогеновым плитным структурным этажом.

Разрез и соотношения структурных этажей и подэтажей в Западно-Гобийской области близки к описанным в Турфанской впадине. Однако здесь базальные горизонты дейтероорогенного этажа не выходят за пределы лейаса.

Восточно-Гобийская область

Восточно-Гобийская область охватывает юго-восток Монгольской Народной Республики и часть Внутренней Монголии КНР. Домезозойское основание представлено дугообразно протягивающимися в субширотном направлении складчатыми системами ранних каледонид (Центрально-Монгольская геоантиклинальная система), ранних и поздних герцинид. Границы области определяются распространением в ее пределах дейтероорогенного структурного этажа (триасово-нижнемелового), перекрытого плитным (верхнемеловым-палеогеновым). Северная граница примерно совпадает с зоной Ундуршиллинского разлома, южная уходит за пределы схемы. Западная и восточная границы определяются соответственно распространением триасовых гранитоидов и плитного этажа. Площадь Восточно-Гобийской области около 250 тыс. кв. км.

Дейтероорогенный структурный этаж распространен чрезвычайно широко. Осадочно-вулканогенные образования, как правило, слагают подножия хребтов, а также пространства между ними. Однако полного соответствия мезозойских и новейших структур не наблюдается. В ряде случаев контуры мезозойских полей не совпадают с границами современных орографических элементов, залегая на высоких отметках хребтов. Мезозойские интрузивные породы известны только в пределах поднятий.

Дейтероорогенный этаж подразделяется на три подэтажа. *Триасовый подэтаж* представлен только интрузивными фор-

мациями, осадочно-вулканогенные образования отсутствуют. Небольшие массивы триасовых интрузий лейкократовых гранитов, гранит-порфиров, редко граносиенитов обнажаются в пределах Центрально-Монгольской геосинклинальной зоны ранних каледонид. Массивы средних и больших размеров известны во Внутренне-Монгольской позднегерцинской системе. Это средне- и крупнозернистые биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты, реже гранодиориты, лейкократовые и биотитовые субщелочные граниты и более мелкие тела щелочных гранитов.

Нижне-среднеюрский подэтаж представлен терригенно-вулканогенной и конгломерато-песчанико-сланцевой угленосной формациями. Первая (хоирмотская свита, нижняя подсвита бахарской свиты, мощностью до 500 м) состоит из разногалечных конгломератов с подчиненными прослоями светло-серых туфогенных песчаников и покровов средних, кислых, реже основных эффузивов. Эффузивы часто занимают в ее составе значительное место. В верхах разреза роль грубообломочных пород уменьшается, преобладают мелкогалечные конгломераты, гравелиты, песчаники. Следует отметить сильную фациальную изменчивость пород. От вышележащей угленосной формации терригенная формация обычно отделена мощными покровами эффузивов, однако там, где эффузивные породы отсутствуют, между ними наблюдаются постепенные переходы. Конгломерато-песчанико-сланцевая угленосная формация (мощность до 1000 м) почти полностью представлена тонкообломочными разностями пород — серыми песчаниками, глинистыми сланцами, аргиллитами и глинами с прослоями бурых и каменных углей. Однако разрезы, близкие к бортовым частям депрессий, зачастую отличаются большим содержанием грубообломочного материала. В таких разрезах нижняя граница формации практически исчезает. Верхняя граница повсеместно отчетливо видна по залеганию на конгломерато-песчанико-сланцевой угленосной формации с резким угловым несогласием и перерывом пестроцветных отложений верхнеюрско-нижнемелового комплекса.

Нижне-среднеюрские отложения выполняют серию различных по ширине и протяженности линейно-вытянутых в субширотном направлении приразломных впадин и прогибов. Отложения смяты в простые брахиформные синклинальные и антиклинальные складки (с углами падения крыльев до 30—40°) или моноклинали. В зонах разломов интенсивность складчатости резко возрастает, местами углы падения увеличиваются до 70—90°; иногда устанавливается опрокинутое залегание.

Верхнеюрско-нижнемеловой подэтаж составлен пестроцветной грубообломочной, терригенно-вулканогенной и конгломерато-песчанико-сланцевой угленосной формациями. Границы между ними могут быть проведены с большой долей условно-

сти, так как они обычно залегают одна на другой с постепенными переходами. Пестроцветная формация (шарилинская свита, мощностью от 200 до 800 м) представлена валунными конгломератами, брекчиями, гравелитами и песчаниками, иногда с прослоями глин и мергелей. Цвет пород красный и бурый, иногда серый и зеленый. В верхах разреза вместе с увеличением роли песчаников красные тона окраски почти полностью вытесняются серыми. Терригенно-вулканогенная формация (ундурухинская, цаган-цабская свиты, мощностью от 700 до 1300 м) отличается от подобной ниже-среднеюрской составом вулканогенных пород, состоящих из базальтов и их туфов. Терригенные породы представлены аргиллитами, алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями песчаников. Конгломераты и гравелиты встречаются реже. Породы характеризуются светлой окраской, наблюдается сильная изменчивость фациального состава и мощности формации по площади. Конгломерато-песчанико-сланцевая угленосная формация (андахудукская, хулсынгольская, дзунбаинская свиты, мощностью от 200 до 1300 м) наиболее широко распространена в Восточно-Гобийской депрессии. Характерной особенностью является наличие в ее составе «бумажных сланцев», ритмично переслаивающихся с аргиллитами и песчаниками. Наряду с ними в разрезах присутствуют слои конгломератов и гравелитов.

Верхнеюрско-нижнемеловой комплекс отложений слагает крупные отрицательные структуры — Восточно-Гобийскую, Южно-Гобийскую депрессии и более мелкие приразломные впадины. Структуры этого подэтажа по морфологии сходны с ниже-среднеюрскими, однако не являются результатом их унаследованного развития, так как их структурные планы различны. В. Г. Васильев и другие (1959) отмечают, что выходы ниже-среднеюрских пород на поверхность связаны с современными поднятиями фундамента, в то время как в прилегающих депрессионных участках они отсутствуют, а верхнеюрско-нижнемеловые образования ложатся прямо на палеозой. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения смяты в складки различных размеров, имеющие по большей части брахиформный характер. Углы падения крыльев колеблются от 10 до 20°, но увеличиваются вблизи разломов. Моноклинальные залегания слоев встречаются также довольно часто.

Нижне-верхнемеловой подэтаж не выделяется, однако Н. А. Минский (1961) в Восточной Гоби отмечает силлы и штоки базальтов и андезито-базальтов, рвущие породы верхней юры — нижнего мела и перекрытые верхнемеловыми-палеогеновыми отложениями.

Верхнемеловой-палеогеновый плитный структурный этаж в виде плаща горизонтально лежащих отложений (мощностью до 500 м) наиболее широко развит в Восточно-Гобийской области. Он представлен красно-

цветной терригенной формацией (сайншандинская, байнши-рэнская, барунгойотская, джибхалантская и другие свиты). Нижняя граница этажа четко прослежена на громадных площадях и обусловлена резко выраженным несогласным залеганием на всех более древних породах. Верхняя граница также четко прослеживается по несогласному налеганию на красноцветную формацию озерно-аллювиальных отложений и трахибазальтов. Возраст этой границы различные исследователи определяют в диапазоне от конца позднего мела до среднего неогена. Однако по аналогии со смежными областями, учитывая начало неотектонической активизации в Центральной Азии, ее целесообразно относить к концу палеогена — началу неогена. В составе формации преобладают красноцветные песчаники и глины с частыми прослоями и линзами известняков, мергелей и гипсов, а также единичными прослоями базальтов. Выдержанный по площади литолого-фациальный состав верхнемеловых-палеогеновых отложений, их сравнительно небольшие мощности, горизонтальный плащеобразный характер залегания и слабое развитие вулканизма свидетельствуют о платформенных условиях осадконакопления.

Маньчжурская область

Маньчжурская область охватывает территорию около 1000 тыс. кв. км. на востоке пояса. Она включает Большой и Малый Хинган, равнины Дунбея и междуречья Зен — Буреи. Домезозойское основание представлено герцинскими и каледонскими складчатыми структурами. Маньчжурская область выделена по распространению в ее пределах дейтероорогенного структурного этажа, имеющего возраст от поздней юры до позднего мела и перекрытого верхнемеловым-палеогеновым плитным структурным этажом. Границы области во многих случаях совпадают с зонами долгоживущих разломов глубокого заложения, разделяющих и домезозойские структурные элементы. Мезозойские породы развиты чрезвычайно широко, однако на большей части территории весьма слабо изучены. По этой причине их расчленение на формации не всегда возможно. Столь же условны и стратиграфические привязки выделяемых подэтажей, которые основаны преимущественно на материале сопоставления с соседними областями. Приводимое ниже описание мезозойской структуры Маньчжурской области для зарубежных территорий дается в основном по работе М. С. Нагибиной (1969), «Региональной стратиграфии Китая» (1960), «Основам тектоники Китая» (1962). Значительно лучше изучена часть области, расположенная на территории Советского Союза в междуречье Зен и Буреи (Лишневский, Степанов, 1963; Тимофеев, 1966; Шарудо, Москвин, 1968; и др.).

Дейтероорогенный структурный этаж Маньчжурской области подразделяется на верхнеюрско-нижнемеловой и ниже-верхнемеловой подэтажи. *Верхнеюрско-нижнемеловой подэтаж* слагают преимущественно вулканогенные толщи, содержащие горизонты угленосных отложений (нижняя и средняя хинганские свиты, мощностью около 2000 м). Разрез вулканогенной толщи довольно монотонный. В прогибе Большого Хингана он сложен покровами порфиритов различного состава, местами переслаивающимися с покровами андезитов и базальтов. В ряде мест наблюдается чередование основных, средних и кислых эффузивных пород, их туфов и агломератов. Иногда вулканогенные породы переслаиваются с грубозернистыми туфопесчаниками и алевролитами. Отложения фациально изменчивы. Так, в средней части Большого Хингана среди вулканогенных пород заключены пачки угленосных отложений мощностью от 50 до 400 м. Они представлены переслаивающимися песчаниками, глинистыми сланцами, алевролитами и туфосланцами с прослоями и пластами горючих сланцев и каменных углей. На юго-востоке прогиба Большого Хингана угленосные отложения замещаются конгломератами. Среди угленосных отложений китайскими геологами собраны растительные остатки поздней юры — раннего мела (Нагибина, 1969).

Ниже-верхнемеловой подэтаж слагает терригенно-вулканогенная формация андезит-липаритового состава. В Большом Хингане она перекрывает верхнеюрско-нижнемеловую формацию с размывом и местами с угловым несогласием (верхнехинганская свита). В основании залегают конгломераты и туфоконгломераты изменчивой мощности. Выше переслаиваются покровы кварцевых порфиров, их туфов и туфопесчаников. Мощность около 1500—2000 м. Несколько лучше эти образования изучены в советской части Малого Хингана. По Б. И. Лови и С. Е. Глушкиной (1968 г.), мощность этой толщи колеблется от 2500 до 4000 м (ургальская, станолирская солонечная, кундуйская и другие свиты). Эффузивы представлены кварцевыми порфирами, липаритами, андезитовыми порфиритами, андезитами, средние эффузивы составляют не более третьей части разреза. Лавы переслаиваются с туфами, туфогенными песчаниками и конгломератами.

В Маньчжурской области достаточно широко известны мезозойские гранитоиды. Правда, китайские геологи относят их к так называемым «монгольским гранитам» верхнего палеозоя — нижнего мезозоя, однако на советской территории в северо-восточной части области развиты массивы гранитоидов, комагматичные ниже-верхнемеловым эффузивам (эопский и другие комплексы), имеющие изотопный возраст 70—102 млн. лет (Лови, Глушкина, 1968 г.). Они отнесены к субщелочной гранодиорит-сиенит-гранитовой формации. На тер-

ритории КНР, по-видимому, распространен тот же комплекс.

Плитный структурный этаж слагают отложения, выполняющие крупные платформенные синклинии — параплакосы (по Р. Г. Гарецкому, 1972) — Сунляо, Зее-Буреинский, Далайнорский и др. Отложения платформенного чехла залегают с разрывом и несогласием на всех более древних породах, в том числе и на образованиях дейтероорогенного этажа, которые выполняют залегающие в основании параплакосов грабенообразные прогибы. Нижняя граница плитного этажа различна в разных частях области. Так, в Зее-Буреинском и Далайнорском параплакосах она датируется серединой позднего мела, в Сунляо — верхами раннего мела (Гарецкий, 1972). Верхняя граница проводится по несогласному налеганию неогеновых отложений.

Плитный этаж Зее-Буреинского междуречья слагается сероцветной толщей рыхлых песчаников, песков, алевролитов с прослоями углистых глин, мощностью до 800 м (цагайская серия). В Сунляо континентальные песчано-глинистые отложения верхов нижнего — верхнего мела имеют мощность от первых сотен метров до 1000 м (Гарецкий, 1972).

Отложения плитного этажа образуют параллельные синклиналильные и антиклиналильные зоны с углами падения слоев мела и палеогена до 2—3°. Выявляется зависимость структурных форм плиты от перекрытых юрско-раннемеловых прогибов и впадин дейтероорогенного этажа — синклиналильные зоны чехла, как правило, расположены над грабенами, антиклиналильные — над поднятиями фундамента.

* *
*

Следующая группа структурных областей выходит за пределы Центрально-Азиатского пояса и представляет собой зоны активизации древних платформенных массивов, располагающихся на сочленении с Тихоокеанским геосинклиналильным поясом. Это Алданская область, в пределах которой эпиплатформенная орогенция фиксируется только с мелового периода, и Китайско-Корейская область одноименной древней платформы, активизированная уже в триасе. Со значительной долей условности в этой группе структурных областей рассматривается и Байкало-Патомская область. Принадлежность ее к области дейтероорогенеза в мезозое является спорной. Она лишена соответствующих негативных форм. Ее описание в этой системе оправдывается только тем, что в ее пределах в последние годы обнаружены мезозойские интрузии, аналогичные известным на Алданском щите.

Китайско-Корейская область

Область тяготеет к зоне сочленения Центрально-Азиатского пояса с Тихоокеанским и располагается в северо-восточной части одноименной древней платформы. В пределах области выделяется один мезозойский структурный этаж — дейтероорогенный, который залегает на складчатых образованиях докембрия и платформенных комплексах рифея — нижнего палеозоя.

Область изучена весьма слабо, поэтому описание дейтероорогенного этажа дается схематично, в основном по материалам сводных работ китайских геологов. Мезозойские толщи выполняют ряд крупных и мелких приразломных впадин и прогибов, концентрирующихся в основном вдоль южного обрамления синеклизы Супляо и прогиба Малого Хингана. Разрез мезозойских орогенных образований характеризуется грубостью обломочного материала и разнообразием состава вулканогенных пород. Намечается пять подэтажей.

Триасовый подэтаж выделяется условно. В районе Ляодунских холмов и на западном побережье Желтого моря выделяется толща туфогенных обломочных пород, мощностью около 1000 м, несогласно залегающая на верхнепермских породах и также несогласно перекрытая угленосными толщами нижней юры. Разрез состоит из красно-бурых и зелено-серых туфов, туфогенных песчаников, конгломератов и редко сланцев.

Нижне-среднеюрский подэтаж отличается серым цветом пород, более тонким характером осадков и угленосностью. Разрез слагают песчаники и глинистые сланцы с прослоями аргиллитов, конгломератов, углей и битуминозных сланцев. В нижней части некоторых разрезов развиты туфы и туфогенные конгломераты, иногда с прослоями трахитов или андезитов. Мощность — до 700 м.

Верхне-нижнемеловой подэтаж характеризуется пестротой мощных разрезов (до 3000 м). Чаще всего в верхней части залегают туфы и туфогенные сланцы, чередующиеся с песчанистыми конгломератами, включено несколько пластов углей. В средней части развиты андезитовые брекчии, конгломераты, туфы и грубые песчаники, в нижней — андезиты с агломератами, брекчиями и туфами. Иногда верхняя часть разреза полностью замещается терригенными породами — песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами, иногда черными «бумажными» битуминозными. Концентрация углей достигает промышленной мощности.

Нижнемеловой подэтаж (нижне-верхнемеловой?) характеризуется в основном вулканогенными породами — андезитами, риолитами, трахитами, их туфами, переслаивающимися с песчаниками, конгломератами, иногда сланцами и карбонатными породами. Мощность образований до 1000 м.

Завершающий *верхнемеловой подэтаж* сложен красноцветными вулканогенными конгломератами с прослоями грубых песчаников. В некоторых разрезах преобладают красноцветные песчаники с прослоями сланцев и галечников. Мощность разреза не превышает 600 м. Подэтажи повсеместно разделены несогласиями и перерывами, однако следует заметить, что многочисленные несогласия и перерывы наблюдаются и внутри подэтажей. Последние выделены при сравнении Китайско-Корейской области с лучше изученными соседними регионами.

Проявления интрузивного магматизма отмечаются на трех уровнях, где интрузивные породы прорывают соответственно триасовые, нижнемеловые и верхнемеловые отложения. Наиболее крупные массивы отмечены на востоке и севере области.

Алданская область

Алданская область охватывает территорию Алданского нагорья, площадью около 250 тыс. кв. км. Южная граница области совпадает со Становым разломом, на севере ее граница фиксируется сплошным распространением мезозойского чехла. Домезозойское основание представлено метаморфическими комплексами архейд и образованиями палеозойского чехла Сибирской платформы. Алданская область выделена по распространению дейтероорогенного структурного этажа, наложенного на мезозойский плитный структурный этаж.

Плитный этаж представлен юрскими отложениями, распространенными в виде ряда изолированных полей, площадью от нескольких тысяч квадратных километров до первых квадратных километров. Вся толща юрских отложений, имеющая мощность свыше 3 тыс. м в юго-восточной части области и около 200 м в центральной и северной частях, подразделяется на две замещающие друг друга в латеральном ряду формации (Боголепов, 1967) — угленосную (предгорного прогиба) и слабоугленосную (приморских равнин).

Угленосная формация (юхтинская, дурайская, кабактинская, беркакитская и другие свиты) представлена циклическим чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей с подчиненными прослоями мергелей и сидеритов. Сравнительно небольшое распространение имеют галечные и гравийные конгломераты, роль которых, однако, увеличивается в зоне, прилегающей к Становому хребту — Джугджуру. Формация слагает резко асимметричный Южно-Алданский предгорный прогиб, являющийся окраинным структурным элементом Лено-Алданской плиты (Боголепов, 1967). Он протягивается вдоль Станового структурного шва и в современном эрозионном срезе состоит из ряда вытянутых в субширотном направлении впадин — Чарской на западе, Чульманской, Гонамской и Токкинской на востоке. Они разбиты Алдан-

ским, Тимптонским и Сутамским поперечными поднятиями, связанными с субмеридиональными системами разломов. Гонамская впадина, в свою очередь, разделена на ряд грабенов. С юга на север уменьшается дислоцированность слоев. В Чульманской впадине, имеющей форму одностороннего грабена в зоне шириной около 60 км, примыкающей к Становому шву, отмечаются асимметричные гребневидные складки с крутыми (до 60—70°) северными крыльями и более пологими (20—30°) южными. Широко развиты взбросы с амплитудой до 500—600 м и падением сместителя к югу. Более северная зона, имеющая ширину 15—20 км, характеризуется крутым моноклинальным падением пород к югу (до 10°), осложненным системами приразломных гребенчатых складок и надвигами с амплитудами до нескольких сот метров. Наконец, северная зона шириной 60 км обладает спокойным моноклинальным падением пород в том же направлении, осложненным редкими флексурами. Аналогичную форму односторонних грабенов и сходную дислоцированность слоев имеют и остальные впадины.

Породы слабоугленосной олигомиктовой формации слагают небольшие реликтовые поля в центральной и северной частях области, где они подверглись глубокому размыву и сохранились на вершинах водоразделов и гольцов. В составе формации преобладают кварцевые и олигомиктовые песчаники с подчиненными прослоями алевролитов, глин и маломощными линзами углей (юхтинская и дурайская свиты). Слои залегают почти горизонтально, со слабым наклоном к югу, в ряде случаев они разбиты сбросами.

Образования дейтероорогенного структурного этажа представлены главным образом интрузивными телами ранне-позднемелового возраста. Терригенно-вулканогенные породы известны только на юге области, вдоль Станового шва, где выделяются в нижне-верхнемеловую терригенно-вулканогенную молассу, аналогичную описанной в Становой структурной области. Продукты мезозойской магматической деятельности в Алданской области отнесены к формации щелочных пород. Она состоит из сложного сочетания щелочных, нефелиновых, авгитовых, роговообманковых сиенитов и сиенит-порфиоров, монцонитов, ортофиоров, сиенит-диоритов, щелочных габброидов и подчиненных им щелочных вулканитов — фонолитов, трахитов, андезитов-трахитов, их туфов, туфолав и игнимбритов. Перечисленные породы слагают множество небольших лакколитов, штоков и силлов, кольцевые интрузии, а также свособразные вулканоплутонические структуры, представляющие собой сложное сочетание кольцевых и конических интрузивных тел, а также кальдер проседания, выполненных эффузивно-пирокластическими толщами (Максимов, Угрюмов, 1971). Кроме указанной формации те же авторы выделяют в пределах Алданской области диорит-

гранодиоритовую, дунитовую и кимберлитовую формации, однако они представлены небольшими единичными массивами.

А. Н. Угрюмов (1971) и другие исследователи считают, что на Алданском щите мезозойский магматизм проявлялся, начиная с позднего триаса и до позднего мела включительно. При этом они основываются главным образом на радиометрических данных. Однако трудно предполагать широкое внедрение интрузивных формаций, одновременное с формированием юрского платформенного чехла. По этой причине магматические образования Алданской области условно отнесены нами к ниже-верхнемеловому подэтажу, характеризующему начало позднемезозойского этапа активизации региона. При этом не исключается возможность проявления триас-нижнеюрского магматизма.

Байкало-Патомская область

Область охватывает территорию около 300 тыс. кв. км Восточного и Северо-Восточного Прибайкалья (районы Баргузинского, Икатского, Муйского хребтов, Байкальского и Патомского нагорий и западную часть Олекмо-Витимской горной страны). Она отделена от соседних областей протяженными зонами разломов глубокого заложения. Домезозойские образования представлены складчатыми структурами байкалид.

Как мезозойская структурная единица Байкало-Патомская область выделяется условно. В ее пределах практически полностью отсутствуют мезозойские терригенные и вулканогенные формации. До недавнего времени считалось, что там отсутствуют и мезозойские интрузивные образования, однако в последние годы некоторые исследователи устанавливают признаки мезозойского магматизма. Так, В. С. Малых (1970) отмечает в Олекмо-Витимской горной стране и Байкало-Патомском нагорье мелкие штокообразные тела гранитоидов нормального лейкократового и аляскитового составов, тяготеющих к разломам субмеридионального простирания (джегдокарский комплекс). Возраст этих гранитоидов по восьми определениям калий-аргоновым методом составляет 70—180 млн. лет. В. Т. Свириденко (1972) для аналогичных по составу гранитоидов чукчудинского комплекса Кодаро-Удоканской зоны отмечает рвущий контакт с позднеюрскими эффузивно-осадочными толщами. Сходные массивы гранитоидов гранодиорит-сиенит-гранитовой формации соседней Становой области являются комагматичными для ниже-верхнемеловых эффузивов. По этой причине мезозойские гранитоиды Байкало-Патомской области отнесены к ниже-верхнемеловому подэтажу дейтероорогенного структурного этажа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ позволяет прийти к следующим выводам.

1. Обращает внимание отсутствие зависимости между возрастом складчатого основания и распространением мезозойских дейтероорогенных структурно-вещественных комплексов. Они располагаются в равной мере на байкальском, каледонском и герцинском фундаменте, но на древние добайкальские платформы — Сибирскую и Северо-Китайскую заходят только в зоне, тяготеющей к торцовому сочленению Центрально-Азиатского дейтероорогенного пояса с Тихоокеанским геосинклинальным поясом. Размещение межгорных впадин и вулканических полей на байкальских и палеозойских структурах целиком подчинено системам разломов, т. е. не складчатой, а блоковой структуре коры, созданной в предшествующие тектонические эпохи и лишь подновленной в мезозое.

2. При общем дугообразном расположении мезозойских структурных форм, соответствующем общему плану байкальских и палеозойских складчатых сооружений, обтекающих южный выступ Сибирской платформы, устанавливается существенное различие в строении, формационном составе и возрастном объеме дейтероорогенного структурного этажа в восточной и западной половине дуги, что позволяет выделять два типа дейтероорогенеза*. Ее восточная часть, как это отмечалось и ранее, характеризуется широким распространением вулканогенных и интрузивных формаций основного и кислого составов, наибольшими суммарными мощностями и наибольшим возрастным диапазоном дейтероорогенного структурного этажа (от триаса до раннего палеогена включительно для Хангай-Яблонового блока). Западная часть пояса практически лишена магматизма или содержит спорадические его проявления и дейтероорогенный структурный этаж, за исключением зон, сопряженных с отдельными длительно воздымающимися

* М. С. Нагибина мезозойские структуры восточной половины пояса называет структурами ревивации, а западной половины — структурами активизации.

блоками (Тянь-Шаня, Монгольского Алтая), ограничивается образованиями рэта и нижней — средней юры. Граница между восточной и западной частями дуги проходит примерно по со-тому меридиану, т. е. соответствует южному остроугольному выступу Сибирской платформы и пережиму между Таримской и Северо-Китайской платформами, фиксирующемуся встречным (ориентированным на север) изгибом складчатых структур Циляншаня. Характерно, что эта граница на севере совпадает с западным, Хубсугульским поворотом кайнозойской Байкальской рифтовой системы, т. е., по-видимому, сохраняет свое структурное значение и в течение новейшего тектонического этапа.

3. Различие мезозойских вещественных ассоциаций в восточной и западной частях пояса привело многих исследователей к выделению принципиально различных областей — активизированной или орогенной в первом случае и платформенной во втором. Однако следует обратить внимание на то, что мезозойские структурные формы в западной и восточной частях пояса идентичны. Это в большинстве случаев глубокие приразломные впадины и грабены с амплитудами погружения от многих сотен метров до двух и более километров. Идентичны и осадочные формации. При малых площадных размерах впадин они представлены грубообломочной молассой, при больших размерах — ритмично построенными молассами с полным набором грубых и тонких терригенных, глинистых пород и углей. Кроме того, почти по всей периферии пояса, от северо-восточной окраины до юго-западной, он в юрское время был ограничен цепью крупных предгорных прогибов (Предстановым, Предсаянским, Тегульдетским, Омским, Восточно-Ферганским, Кучарским и др.), отделявших его от смежных плит. А эти структурные формы ни в коей мере не характерны для внутренних частей платформ и обычно не наблюдаются на границах щитов и плит. Таким образом, различия между восточной и западной полудугами пояса, при всей их значительности, были в мезозое не столь велики, чтобы внутри него проводить границу между двумя основными таксономическими категориями структурных элементов земной коры — платформой и орогеном. Вопрос имеет не только формальное или терминологическое значение. Он важен по существу, так как признание дейтероорогенной природы мезозойской структуры Западной Монголии, Алтае-Саянской области, Казахстана, Тянь-Шаня, очевидно, требует нового подхода к оценке их металлогении, на что уже обращалось внимание (Боголепов, 1967; Щеглов, 1968; и др.).

4. Некоторые соображения о причинах асимметрии Центрально-Азиатского пояса в мезозое, а затем и в кайнозое могут быть сделаны на основе сопоставления схемы тектонического районирования (см. рис. 2) со схемой мощности земной

коры (см. рис. 4). Западная часть пояса характеризуется существенным скупиванием (утолщением) сиалического слоя, что наряду с проявлениями надвигов и относительной стерильностью по отношению к магматизму может свидетельствовать о господствовавших в мезозое тенденциях к сжатию, ориентированному, исходя из структурных данных, в субмеридиональном направлении. Те же тенденции сохранились и усиливались в эпоху кайнозойского горообразования.

В отличие от западной, восточная часть пояса, обладающая относительно утоненной корой, вероятно, не только в неоген-четвертичное время (Боголепов, Яншин, 1970), но и в мезозое развивалась в условиях преобладающего растяжения. В пользу этого свидетельствует не только высокая проницаемость коры и активный магматизм, в том числе базальтоидный, но и значительно более широкое распространение, чем в западной половине сегмента, грабенообразных структурных форм, образующих почти непрерывные цепи, напоминающие системы продольных долин в срединных океанических хребтах. Однако речь может идти только о господствующих тенденциях, так как в течение мезозойской тектонической эпохи как западная, так и восточная половины пояса переживали пульсационную смену растяжения и сжатия с образованием грабенов и их превращением в рампы.

Изложенные соображения позволяют предполагать унаследованность динамики развития западной и восточной частей пояса от мезозойского тектонического этапа к кайнозойскому. Если так, то причины образования двух различных типов мезозойских дейтероорогенных структур могут быть аналогичны причинам образования двух важнейших типов современных горных сооружений, выражением которых являются Тянь-Шаньская и Байкальская горные системы.

5. Ранее в работе К. В. Боголепова и других (1973) было проанализировано соотношение в развитии структуры восточной части Центрально-Азиатского пояса и прилегающей к нему Сихотэ-Алиньской геосинклинальной системы и отмечено, что по времени образованию наиболее контрастных дейтероорогенных структур соответствовало наибольшее, но относительно слабо дифференцированное погружение геосинклинали. Тектонические движения, происходившие в триасе и юре в пределах Казахстанской и Алтае-Саянской областей Центрально-Азиатского пояса, с одной стороны, и Западно-Сибирской области, с другой, также имели компенсационный характер. Граница дейтероорогенной, или, по мнению некоторых исследователей (Соболевская, 1973; и др.), тафрогенной области, существовавшей в Западной Сибири в триасе, почти полностью совпадает с границей последующего обрушения, создавшего ниже-среднеюрскую Западно-Сибирскую плиту. Ее формирование происходило одновременно с поднятием и об-

разованием наиболее контрастных структурных форм в Казах-
станской и Алтае-Саянской областях. Компенсационные дви-
жения обратного знака, хотя и не столь ясно выраженные,
имели место и в триасе. По крайней мере, триасовый дейтеро-
орогенез, проявившийся в Западной Сибири в структурных
формах, которые часто сравниваются с рифтом, никак не от-
разился на структуре смежных районов будущего Централь-
но-Азиатского горного пояса. Все, чем документируется раз-
витие Казахстанской и Алтае-Саянской областей вплоть до
верхнего триаса, в первом случае, и лейаса — во втором, — это
остатки кор выветривания, свидетельствующие если не об опу-
скании этих областей, то, во всяком случае, о «нисходящей
стадии развития рельефа», к этому времени достаточно вы-
ровненного.

6. Проведенный анализ схемы (рис. 1) позволяет уточнить
намеченные ранее этапы развития мезозойских морфострук-
тур. В раннем, среднем и отчасти позднем триасе возникла или
продолжала развиваться унаследованная от герцинского эта-
па система поднятий в Восточном Зауралье и Западно-Сибир-
ском регионе. Поднятие сопровождалось расколами коры,
грабенообразованием и интенсивным базальтовым вулканиз-
мом. Отголоски герцинского орогенеза проявились в Тянь-
Шане и Джунгарии завершением формирования в раннем
триасе вулканических поясов и гранитоидных интрузий.

Второй областью активных орогенических движений в три-
асе была Хангай-Яблоновая. Здесь, как и в Западно-Сибирском
регионе, отчасти, может быть, из-за недостаточно изученной
стратиграфии, но, возможно, в связи со сквозным развитием
аналогичных структурных форм не всегда удается расчленить
вулканогенные и осадочные образования герцинского и мезо-
зойского этапов. Триасовый орогенез сопровождался излияти-
ями лав базальтового и андезит липаритового состава и внед-
рением нормальных известково-щелочных гранитов. В позднем
триасе в зонах, пограничных с Хангай-Яблоновой областью,
происходит обрушение отдельных блоков коры и заложение
морских геосинклинальных прогибов вдоль протяженной Мон-
голо-Охотской системы разломов. Одновременно расширяется
область проявления дейтероорогенеза. Он охватывает не толь-
ко всю восточную половину Центрально-Азиатского пояса,
но и Западно-Гобийскую, Бейшаньскую и Тянь-Шаньскую
области, стабилизировавшиеся в среднем триасе. Их поднятие
фиксируется накоплением мощных моласс в Турфанской впа-
дине, а также в Южно-Джунгарском и Кучарском предгорных
прогибах. Наконец, только в рэте и лейасе по проявлению
грубых конгломератовых толщ в базальных горизонтах впа-
дин устанавливается начало контрастных орогенических дви-
жений в Казахстанской и Алтае-Саянской областях. Наиболее
активно они поднимаются в конце лейаса и начале средней

юры одновременно с погружением Западно-Сибирской плиты. Таким образом, лейас и средняя юра — это эпохи, в течение которых дейтероорогенный тип структур развивался на всей территории пояса от Тургая до границ с Сихотэ-Алинем.

В позднеюрскую и раннемеловую эпохи Центрально-Азиатский пояс вновь разделялся на активно развивающуюся восточную половину, характеризующуюся новым усилением тектоно-магматических процессов (заложение новых систем грабенов, разнообразная магматическая деятельность), и более «инертную», стабилизировавшуюся уже к концу средней юры, западную половину. Тенденция к поднятию, однако без образования контрастных структурных форм (большая часть межгорных впадин к этому времени замкнулась), сохраняется в Алтае-Саянской области, а также на юго-западной окраине пояса в Западной Гоби и Тянь-Шане. Здесь еще продолжают развиваться предгорные прогибы и наиболее крупные межгорные впадины. В то же время, начиная с поздней юры, существенно расширяются границы Западно-Сибирской и Туранской плит. Осадочный чехол распространяется на периферические части Казахстанской области и широкими языками внедряется в глубь существовавших в средней юре поднятий.

Мезозойский дейтероорогенез завершается в позднемеловую эпоху. В это время почти вся южная половина пояса (см. рис. 1) затягивается осадочным чехлом. Очаги поднятий, дополнительного дробления фундамента, базальтоидного и щелочного магматизма еще сохраняются вдоль северной окраины пояса, а также устанавливаются в пределах Алданского щита и в относительно узкой зоне сочленения Центрально-Азиатского пояса с Тихоокеанским. Одновременно с завершением дейтероорогенеза в Центрально-Азиатском поясе активизируются тектоно-магматические процессы в поздних мезозоидах Дальнего Востока. Эта активизация Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы выражается в ее усилившейся дифференциации и возникновении протяженных флишевых прогибов, во внедрении только в середине мела гранитоидов, в складчатости и, наконец, в начавшемся в конце мелового периода эпигеосинклинальном орогенезе.

- Абдулкабиров М. А.** Некоторые особенности тектоники Северного Казахстана.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1966, № 2, с. 12—26.
- Адаменко О. М.** Геологическая история Предалтайской впадины и проблемы формирования неотектонических предгорных опусканий. Автореф. докт. дисс. Иркутск, 1972, 49 с.
- Амантов В. А.** Тектоника и формации докайнозоя Забайкалья и Северной Монголии. Автореф. докт. дисс. Л., 1972, 51 с.
- Амантов В. А., Борзакровский Ю. А., Лувсанданзан Б. и др.** Основные черты тектоники Монголии.— В кн.: Орогенные пояса. М., «Наука», 1968, с. 62—67.
- Анашкина К. К., Рутштейн И. Г.** К палеогеографии и тектонике юры Восточного Забайкалья.— «Записки Забайк. фил. Географ. об-ва СССР». Вып. XXXV. Вопр. геол. Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1969, вып. 6, ч. I, с. 216—220.
- Архангельский Н. И.** О палеозойской тектонике восточного склона Урала и Зауралья.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1955, № 3, с. 36—47.
- Атлас** литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 3. Под ред. А. П. Виноградова. М., «Недра», 1968.
- Атлас** структурных и палеотектонических карт и геологических карт среза для территории Западно-Сибирской низменности. Масштаб 1 : 5 000 000. Ред. М. Я. Рудкевич. Тюмень, 1970.
- Башарина Н. П.** Юрские грабены и прогибы Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 149—168.
- Башарина Н. П.** Сравнительная тектоника и основные этапы развития мезозойских впадин Казахской складчатой области.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 66—113.
- Башарина Н. П., Тюлькин В. Г., Широкушкин В. Д.** Новые данные о мезозойском оруденении в Юго-Западной Туве.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 4, с. 857—859.
- Белов И. В.** Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963, 369 с.
- Блох А. М., Котова И. З.** Верхнемеловые отложения в Забайкалье.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 174, № 6, с. 1389—1391.
- Боголепов К. В.** Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967, 328 с.
- Боголепов К. В.** О структуре мезозойского Центрально-Азиатского континента.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 174, № 1, с. 167—168.
- Боголепов К. В.** О двух типах орогенеза.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 8, с. 15—26.
- Боголепов К. В.** О соотношениях тектонических движений в латеральных рядах разновозрастных геологических структур.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 180, № 6, с. 1429—1431.
- Боголепов К. В.** Области повторного горообразования (дейтероорогенеза) и принципы их тектонического и металлогенического районирования.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 12, с. 78—87.

- Боголепов К. В. Некоторые вопросы учения о геологических формациях.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 1, с. 39—49.
- Боголепов К. В. О понятиях «орогенная структура» и «орогенез».— В кн.— Пробл. общей и региональной геол. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 61—85.
- Боголепов К. В. Мезозойский тектогенез во внегеосинклинальных областях Евразии.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан. 1971, с. 206—209.
- Боголепов К. В., Врублевский А. А., Ермиков В. Д. О соотношении в развитии Сихотэ-Алиньской геосинклинали и прилегающих территорий Центрально-Азиатского горного пояса.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 257—269.
- Боголепов К. В., Ермиков В. Д. Карта тектоники мезозоя Центрально-Азиатского пояса масштаба 1 : 2 500 000 (принципы построения и основные выводы).— «Геол. и геофиз.», 1973, № 1, с. 57—68.
- Боголепов К. В., Яншин А. Л. К современным представлениям об образовании впадин байкальского типа.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 5, с. 18—25.
- Борзаковский Ю. А. Магматизм и тектоника Юго-Восточной Монголии. Автореф. канд. дисс. Л., 1972, 27 с.
- Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Общие принципы составления «Карты тектоники докембрия континентов в масштабе 1 : 15 000 000».— «Геол. и геофиз.», 1970, № 8, с. 5—13.
- Бочкарев В. С. Нижнемезозойские грабены юго-западной части Западно-Сибирской низменности. Автореф. канд. дисс. Тюмень, 1965, 24 с.
- Бувалкин А. К. Условия осадконакопления нижнемезозойских угленосных отложений Алакольского месторождения. В кн.: Литологич. исслед. в Казахстане. Алма-Ата, 1966, с. 91—107. (Тр. ИГН АН КазССР, т. 16).
- Бувалкин А. К. Литология и условия накопления юрских отложений Койтасского угольного месторождения. В кн.: Литологич. исслед. в Казахстане. Алма-Ата, «Наука», 1969, с. 144—158. (Тр. ИГН АН КазССР, т. 27).
- Бувалкин А. К., Власов В. И. Триасовые отложения Южного Казахстана.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1961, вып. 4 (45), с. 19—30.
- Бувалкин А. К., Жаймин М. И. Развитие рельефа юго-восточного Казахстана в юрском периоде.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1971, № 4, с. 35—47.
- Варенцов М. И., Дитмар В. И. и др. Тектоника нефтегазоносных впадин Средней Азии и сопредельных районов Сибири и Дальнего Востока. МГК. XXII сессия, докл. сов. геол. М., «Наука», 1964, с. 311—325.
- Варенцов М. И., Кравченко К. Н. Тектонические особенности нефтегазоносных впадин Китая. В кн.: Вопр. тект. нефтегазоносн. обл. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 240—252.
- Васильев В. Г., Гришин Г. А. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л., Госгеолтехиздат, 1959, 492 с.
- Великая Н. Н. Новые данные о проявлении мезозойского магматизма в Центральном Казахстане.— В кн.: Матер. по геол. и пол. ископ. Алтая и Казахстана, 1964, с. 123—126. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. III).
- Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., «Наука», 1972, с. 264—296. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 226).
- Геологическая карта Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик, м-б 1 : 1 500 000. Ред. В. Ф. Беспалов, Л. И. Боровиков, В. К. Еремин, Ш. Е. Есенов, А. Л. Яншин. М., 1965.
- Геологическая карта Монгольской Народной Республики, м-б 1 : 1 500 000. Ред. Н. А. Маринов, Р. А. Хасин. М., 1966.
- Геологическая карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, м-б 1 : 1 500 000. Ред. Л. И. Красный. М., 1964.
- Геологическая карта Средней Азии и прилегающих территорий, м-б 1 : 1 500 000. Ред. А. П. Марковский. М., 1966.
- Геология СССР. Т. X. Южный Казахстан. М., «Недра», 1971, 534 с.

- Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская обл. М., «Недра», 1966, 736 с.
- Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР. М., «Недра», 1966, 459 с.
- Геология СССР. Т. XXXI. Приморский край. М., «Недра», 1969, 695 с.
- Геология СССР. Т. XXXV. Бурятская АССР. М., «Недра», 1964, 630 с.
- Геология СССР. Т. XXXVI. Читинская обл. Ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1961, 547 с.
- Глоба В. А., Гордиенко И. В., Шмотов А. П. О гидротермальных проявлениях в юрских отложениях Восточного Саяна.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 12, с. 127—134.
- Десяткин Е. В. Мезо-кайнозойская тектоника Западной Монголии.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», т. XLII, 1967, № 3, с. 148.
- Дехтярева Л. В. Развитие межгорных впадин юга Витимского плоскогорья в позднем мелу — неогене. Автореф. канд. дисс. Киев, 1972, 25 с.
- Дитмар В. И. Особенности геологического развития и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысуйской депрессии.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука», 1965, с. 192—206.
- Дмитриев А. Н., Зыков С. И., Кляровский В. М., Щербань Ю. Г. Новые данные о мезозойском магматизме и оруденении в Горном Алтае и Кузнецком Алатау.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 153, № 4, с. 903—905.
- Долганев В. П. Верхнетриасовый вулканизм Ингодино-Шилкинского прогиба (Восточное Забайкалье). Автореф. канд. дисс. М., 1969, 21 с.
- Ермиков В. Д. Тектоника мезозойского дейтероорогенного комплекса Хангай-Хэнтэй-Яблоново-Становой горной области.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 185—256.
- Ерофеев Б. Н., Маринов Н. А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., 1970, 219 с.
- Жаймин М. И. Геологическое строение Алакольского угольного месторождения.— В кн.: Матер. по геол. и пол. ископ. Южного Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1965, с. 183—191.
- Заблюцкий Е. М. Основные этапы активизации Становой области.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 3, с. 63—70.
- Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972, 240 с.
- Зоненшайн Л. П., Маркова Н. Г., Нагибина М. С. О соотношении мезозойских и палеозойских структур Монголии.— «Геотектоника», 1971, № 4, с. 54—64.
- Иванов Б. А. Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья. Иркутск, 1949, 193 с. (Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 32).
- История нижнемезозойского угленакпления в Казахстане. Ч. I—III. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Каленов А. Д. К вопросу о западной границе Тихоокеанского складчатого пояса в пределах МНР.— «Сов. геол.», 1947, № 24, с. 73—76.
- Комаров Ю. В. Мезозойский внегеосинклиальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1972, 156 с.
- Комаров Ю. В., Одинцов М. М., Хренов П. М. Особенности континентальных структур и вулканизма мезозоя внутренних районов Азии. МГК, XXII сессия, докл. сов. геол., пробл. № 4. М., «Наука», 1964, с. 263—274.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития континентальных мезозойских впадин Восточной Азии.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 151, № 4, с. 911—914.
- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960, 175 с.
- Косыгин Ю. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Азии и пути их изучения.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 4, с. 24—32.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. I. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962, с. 9—17.

- Кравченко К. Н.** Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Кучарского прогиба (Таримская межгорная область). Автореф. канд. дисс. МГУ, 1957, 23 с.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 387 с.
- Кузнецов Ю. А.** Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 9, с. 3—24.
- Куренков Н. Т.** О формировании мезо-кайнозойских впадин Дальнего Востока.— «Геол. нефти и газа», 1963, № 7, с. 22—25.
- Кушев Г. Л.** О возрасте и параллелизации угленосных толщ Центрального Казахстана.— В кн.: Геол., горное дело и металлург. Юбил. сб. науч. тр., № 9, Казах. гор.-метал. ин-т. Алма-Ата, 1954.
- Лесняк Р. В.** Характер связей юрского орогенного магматизма и тектоники в Восточном Забайкалье.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 220—224.
- Лишневецкий Э. Н.** О строении поверхности фундамента Нижнезейской впадины.— «Геотектоника», 1968, № 5, с. 62—71.
- Лишневецкий Э. Н., Степанов П. П.** Основные черты тектоники центральной и южной частей Зее-Бурейской депрессии.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 5, с. 117—121.
- Лосев А. Л.** Роль тектонического фактора в формировании угольных месторождений Тувы. Автореф. канд. дисс. Норильск, 1970, 26 с.
- Лоскутов В. Ф.** Стратиграфия и геологические условия формирования верхнетриасовых отложений Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дисс. М., 1968, 27 с.
- Любалин В. Д.** Геологическое строение и основные этапы развития поздне-мезозойских впадин Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1970, 16 с.
- Мазарович А. Н.** О ритме в истории Земли.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1940, т. XVIII (5—6), с. 7—11.
- Максимов Е. П., Угрюмов А. Н.** Мезозойские магматические формации Алданского щита.— «Сов. геол.», 1971, № 7, с. 107—119.
- Малых В. С.** О мезозойской активизации Байкальской складчатой области.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 1, с. 175—178.
- Маринов Н. А.** Стратиграфия МНР. М., Изд-во АН СССР, 1957, 268 с.
- Маринов Н. А.** Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., «Недра», 1967, 844 с.
- Мартинсон Г. Г.** Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. М.—Л. Изд-во АН СССР, 1961, 332 с.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г.** Структуры дива Восточной Азии.— В кн.: Строение и развитие земной коры. М., «Наука», 1964, с. 156—167.
- Матвеевская А. Л.** Мезозойские структуры области южного палеозойского обрамления Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. I. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962, с. 47—50.
- Матросов П. С., Полевая Н. И., Спринцов В. Д.** Абсолютный возраст некоторых интрузивных пород Западной Монголии.— В кн.: Матер. по региональной геол. и металлог. Корейского п-ова и Монголии. Л., 1963, с. 145—153. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 100).
- Минский Н. А.** Интрузивные проявления мелового возраста в Восточной Гоби.— «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1961, № 3, с. 38—43.
- Мирчинк Г. Ф.** Основные закономерности развития земного лика.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1940, т. XVIII (3—4), с. 53—67.
- Михно Н. П., Соловьев В. А.** Мезозойские структурно-формационные комплексы Западного Забайкалья.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 4, с. 36—48.
- Молчанова Т. В.** Внегеосинклинальные мезозойские пранитонды сводового поднятия Станового хребта и их структурное положение.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 7, с. 38—51.

- Моссаковский А. А., Томуртоого О.** Схема стратиграфии пермских и раннемезозойских вулканогенно-осадочных образований Орхон-Селенгинского прогиба (МНР).— «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 5, с. 1181—1184.
- Нагибина М. С.** Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1958, т. XXXIII (3), с. 3—22.
- Нагибина М. С.** Впадины и прогибы Восточно-Азиатской группы и их положение в систематике тектонических форм. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 322—358. (Тр. ГИН, вып. 92).
- Нагибина М. С.** Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, 464 с. (Тр. ГИН, вып. 79).
- Нагибина М. С.** О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией.— «Геотектоника», 1967, № 4, с. 15—26.
- Нагибина М. С.** Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М., ВИНТИ, 1969, 399 с.
- Нагибина М. С.** Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.— «Геотектоника», 1970, № 5, с. 26—32.
- Нагибина М. С.** Мезозойские структуры Восточной Монголии.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 169—174.
- Оболенская Р. В.** Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1971, 148 с.
- Обручев В. А.** История геологического исследования Сибири. В 5 томах. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1931—1944.
- Основы тектоники Китая.** М., Госгеолтехиздат, 1962, 527 с.
- Очиров Ц. О., Булнаев К. Б. и др.** Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1965, 206 с.
- Павловский Е. В.** Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.— «Тр. ИГН СССР. Сер. геол.», 1948, вып. 99, № 31, 175 с.
- Писцов Ю. П.** Стратиграфия верхнемезозойских пресноводно-континентальных отложений Восточного Забайкалья.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Читинской обл.», М., «Недра», 1966, вып. II, с. 100—125.
- Портнягин Э. А.** Стратиграфия и тектоника юрских отложений западной части Верхнего Приамурья. Автореф. канд. дисс. Львов, 1963, 19 с.
- Проводников Л. Я.** Структурно-тектоническая карта Западно-Сибирской плиты (по геофизическим данным). М-б 1 : 5 000 000. Новосибирск, 1963.
- Региональная стратиграфия Китая.** Ч. I, II. М., ИЛ, 1960, 659 с.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е.** Триасовые литологические формации мира.— «Сов. геол.», 1961, № 1, с. 27—48.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е.** Юрские литологические формации мира.— «Сов. геол.», 1962, № 1, с. 9—34.
- Рутштейн И. Г.** Строение раннемезозойских прогибов и структурные условия формирования триасовых и юрских интрузий в центральной части Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дисс. М., 1970, 23 с.
- Саидов М. И.** Мезо-кайнозойские континентальные отложения Джунгарской впадины.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 10, с. 85—97.
- Свириденко В. Т.** К вопросу о выделении мезозойских гранитоидов в Кодаро-Удоканской зоне.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 2, с. 427—429.
- Синицын В. М.** Структурно-орографическая схема Китайского Тянь-Шаня.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, вып. 4, с. 53—61.
- Синицын В. М.** Строение и развитие Китайской платформы.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 6, с. 97—104.
- Синицын В. М.** Основные элементы геологической структуры Гоби.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1956, № 6, с. 13—32.
- Синицын В. М.** Центральная Азия, М., Гос. изд. географ. лит., 1959, 456 с.
- Синицын В. М.** Палеогеография Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962, 268 с.
- Соболевская В. Н.** Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит. М., «Наука», 1973, 258 с.

- Соловьев В. А.** О генетической связи кайнозойских и мезозойских впадин Западного Забайкалья с разновозрастными системами разломов.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 4, с. 79—86.
- Соловьев В. А.** Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М., «Наука», 1968, 126 с.
- Старченко В. В.** Геология средне-верхнеюрских вулcano-плутонических формаций юго-восточной части Центрального Забайкалья и основные черты их металлогении. Автореф. канд. дисс. Львов, 1968, 24 с.
- Старченко В. В., Озерский А. Ф., Фалькин Е. М., Шульдинер В. И.** Основные черты тектоники и металлогении Олекмо-Витимской горной страны.— В кн.: Тектоника сов. Дальн. Вост. и прилегающих акваторий. М., «Наука», 1968, с. 143—159.
- Суворов А. И.** Главные разломы Казахстана и Средней Азии.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 173—237. (Тр. ГИН, вып. 80).
- Сурков В. С.** Строение и тектоническое развитие фундамента Западно-Сибирской плиты. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1969, 43 с.
- Тектоника Евразии** (объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1 : 5 000 000). Отв. ред. А. Л. Яншин. М., «Наука», 1969, 487 с.
- Тектоническая карта Евразии.** М-б 1 : 5 000 000. Отв. ред. А. Л. Яншин. М., 1966.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран.** М-б 1 : 5 000 000. Отв. ред. Н. С. Шатский. 1956.
- Тектоническая карта СССР.** М-б 1 : 2 500 000. Отв. ред. Т. Н. Спизарский. 1966.
- Теодорович В. И.** О следах интрузивной деятельности в Центральной Туве.— «Докл. АН СССР», 1953, т. 91, № 3, с. 635—636.
- Тетяев М. М.** О послеюрских гранитах в Селенгинской Даурии и о некоторых геологических наблюдениях и выводах.— «Изв. ГГРУ», 1930, т. 49, № 9.
- Тимофеев А. А.** О возрасте эффузивных образований Зей-Бурейнской впадины.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 8, с. 125—126.
- Тимофеев П. П.** Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М., «Наука», 1970, 208 с. (Тр. ГИН, вып. 198).
- Томуртоого О.** Тектоника и история развития Орхонской впадины (север Центральной Монголии).— «Геотектоника», 1972, № 3, с. 61—74.
- Томсон И. Н., Кочнева Н. Т.** Верхнемезозойские сводовые поднятия Восточного Забайкалья и их металлогеническое значение.— «Сов. геол.», 1969, № 12, с. 22—35.
- Троицкий В. И.** Мезозойская тектоника Средней Азии.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 18—65.
- Тужикова В. И.** Раннемезозойские фазы тектогенеза на Урале. Свердловск, 1971, с. 105—121. (Тр. Ин-та геол. и геохим., УФ АН СССР, вып. 92).
- Угрюмов А. Н.** Тектоника и мезозойский магматизм Центральной части Алданского щита. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1971, 29 с.
- Флоренсов Н. А.** Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1960, 357 с. (Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 19, сер. геол.).
- Фогельман Н. А.** Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений. М., 1968, 195 с. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 84).
- Хаин В. Е.** Возрожденные (эпилаформенные) орогенные пояса и их тектоническая природа.— «Сов. геол.», 1965, № 7, с. 3—17.
- Хасин Р. А.** Магматизм Монгольской части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Автореф. докт. дисс. М., 1972, 60 с.
- Херасков Н. П.** Тектоника и формации. М., «Наука», 1967, 404 с.
- Ходак Ю. А., Сунь Шу.** Главнейшие структуры СВ Китая и сопредельной территории советского Дальнего Востока.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 10, с. 97—110.

- Хосбаяр П.** Стратиграфия мезозоя Западной Монголии и история ее геологического развития за это время. Автореф. канд. дисс. М., 1972, 25 с.
- Хуан Бо-цинъ (Хуан Цзи-цинъ).** Основные черты тектонического строения Китая. М., ИЛ., 1952, 162 с.
- Хуан Цзи-цинъ.** Основные черты тектонического строения Китая.— «Сов. геол.», 1961, № 9, с. 8—56.
- Цеховский Ю. Г.** Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гетит-каолиновой формации Восточного Казахстана (верхний мел — палеоцен). Автореф. канд. дисс. М., 1970, 28 с.
- Шарудо И. И., Москвин В. И.** Литолого-фациальный состав и условия накопления верхнемезозойских континентальных отложений Амуро-Зейской площади. Новосибирск, «Наука», 1968, 85 с.
- Шатский Н. С.** Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 5, с. 3—23.
- Шатский Н. С.** О геологических формациях. Избр. тр. Т. III. М., «Наука», 1965, с. 7—12.
- Шувалов В. Ф.** Стратиграфия континентального мезозоя и мезозойская история геологического развития Центральной Монголии. Автореф. канд. дисс. Л., 1970, 29 с.
- Шувалов В. Ф.** Основные этапы развития мезозойских структур Центральной Монголии.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 175—184.
- Щеглов А. Д.** Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968, 180 с.
- Щерба Г. Н., Ершов Б. В., Иванова А. И.** О возможном мезозойском возрасте Хоргосского интрузивного комплекса.— В кн.: Матер. по геол. некоторых эндогенных месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1962, с. 226—235.
- Яншин А. Л.** Общие закономерности строения и развития молодых платформ.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., «Недра», 1965, с. 7—18.
- Geologic Map of the Republic of China**, scale 1 : 4 000 000. Publ. by Chinese petroleum Corp., supervised by Dr. Chao-yi Meng, 1970.
- Geological Map of Asia and the Far East**, scale 1 : 5 000 000. Second edition Unesco, Ecafe, 1971.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Принципы тектонического районирования	9
Основные черты структуры мезозоя.	19
Монголо-Охотская область	21
Хангай-Яблоновая область	26
Становая область	35
Тянь-Шаньская область	37
Алтае-Саянская область	39
Долиноозерская область	42
Тургайская и Зауральская области	44
Западно-Сибирская область	47
Обь-Иртышская область	48
Казахстанская область	49
Джунгарская область	53
Бейшаньская и Западно-Гобийская области	55
Восточно-Гобийская область	56
Маньчжурская область	59
Китайско-Корейская область	62
Алданская область	63
Байкало-Патомская область	65
Заключение	66
Основная литература	71

CONTENTS

Introduction	5
Principles of tectonic zonation	9
Fundamental features of the mesozoic structure	19
Mongolo-Okhota region	21
Khangai-Yablonovaya region	26
Stanovaya region	35
Tuen-Shan region	37
Altay-Sayan region	39
Dolinoover region	42
Turgai and Saural region	44
West Siberian region	47
Ob-Irtysh region	48
Kazakh region	49
Dzhungar region	53
Beishan and West Gobi region	55
East Gobi region	56
Manchurian region	59
Chinese-Korean region	62
Aldan region	63
Baykal-Patom region	65
Conclusion	66
Bibliography	71

*Надежда Павловна Башарина
Константин Владимирович Боголепов
Валерий Дмитриевич Ермиков
Евгений Михайлович Заблоцкий*

ОЧЕРК ТЕКТОНИКИ МЕЗОЗОЯ
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Ответственный редактор
Константин Владимирович Боголепов

Редактор *Т. А. Гостина*
Художник *Е. Ф. Зайцев*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректор *Н. Н. Тясто*

Сдано в набор 14 декабря 1973 г. Подписано в печать
20 марта 1974 г. МН 00533. Бумага 60×90¹/₁₆. 5,0 печ. л.,
5,0 уч.-изд. л. Заказ 251. Тираж 500 экз. Цена 34 коп.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099,
Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новоси-
бирск, 77, Станиславского, 25.