

КАЗАНСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

ГЕОЛОГИЯ РОССИИ

Учебное пособие по курсу
«Геология России»

Часть 2. Подвижные пояса неогена

КАЗАНЬ
2017

УДК 55:551.24'722.3/.79+(47+57) (083.75)

*Печатается по решению Учебно-методической комиссии Института
геологии и нефтегазовых технологий Казанского (Приволжского)
федерального университета
Протокол № 3 от 03.02.2017 г.*

*заседания кафедры региональной геологии и полезных ископаемых
Протокол № 1 от 16 сентября 2016 г.*

Рецензенты:

доктор геол.-мин. наук В.Г. Чайкин
кандидат геол.-мин. наук, О.Б. Кузнецов

Полянин В.С., Шиловский О.П.

«Геология России». Часть 2. Подвижные пояса неогена: Учебное пособие / В.С. Полянин, О.П. Шиловский. – Казань: Казанский федеральный университет, 2017. – 152 с.

В пособии охарактеризованы основные типы геодинамических режимов и обстановок, в областях господства которых, формировались главные формационные геологические комплексы подвижных поясов неогена. Дана краткая тектоническая, историко-геологическая и минерагеническая характеристика основных тектонических элементов расположенных на территории России сегментов подвижных поясов неогена (Урало-Азиатского, Тихоокеанского и Средиземноморского). Предназначено для облегчения усвоения теоретических основ, выполнения лабораторных занятий и самостоятельной работы студентов направления 05.03.01 «Геология», изучающих курс «Геология России». Пособие может быть использовано геологами, занимающимися региональными геологическими и минерагеническими исследованиями.

© Казанский университет, 2017
© Полянин В.С., Шиловский О.П., 2017

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ	5
УРАЛО-АЗИАТСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС	40
Уральская складчатая область	41
Тимано-Печоро-Баренцевоморская складчатая зона	53
Пайхойско-Новоземельская складчатая зона	58
Алтае-Саянская область	62
Саяно-Енисейская область	70
Турухано-Норильская зона поднятий	70
Складчатое сооружение Енисейского кряжа	71
Складчатое сооружение Восточного Саяна	73
Западно-Сибирская платформа	77
Байкальская и Забайкальская области	80
Восточный сегмент Урало-Азиатского пояса	91
Ханкайско-Буреинский массив	93
ТИХООКЕАНСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС	100
Таймыро-Североземельская область	100
Верхояно-Чукотская складчатая область	104
Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс	108
Анадырско-Корякская складчатая система	110
Кони-Тайгоноская (Удско-Мургальская) складчатая система	111
Олюторско-Камчатская зона	112
Складчатые сооружения Сихотэ-Алиня и Сахалина	113
Охотоморская впадина	119
Командорская и Алеутская котловины Беринговоморской впадины	119
Хребет Гаккеля и Момский рифт	120
СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС	120
Кавказская складчатая система	121
Скифская платформа	124
История геологического развития подвижных поясов неогена Северной Евразии	127
ЛИТЕРАТУРА	131
ПРИЛОЖЕНИЯ	132

ВВЕДЕНИЕ

В учебном пособии приведена краткая характеристика основных типов геодинамических режимов, господствовавших в пределах подвижных поясов неогея (поздний протерозой-квартер). Дана тектоническая, историко-геологическая и минерагеническая характеристика подвижных поясов неогея и основных структурных их элементов.

Учебное пособие предназначено для самостоятельной работы студентов и имеет целью облегчить усвоение ими теоретических основ и выполнение лабораторных заданий по очень объемному курсу «Региональная геология» («Геология России»), научить студентов грамотно читать, анализировать карты геологического содержания (геологические, тектонические, неотектонические, геологические четвертичных отложений, геоморфологические, литолого-палеогеографические, палеотектонические и др.) и извлекать из них информацию, необходимую для правильного понимания геологического строения регионов, реконструкции истории их геологического развития и проведения в их пределах прогнозно-минерагенических исследований.

Имеющиеся учебные пособия по курсу «Геология России» (Е.Е.Милановский, 1989 г., 1991 г., 1995г.) наряду с многими достоинствами обладают и рядом недостатков. Они непомерно велики по объему и сложены для усвоения, ибо перенасыщены информацией. Кроме того, история развития подвижных поясов и отдельных их сегментов «написана» с позиций классической, но в значительной степени устаревшей, геосинклинальной концепции. Кроме того, появившееся в периодической печати большое количество публикаций, посвященных геологии и истории развития ряда регионов России и опубликованных в последние 5-10 лет не позволяют активно использовать их в учебном процессе из-за ограниченности тиражей. Настоящее пособие позволит восполнить этот пробел и в краткой форме довести до студентов новую геологическую информацию.

Содержание учебно-методического пособия соответствует программе курса «Региональная геология» («Геология России») для геологических специальностей ВУЗов.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Подвижные пояса неогей представляют собой линейно вытянутые, заключенные между кратонами (древними платформами), древние и современные океанические, окраинно-континентальные и внутриконтинентальные области, которые в течение более или менее продолжительного отрезка геологического времени (вероятно, не менее периода) были мобильными в отличие от лабильных (относительно стабильных) платформенных областей, отличаясь от последних следующими характеристиками: 1) повышенными на 1-2 порядка скоростями вертикальных движений; 2) резкой дифференцированностью и контрастностью движений; 3) неполной компенсацией поднятий денудацией, а опусканий – аккумуляцией; 4) резкой изменчивостью фаций вкрест простирания поясов.

Подвижные пояса состоят из разновозрастных (возраст определяется по времени основных коллизионных событий) сегментов, представленных на континентах структурами типа складчатых областей, систем и молодых платформ (байкальская Тимано-Печеро-Баренцевоморская область, герцинская Уральская система, Западно-Сибирская молодая платформа и др.).

В истории развития каждого сегмента могут быть выделены стадии, обусловленные последовательным проявлением в их пределах определенных геодинамических режимов.

Геодинамический режим – это совокупность (парагенез) геодинамических обстановок, объединяемых общностью порождающего их геодинамического процесса и функционирующих близодновременно в пределах крупного региона (сегмента подвижного пояса) – складчатой области, системы, молодой платформы.

Основные геодинамические процессы (в порядке последовательности проявления):

- внутриконтинентальный рифтогенез (предспрединговый);
- океанический рифтогенез (спрединг);
- субдукционный процесс;
- коллизионный процесс;
- платформенной стабилизации;
- внутриконтинентальный внутриплатформенный орогенез, не связанный с коллизией и внутриконтинентальным рифтогенезом.

Геодинамические режимы носят одноименные названия.

Время проявления того или иного геодинамического режима именуется стадией развития складчатой области.

Ряд последовательно проявленных в контурах складчатой области или молодой платформы геодинамических режимов и стадий объединяется в геодинамический цикл.

В истории развития складчатых систем и областей (палеоокеанов и современных океанических бассейнов) неогей автор выделяет 6 стадий, именуемых по названию ведущего геодинамического процесса и объединяемых в геотектонический (геодинамический) цикл (этап)¹: 1) внутриконтинентального рифтогенеза; 2) спрединговая, океаническая, или межконтинентального рифтогенеза (предгеосинклиальная, начальная, рифтогенно-геосинклиальная, раннегеосинклиальная); 3) островодужная - субдукционная (позднегеосинклиальная, инверсионная – частных и общей инверсии); 4) коллизионная (орогенная: ранне- и позднеорогенная подстадии главной складчатости); 5) платформенной стабилизации; 6) эпиплатформенного орогенеза (дейтероорогенная). Вторая-четвертая стадии соответствуют выделяемым Дж.Т. Вилсоном стадиям развития океанов: раскрытия (спрединговая), активного существования (субдукционная) и закрытия (коллизионная).

Во временных рамках каждой из вышеназванных стадий функционируют одноименные геодинамические режимы – совокупности элементарных геодинамических обстановок.

Геодинамическая обстановка – это локальная (элементарная) совокупность поверхностных и глубинных седиментационных, магматических, метаморфических и тектонических процессов, проявляющихся (функционирующих) на некоторой ограниченной территории в пределах области господства того или иного геодинамического режима, в определенный (продолжительностью, вероятно, не менее периода) отрезок геологического времени.

Анализ большого массива данных, характеризующих различные (геологические, тектонические, геоморфологические и др.) параметры геодинамических обстановок, позволил автору предложить следующую, построенную на иерархическом принципе классификацию тех ГДО, которые проявляются в настоящее время и реконструируются для различных временных отрезков развития подвижных поясов неогей (таблица).

Одни и те же литосферные блоки в последовательные периоды своего развития эволюционировали в областях господства различных геодинамических режимов обстановок. Так офиолитовые массивы, сформированные в межконтинентальных и тыловодужных структурах рифтогенно-спредингового типа, позднее входили в состав аккреционных призм островодужных систем или слагали основание фронтальных магматических дуг, эволюционировали в составе различных элементов коллизионных систем, образуя, в частности, пояса тектонических поясов в краевых частях континентальных блоков, эволюционировали в платформенных условиях и областях проявления эпиплатформенного орогенеза.

¹ В скобках даются названия стадий в соответствие с геосинклиальной концепцией (по В.Е.Хайну и др.)

В области проявления каждой из геодинамических обстановок формируются определенные геодинамические комплексы - «ансамбли» геоморфологических и тектонических элементов и комплексы геологических формаций.

Геодинамический комплекс – ассоциация геологических формаций, образовавшихся в области господства той или иной геодинамической обстановки.

В области господства каждого геодинамического режима проявлен определенный «ансамбль» геодинамических обстановок.

Геологическая формация – сообщество геологических тел, повторяющееся естественное сообщество (ассоциация) пород, формирующихся в определенных геодинамических, тектонических, физико-химических и климатических условиях.

В ходе развития подвижных поясов геодинамические режимы и обстановки сменяют друг друга во времени. При общей закономерной последовательности их проявления (и смены во времени) в ходе развития конкретных подвижных поясов или их сегментов некоторые из геодинамических режимов могут не проявиться вовсе или проявиться в редуцированном виде.

Отметим здесь также, что при определенных условиях развитие отдельных сегментов подвижных поясов может как бы пойти вспять, а какие-то геологические события могут и повториться. Поэтому здесь уместно привести резкое, но правильное в принципе высказывание крупного американского тектониста П.Кони: «... образование орогена к геосинклинали имеет такое же отношение, как несчастный случай к бамперу автомобиля».

Кроме того необходимо помнить, что каждый тектонический элемент и геологическая структура подвижного пояса в новейшее время находится в области господства определенного геодинамического режима и, следовательно развивается на определенной стадии геодинамического (геотектонического) цикла.

Стадия внутриконтинентального рифтогенеза. Основные геологические события стадии – это проявляющийся в обстановке осевого растяжения подъем поверхности астеносферы (до 70-75 км), инициирующей базальтоидный вулканизм и формирование линейно вытянутых, ограниченных сбросами, грабенообразных прогибов, обрамленных горстообразными выступами (рис. 1).

Первые могут вмещать глубоководные озера, внутриконтинентальные моря или морские заливы, маркировать положение речных долин, вторые представлены поднятиями различной высотности: высокими равнинами, горными хребтами и др. Современные области внутриконтинентального рифтогенеза имеют обычно «клавишное» строение и, в одних случаях, по простиранию переходят в зоны океанического рифтогенеза (современные хребет Черского и Момский грабен – океанический хребет Гаккеля), в других

– «окружены» областями эпиплатформенного орогенеза (Байкало-Хубсугульская рифтовая зона).

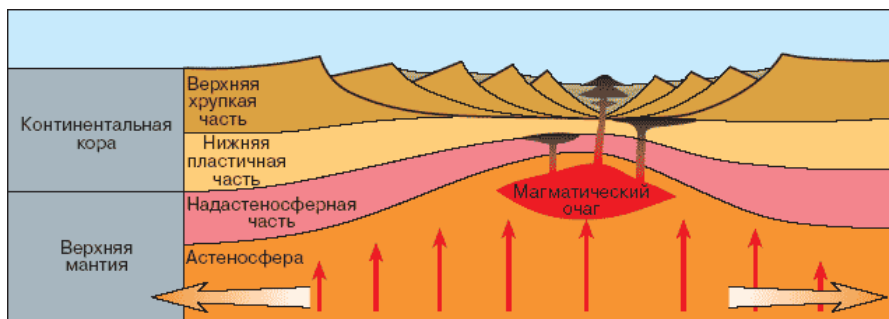


Рис. 1. Стадия внутриконтинентального рифтогенеза (<http://www.evoluts.ru/2009-11-28-09-49-32/2009-11-28-10-46-38.html>).

Размеры зон внутриконтинентального рифтогенеза в плане составляют: длина – первые тысячи, ширина – сотни километров.

В пределах грабенообразных прогибов распространены разнообразные по происхождению (морские, озерные, аллювиальные, пролювиальные, вулканогенные и др.), и составу (крупно-, мелкообломочные красно- и сероцветные молласы, эффузивные, эксплозивные вулканогенные и вулканогенно-осадочные (вулканогено-терригенные), карбонатные отложения и даже эвапориты.

На склонах горстообразных выступов формируется комплекс преимущественно континентальных осадочных отложений склонового и водно-склонового рядов: коллювиальные, солифлюкционные, делювиальные и др. отложения. Состав и генетическая принадлежность их определяется контрастностью, дифференцированностью и скоростью тектонических движений в зонах рифтогенеза.

Вулканогенные образования представлены базальтами повышенной щелочности (K_2O – 1,5-2,3%, TiO_2 – более 2%), нередко ассоциирующими с риолитами (K_2O более 4%), объединяемыми в риолит-щелочнобазальтовую формацию.

Интрузивные образования, формирующиеся в зонах древних внутриконтинентальных рифтов, относятся к формациям щелочных-ультраосновных (с карбонатитами) пород, габбро-гранитовой (рапакиви), перидетит-норитовой и железистых ультрамафитов.

Автору представляется, что неотектонические области проявления геодинамического режима внутриконтинентального рифтогенеза по своему строению, тектоническим и магматическим характеристикам представляют собой современные структуры, подобные выделяемым Е.Е.Милановским

авлакогеосинклиналям древних и молодых платформ и, части зон тектономагматической активизации.

Спрединовая (межматерикового океанического рифтогенеза, океанических рифтов, рифтогенно-спрединовая) (рис. 3, табл. 1) стадия сменяет во времени стадию внутриконтинентального рифтогенеза (рис. 2). Движущей силой, инициирующей раздвижение литосферных плит по современным представлениям являются функционирующие в астеносфере разнонаправленные конвекционные течения (потоки). В процессе и результате раздвижения (расхождения) литосферных блоков формируется «ансамбль» геологических структур (рифтогенно-спрединовые структуры, абиссальные океанические впадины и пассивные континентальные окраины), развитие каждой из которых осуществляется в определенном (одноименном) геодинамическом режиме.

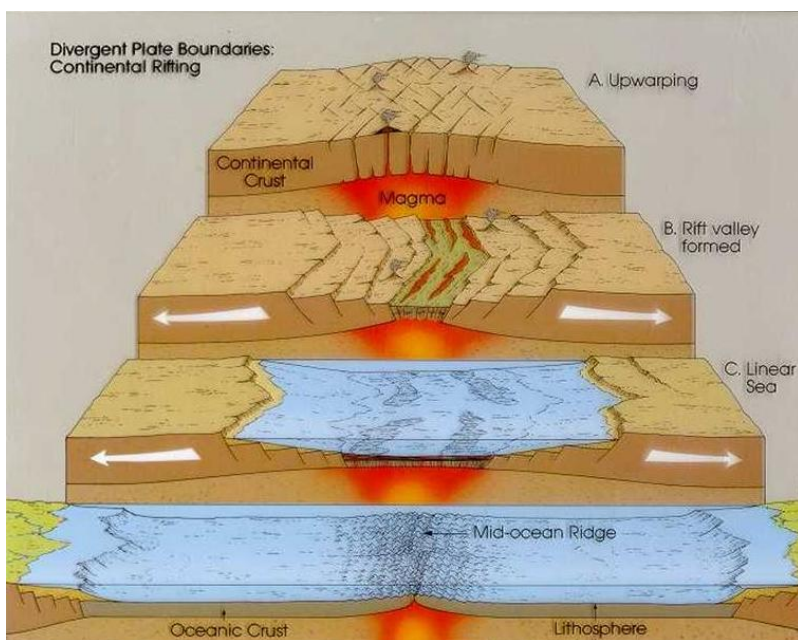


Рис. 2. Две последовательно сменяющие друг друга стадии – стадия внутриконтинентального рифтогенеза и рифтогенно-спрединовая стадия (<http://blue.uth.edu/paullgi/physci1417/Lectures/Continental%20Rifting.JPG>).

В результате взаимодействия литосферных плит и отдельных блоков, в пограничных областях возникают различные типы границ, где основными являются следующие (рис. 4):

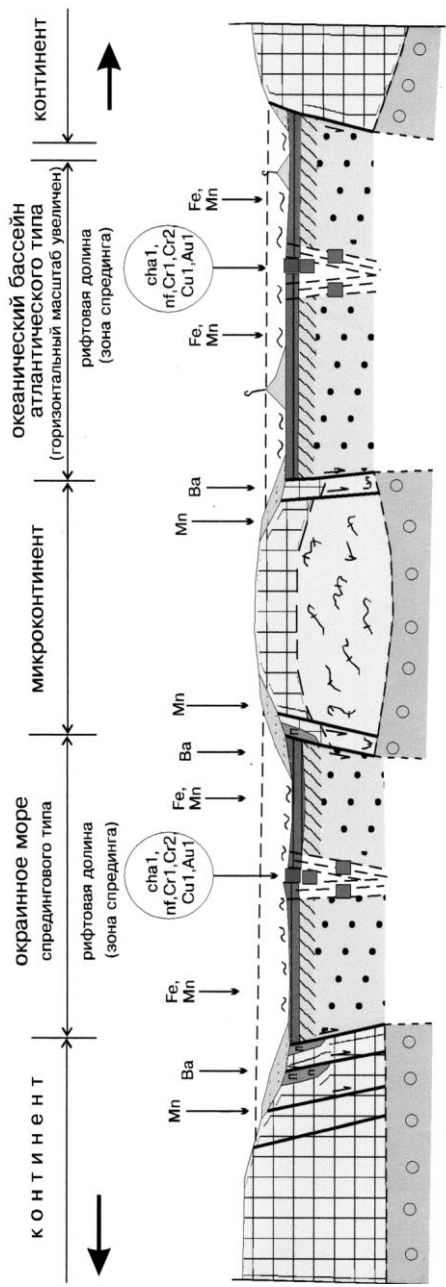
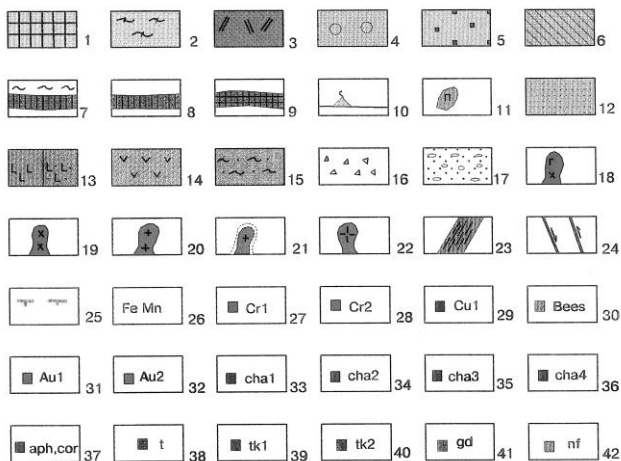


Рис. 3. Палеогеодинамические обстановки формирования месторождений полезных ископаемых в офиолитах и размещения рудообразующих систем в структурных элементах подвижных поясов неогена (рифтогенно-спрединговая стадия).

Условные обозначения к рис.3, 13, 19:



Условные обозначения к рисункам 1-3: 1 - древняя консолидированная континентальная кора фундамента древних платформ; 2 - древняя консолидированная континентальная кора микроконтинентов в зонах сжатия (процессы сиалического плутонометаморфизма, плагиигранитизации и мигматизации); 3 - области новообразованной континентальной коры; 4 - слабо деплетированная палеомантия под континентами и микроконтинентами; 5-9 - офиолиты (5 - деплетированная палеомантия (реститы: дуниты, гарцбургиты, в меньшей степени - лерцолиты, верлиты); 6 - верхняя часть деплетированной мантии: серпентинизированные ультрамафиты; 7 - океаническая кора слабо метаморфизованная (терригенные, терригенно-кремнистые породы, в т.ч. глинистые с железомарганцевыми конкрециями металлоносные осадки абиссальных равнин, толеитовые высокотитанистые низкокальциевые базальты, блоки (массивы) низкотитанистых высокоизвестковистых габброидов и серпентинизированных пород дунит-гарцбургитового комплекса; 8 - океаническая кора областей зеленосланцевого динамотермального метаморфизма (см. п.7, а также орто- и парасланцы, рассланцованные и будинированные ультрамафиты); 9 - океаническая кора областей метаморфизма амфиболитовой фации (амфиболиты, амфиболовые гнейсы, апоультрамафиты: оливин-энстатитовые, оливин-антофиллитовые, оливин-тальковые и др. породы); 10 - вулканические постройки гавайского типа - океанические острова (щелочные оливиновые базальты и др.); 11 - ультрамафиты перидотит-пироксенитовой формации тектонизированных краев платформ и палеомикроконтинентов; 12 - терригенные, терригенно-кремнистые и карбонатные породы пассивных окраин континентов и микроконтинентов; 13 - вулканы контрастно дифференцированной

(риолит-базальтовой, базальт-риолитовой) формации предостроводужной (неразвитых островных дуг) стадии зон субдукции океанической коры под океаническую; 14 - вулканы непрерывной (базальт-андезит-риолитовой), андезит-дацитовой, андезит-базальтовой и андезитовой формаций стадии зрелых островных дуг и сингенетичные им флишоидные отложения; 15 - флишоиды; 16 - олистостромы; 17 - молассы; 18-22 - интрузивные формации: 18 - габбро-плагиогранитная надсубдукционная активных окраин, 19 - габбро-диорит-гранитная, тоналит-гранодиоритовая надсубдукционная активных окраин континентальной и переходной коры, 20 - гранитная (калиевых гранитов) коллизионная областей зеленосланцевого метаморфизма, 21 - реоморфизованных калиевых гранитов и плагиогранитов ядерных частей гранито-гнейсовых куполов в зонах амфиболитовой фации метаморфизма, 22 - гранит-лейкогранитовая бериллиеносная; 23 - зоны эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма; 24 - разрывные нарушения и их вероятная кинематика; 25 - верхняя граница распространения метаморфитов амфиболитовой фации в зонально-метаморфизованных комплексах; 26-42 - области (районы) функционирования рудообразующих систем, формирующих промышленные месторождения в офиолитах: 26 - железо, марганец, 27 - хромиты (кемпирсайский и кракинский ГПТ), 28 - хромиты (ключевской ГПТ), 29 - медь, яшмы (кипрский-домбаровский ГПТ), 30 - бериллий, тантал-ниобий, изумруд, александрит (ГПТ метасоматических тел и минерализованных зон, редкометальный изумрудноносный), 31 - золото (золото-сульфидно-кварцевый березовский ГПТ), 32 - золото (хлограпитовый, листовитовый ГПТ), 33-36 - хризотил-асбест: 33 - баженовский ГПТ, 34 - баженовский динамометаморфизованный ГПТ, 35 - баженовский термально-метаморфизованный ГПТ, хризолит, 36 - карачаевский ГПТ, 37 - антофиллит-асбест, корунд абразивный и благородный (сысертско-бугетьсайский, борзовский ГПТ), 38 - тальк (ГПТ апоультрамафитовых талькитов), 39-40 - ГПТ апоультрамафитовых тальк-брейнеритовых и тальк-магнезитовых пород: 39 - сыростанский ГПТ, 40 - шабровский ГПТ, 41 - жадеит, 42 - нефрит. Прочие полезные ископаемые в сопутствующих офиолитовым комплексах: $Cu_{(2)}$ - медь (уральский ГПТ), $Cu_{(3)}$ - медь (медно-порфировый ГПТ).

- дивергентная граница [от англ. - divergent boundary] - граница между двумя расходящимися литосферными плитами. В океане выражены срединно-океаническими хребтами, которые, в зависимости от скорости спрединга, имеют различную морфологию.

- конвергентная граница [от англ. - convergent boundary] - граница между двумя сходящимися литосферными плитами. В океане выражены, например,

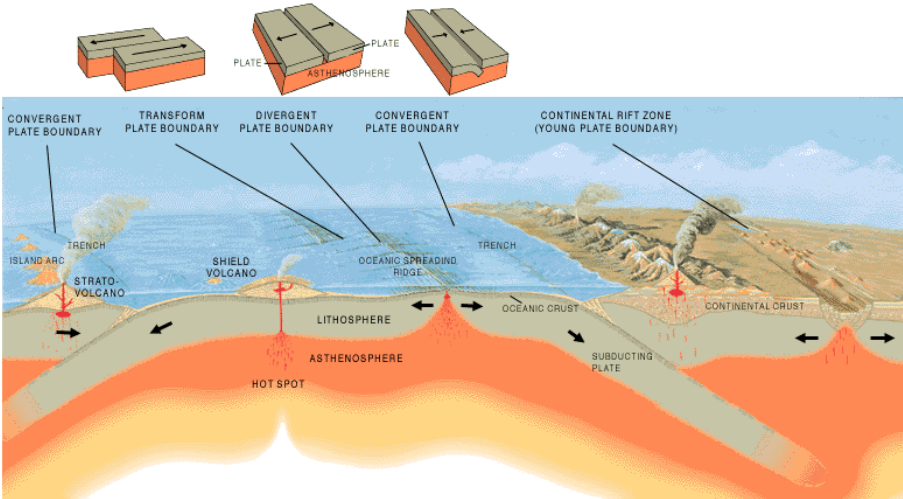


Рис. 4. Основные типы границ плит: дивергентные, конвергентные и трансформные (https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/1/15/Plate_Tectonics_ru.png?1479210188858).

системой глубоководный желоб - островная дуга - окраинное море (активная окраина западно-тихоокеанского типа)

- трансформная граница [от англ. - transform boundary] - граница скольжения между двумя литосферными плитами. В океане выражены, например, в срединно-океанических хребтах с невысокой скоростью спрединга в активных частях трансформных разломов

- зоны границы плит - широкие пояса в которых границы нечетко определены и эффекты взаимодействия плиты неясны.

Океанические рифты (**рифтогенно-спрединговые структуры**), представляют собой области генерации новообразованной океанической коры. Океаническая рифтовая система – непрерывная подводная система рифтовых долин, смещенная трансформными разломами. Она расположена в осевой части срединно-океанических хребтов и характеризуется повышенной сейсмичностью и активным магматизмом основного состава. В ней происходит образование новой океанической коры (аккреция). Рифтовая

система сегментирована – вдоль ее простирания отмечается изменение рельефа и составов как мантийных, так и коровых пород. Срединно-океанические хребты (СОХ) представляют собой горные сооружения протяженностью порядка 60 000 км, шириной от 1000 до 4000 км, с превышением над близлежащими котловинами 2000-3000 м. Срединно-океанические хребты занимают около 17% площади Мирового океана.

Важнейшую роль в формировании срединно-океанических хребтов (СОХ) играет скорость расхождения (спрединга) литосферных плит и блоков, что в первую очередь отражается на морфологии формирующихся структур. Выделяют следующие скорости спрединга – медленная 1 - 4 (5) см/год, средняя 5 - 8 (9) см/год, быстрая 8 (9) - 12 см/год, ультрабыстрая 12 - 16 см/год.

На основе морфологических отличий выделяются медленносрединговые и быстросрединговые хребты (рис. 5 и 6).

Медленносрединговый хребет [от англ. - slow spreading ridge] – срединно-океанический хребет, который формируется при невысоких (медленная - 1 - 4 (5) см/год, средняя - 5 - 8 (9) см/год) скоростях спрединга. Представляет собой протяженные поднятия океанического дна, с расчлененным рельефом, характерно наличие хорошо выраженной и развитой рифтовой долины вдоль осевой части, симметричного или асимметричного профиля, с превышениями рельефа от 500 до 3000 м и шириной от 10 до 50 км. В пределах такого типа хребтов происходят резкие изменения характера рельефа как вдоль его простирания, так и поперек; отличаются редкими (1000 (5000) - 10 000 лет) извержениями. Примеры: Срединно-Атлантический, Африкано-Антарктический, Американо-Антарктический хребты.

Рифтовая долина – грабен симметричного или асимметричного профиля, расположенный в осевой части медленносредингового хребта, плечи которого представлены рифтовыми горами (рис. 7). В плане представляет собой линейный объект, который может искривляться или образовывать эшелоны депрессий. Рифтовые долины смещаются трансформными разломами на расстояние от первых до нескольких сотен километров.

Имеет относительно ровное дно, осложненное линейными вулканическими хребтами (неовулканическая зона), экструзиями или цепями вулканов центрального типа, в пределах которых формируются новые порции океанической коры. Строение дна может также осложняться линейными или относительно изометричными депрессиями, которые расположены в плане как субпараллельно оси, так и под углами. Продольные и поперечные уступы и гьяры (открытые трещины) также усложняют строение рифтовой долины. Осадочный чехол практически отсутствует. Склоны долины имеют, как правило, ступенчатый характер, что связано с формированием сбросов. В основании склонов или отдельных ступеней формируются осыпные образования

(file:///E:/MSU/20042005/GeologyOcean2005/lecture_02/lecture_2.htm).

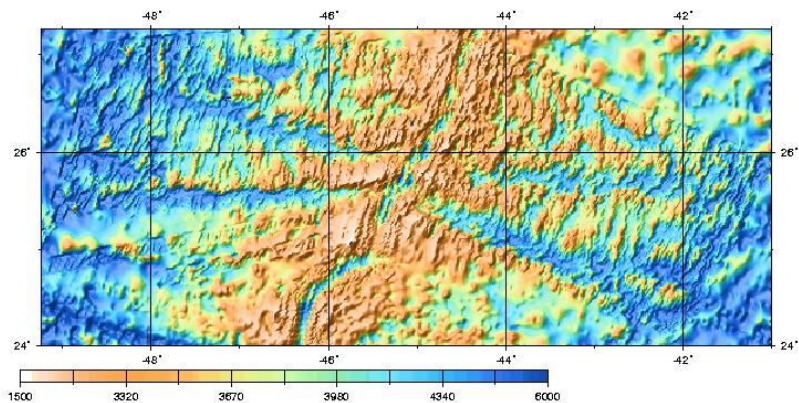


Рис. 5. Срединно-Атлантический медленноспрединговый хребет, отчетливо видна рифтовая долина (http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1179415&uri=pic%2fris_05-01.jpg).

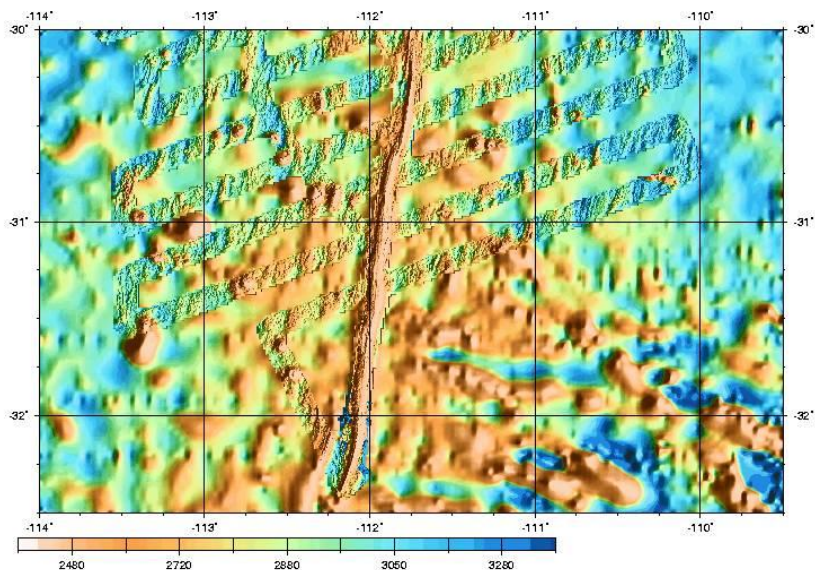


Рис. 6. Восточно-Тихоокеанское поднятие, быстроспрединговый хребет, отчетливо видно осевое поднятие (http://images.geo.web.ru/pubd/2007/11/23/0001179415/pic/ris_05-05.jpg).

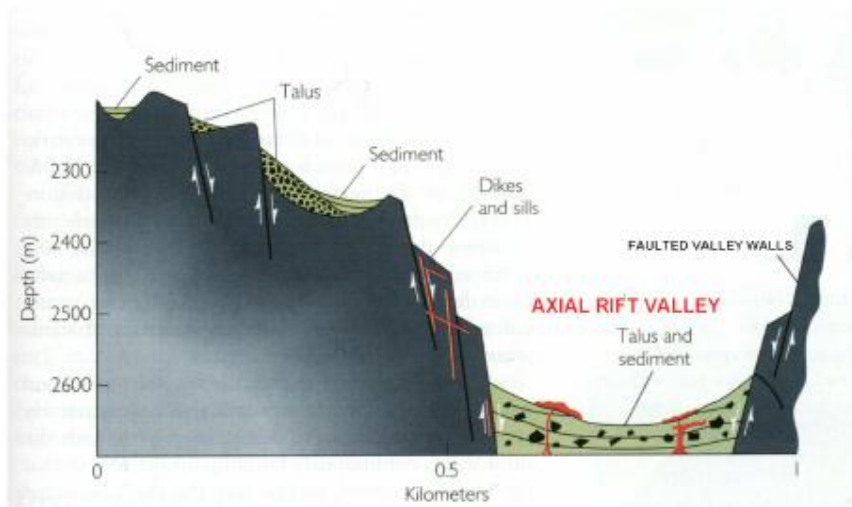


Рис. 7. Идеализированный профиль через рифтовую долину (<http://ess.geology.ufl.edu>).

Рифтовые долины являются областями проявления активного вулканизма (базальты типа MORB: $TiO_2=1-2,5\%$, $K_2O=0,0\%$).

Под маломощным (сотни метров – до 1-2 км) покровом глубоководных осадков и вулканитов в рифтах залегает геологический комплекс, носящий название «габбро-серпентинитового слоя». По данным драгирования и наблюдениям с глубоководных обитаемых аппаратов этот «слой» имеет клавишное строение и представлен дискретными, ограниченными разломами, линейно вытянутыми блоками, сложенными в различной степени серпентинизированными ультрамафитами (серпентинитами, дунитами, периодитами и пироксенитами) и габброидами. По мере удаления от осевой зоны (на склонах СОХ) мощность осадочного чехла постепенно возрастает.

Описанный комплекс пород, включающий ультрамафиты, мафиты (габбро и базальты) и глубоководные осадки, носит название **офиолитовой ассоциации**. В древних структурах типа СОХ в его состав входят ультрамафиты дунит-гарцбургитовой формации, вулканиты спилит-диабазовой (натриевых базальтов) и плутониты габбровой формаций, ассоциирующие и перекрываемые глубоководными (терригенными, терригенно-кремнистыми, кремнистыми, черносланцевыми) осадками.

Ультрамафиты представляют собой рестит – тугоплавкий остаток, образующийся при деплетировании (процессе выплавления из вещества примитивной мантии базальтовой составляющей) пиролита, и в виде блоков (диапиров) проникший в верхние, приповерхностные части рифтогенно-спрединговых структур – области относительно пониженного давления.

В неовулканической зоне выделяют **неовулканический хребет** [от англ. - neovolcanic ridge] – узкая (до 5 км) и протяженная (десяtkи км) положительная форма рельефа на дне рифтовой долины, которая может иметь высоту до 600 м (рис. 8). Формируется трещинными излияниями базальтов. Вершина слагается свежими стекловатыми базальтами, а основание - измененными базальтами с осадочными породами, мощность которых достигает нескольких сантиметров. На вершине хребта могут располагаться отдельные вулканические конусы, высотой до 100 м, которые отстоят друг от друга на 1-2 км. Более древние базальты неовулканического хребта разбиты роями трещин, простирающие которых совпадает с простираением Срединно-Атлантического хребта. С отдельным пиками могут быть связаны активные гидротермальные поля (например - Снейк Пит).

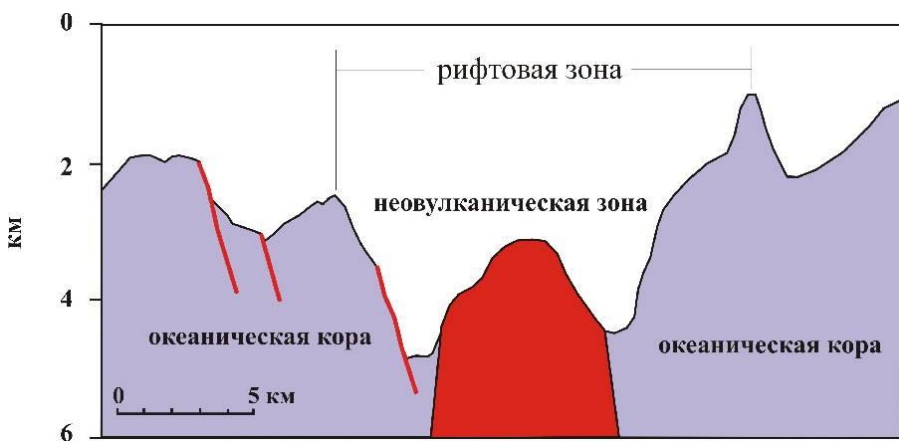


Рис. 8. Положение неовулканического хребта на 25°25' с.ш. в Атлантическом океане (http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1179415&uri=pic%2ffris_05-04.jpg).

Быстросрединговый хребет [от англ. – fast spreading ridge] – срединно-океанический хребет, который формируется при быстрых (8 (9) - 12 см/год) или ультрабыстрых (12 - 16 см/год) скоростях спрединга. В рельефе - широкое и пологое протяженное поднятие океанического дна, со сглаженным рельефом, которое имеет вдоль осевой части горстоподобное поднятие (рис. 9, 10). Он отличается частыми (каждые 50 лет) извержениями, наличием магматической камеры, которая устанавливается сейсмическими методами, а также формированием продвигающихся навстречу друг другу центров спрединга. Примеры: Восточно-Тихоокеанское поднятие.

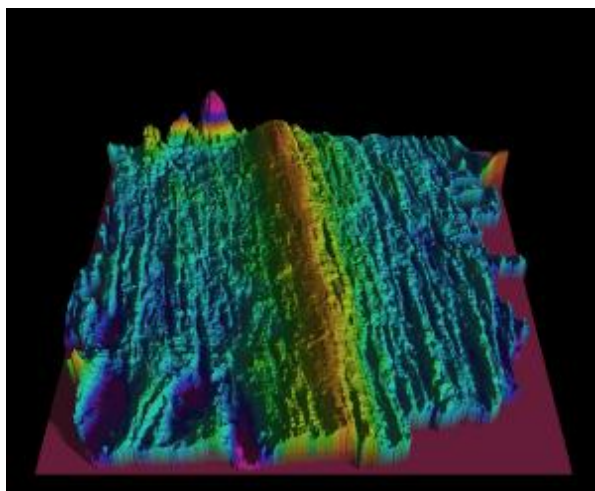


Рис. 9. Быстроспрединговый хребет, Восточно-Тихоокеанское поднятие (<http://dusk.geo.orst.edu/>).

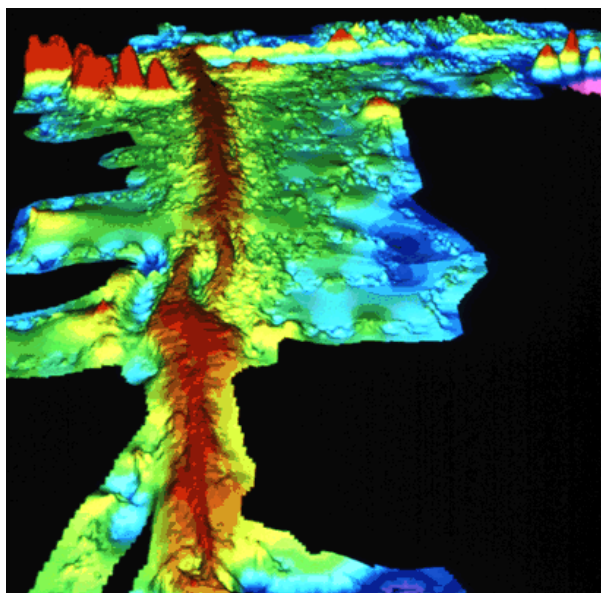


Рис. 10. Пример перекрывающихся центров спрединга или области формирования новых порций океанической коры, которые продвигаются субпараллельно навстречу друг другу (<http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/topomap.html>).

Геодинамические комплексы и геологические формации подвижных поясов неогена
 Таблица 1

Геодинамические резьмы	Геодинамические обстановки	Геодинамические комплексы	Геологические формации, входящие в состав геодинамического комплекса, и их ассоциации
1	2	3	4
Эпицентрального внутриконтинентального рифтогенеза (континентальных рифтовых зон) и горячих точек			Осадочные континентальные аквальные терригенные формации грабеновых фаций Осадочные континентальные формации склонового ряда межрифтовых массивов Вулканогенные формации бимодальной риолит-базальтовой и щелочно-базальтовой серий Вулканогенные толеит-базальтовые и долеритовые формации Интрузивные щелочно-ультрамафитовые с карбонатитами формации Кимберлитовая формация Интрузивная формация агтаитовых и щелочных гранитов

Продолжение таблицы 1

1 Геодинамические режимы	2 Геодинамические обстановки	3 Геодинамические комплексы	4 Геологические формации, входящие в состав геодинамического комплекса, и их ассоциации
Рифтогенно-срединговый	Срединных центров (срединно-океанических межконтинентальных хребтов)	Срединных СОХ	Дунит-гарибургитовая Натриевых базальтов (спилит-диабазовая, кремнисто-спилит-диабазовая, фгацитовая и др.) Габровая
	Абиссальных глубоководных впадин	Абиссальных глубоководных впадин	Карбонатно-кремнистая пелагическая Офиолитовая ассоциация нерасчлененная
	Пассивных континентальных окраин древних платформ и палеомикроконтинентов	Пассивных континентальных окраин	Группа глубоководных осадочных формаций (глинисто-кремнистая, глинисто-известняково-кремнистая, глинисто-известняковая и др.) океанических равнин Группа вулканических и вулканогенно-обломочных формаций (толеит-базальтовая, бимодальная, натриевых и калиевых щелочных базальтов _ океанических островов (режим горячих точек)
			Шельфовые и прибрежно-морские терригенные формации
			Шельфовые карбонатные и карбонатно-терригенные формации
			Флишевая, турбидитная и терригенно-карбонатно-кремнистая формации континентального склона и подножия
			Дорифейские метаморфические комплексы основания палеомикроконтинентов складчато-коллизонных зон неогоя и фундамента древних платформ

Продолжение таблицы 1

Геодинамические режимы	Геодинамические обстановки	Геодинамические комплексы	Геологические формации, входящие в состав геодинамического комплекса, и их ассоциации
1 Субдукционный (энзиматических островных дуг на океанической и переходной коре)	2 Окраинного (задугового) спредингового океанического бассейна	3 Окраинного (задугового) спредингового океанического бассейна	4 Осадочные и вулканогенно-осадочные Глубоководные осадочные формации ложа бассейна Вулканогенно-обломочные, флишево-турбидитные, терригенно-кремнистые формации склона островной дуги Осадочные флишевая и терригенно-карбонатная формации пассивной окраины бассейна Офиолитовая ассоциация формаций спрединговых центров (см. выше) Вулканогенные формации толетовой серии (боннинтова, риолит-базальтовая, андезит-базальтовая и др.) спрединговых центров Интрузивные формации толетового ряда (габбро-плагиогранитовая, плагиогранитовая и др.) Осадочные флишевая и турбидитная Метаморфическая глаукофан-сланцевая формация по офиолитам и пелагическим осадкам ложа бассейна Вулканогенно-обломочная (граувакковая) терригенная, карбонатная мелководная и флишево-турбидитная группа формаций осадочного чехла бассейна Марианит-боннинтова, толетит-базальтовая и риолит-базальтовая вулканические формации Флишевая и вулканогенно-обломочные формации Вулканогенные формации известково-целочной и щощонитовой серии (андезит-базальтовая, андезитовая, порфиритовая и др.) Интрузивные формации известково-щелочной серии натриевого ряда (габбро-диорит-плагиогранитовая, диорит-гранодиоритовая и др.)
	Глубоководного желоба Преддугового бассейна	Глубоководного желоба Преддугового бассейна	
	Юных (подводных) магматических дуг	Юных (подводных) магматических дуг	
	Зрелых (субархальных) магматических дуг	Зрелых (субархальных) магматических дуг	

Продолжение таблицы 1

Геодинамические режимы	Геодинамические обстановки	Геодинамические комплексы	Геологические формации, входящие в состав геодинамического комплекса, и их ассоциации
1	2	3	4
<p>Субдукционный (активных континентальных окраин на океанической и переходной коре)</p> <p>Субдукционный (активных континентальных окраин на континентальной и переходной коре)</p>	Зрелых (субархальных) магматических дуг	Зрелых (субархальных) магматических дуг	Осадочные континентальные молассовые терригенные и вулканогенно-терригенные формации
	Глубоководного желоба	Глубоководного желоба	Аккреционные хаотические (в т.ч. меланжевые) комплексы с фрагментами офиолитов и осадочных пород
	Преддугового бассейна (аккреционной призмы)	Преддугового бассейна (аккреционной призмы)	Осадочные флишевая и турбидитная
	Шельфовая	Шельфовый	Метаморфическая глаукофансланцевая по офиолитам и пелагическим осадкам основания преддугового бассейна
	Вулкано-плутонического пояса	Вулкано-плутонического пояса	Вулканогенно-обломочная и флишевая
			Осадочная терригенная мелководная
			Осадочные континентальные терригенные и туфогенно-терригенные формации
			Вулканические формации известково-щелочной и лагитовой серий
			Интрузивные формации тех же серий
	Зоны тыловодужного рифтогенеза	Зоны тыловодужного рифтогенеза	Вулканические формации риолитовой серии
		Интрузивные формации риолитовой серии	
		Осадочная терригенная и вулканогенная континентальные формации (молассы)	
		Интрузивные формации щелочного ряда (щелочных гранитов, сиенитовая и др.)	

Геодинамические режимы	Геодинамические обстановки	Геодинамические комплексы	Геологические формации, входящие в состав геодинамического комплекса, и их ассоциации
1	2	3	4
Коллизионный и периколлизионный	Краевых предгорных и межгорных прогибов	Краевых предгорных и межгорных прогибов	Осадочная терригенно-кремнисто-карбонатная глубоководная формация
	Шарьяжно-надвиговых поясов на пассивных континентальных окраинах и микроконтинентах	Шарьяжно-надвиговых поясов на пассивных континентальных окраинах и микроконтинентах	Осадочные мелководные и континентальные молассы Эвапоритовая континентальная
	Вулкано-плутонических поясов	Вулкано-плутонических поясов (поверхностные зоны)	Аллохтонные пластины, сложенные офиолитами и остроходужными комплексами Метаморфическая элогит-плаукофанеланцевая формация по офиолитам и осадочным породам «постели» шарьяжных пластин Олигостромовые комплексы во фронте шарьяжей
		Вулкано-плутонических поясов (глубинные зоны)	Осадочные мелководные флишевые формации остаточно-бассейнов Осадочные континентальные молассовые формации межгорных впадин Вулканические формации
			Интрузивные гранодиорит-гранитовые и гранитовые формации известково-щелочной и щелочной серий Метаморфические формации фундамента палеомикроконтинентов
Эпиколлизионной платформенной стабилизации			Метаморфические формации сланцевого обрамления (в т.ч. метаофиолитовые) палеомикроконтинентов Формация латеритных кор выветривания
			Осадочные терригенные мелководно-морские формации
			Осадочные континентальные терригенные формации аквального ряда
			Осадочные континентальные терригенные формации склонового ряда
Эпиплатформенного орогенеза			Осадочные континентальные терригенные формации аквального ряда
			Осадочные континентальные терригенные формации склонового ряда

Следующим в направлении к континентальным блокам элементом «ансамбля» являются **абиссальные океанические впадины (равнины)**, располагающиеся на глубинах 3,5-7 км. Они представляют собой плоские или чаще – холмистые равнины с подводными горами и хребтами вулканического происхождения высотой от первых сотен метров до 1 и более километра.

Абиссальные равнины разделены горными хребтами и валообразными поднятиями, среди которых различают: 1) океанические кряжи (глыбовые горы тектонической природы); 2) подводные плато; 3) цепи вулканических гор и отдельные вулканы; 4) плосковершинные подводные вулканические горы (гайоты) на глубинах до 2,5 км (рис. 11).

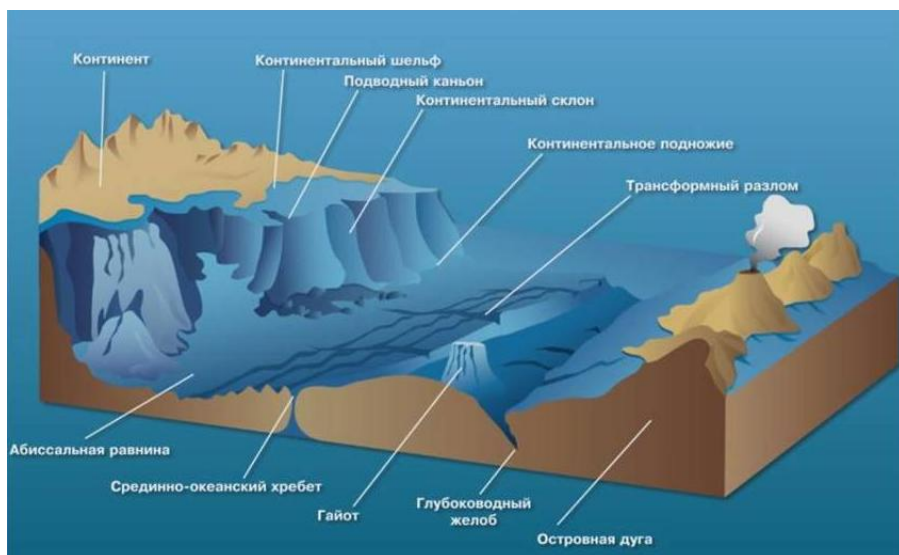


Рис. 11. Структурные элементы строения океанического дна (http://www.pacificislandtravel.com/nature_gallery/plate_tectonics4.gif).

Среди вулканических комплексов, слагающих подводные (и частью выходящие на дневную поверхность) горы, преобладают вулканы щелочно-базальтовой формации (толеитовые базальты: $TiO_2=2,5\%$, $K_2O=0,3-0,4\%$; щелочные базальты: $TiO_2=2,7-8\%$, $K_2O>1\%$), перекрывающие офиолитовую по составу океаническую кору. Выше и ниже этих пород залегают глубоководные глинисто-известковисто-кремнистые по составу геологические комплексы, в том числе железо-марганцесодержащие.

Пассивные окраины континентов (атлантический тип континентальных окраин, по В.В.Белюсову) и микроконтинентов представляют собой вовлеченные в опускание периферийные (обращенные к океану) части

литосферных материковых блоков, функционирующие на океанической стадии развития подвижных поясов (рис. 12).



Рис. 12. Принципиальная схема строения пассивной континентальной окраины, абиссальная котловина относится к ложу океана.

В составе **пассивных окраин** в направлении от континента к океану выделяются следующие элементы (в скобках генетические и формационные типы формирующихся отложений):

- прибрежная низменность (терригенная аллювиальная, дельтовая, лимническая, лагунная, прибрежно-морская формации);

- шельф (материковая отмель), располагающийся между береговой линией и линией крутого перелома профиля дна к материковому склону; внешний край шельфа находится в среднем на глубине 180-200 (от 50-60 до 400 и более метров) м (песчано-конгломератовая, песчаная и др. терригенные и карбонатные формации прибрежно-морского типа);

- континентальный (материковый) склон крутизной от 3-5 до 10-15°, располагающийся между бровкой шельфа и ложем океана до глубин 2000-2500 м; поверхность склона неровная, имеет обычно сбросово-ступенчатый характер; характерной формой его рельефа являются прорезающие его поперек, врезанные в скальные или рыхлые породы подводные каньоны длиной в сотни км, глубиной до 1 км и шириной 1-1,5 км, в устье которых располагаются мощные конусы выноса (терригенные, терригенно-кремнистые и кремнисто-карбонатные формации), в нижней части склона — оползневые отложения);

- материковое (континентальное) подножие, представляющее собой полого (первые градусы) наклонную к океану равнину, окаймляющую основание материкового склона полосой до 1000 км в ширину и представляющее собой аккумулятивный шлейф, нижняя кромка которого находится на глубине 2-4 (иногда 5) км (терригенно-карбонатные, часто нефтеносные отложения большой мощности).

На шельфе и континентальном склоне нередко отмечаются грабенообразные прогибы рифтовой природы, выполнение терригенными и карбонатными отложениями континентального и морского генезиса повышенной мощности.

Островодужная (субдукционная) стадия (рис. 13, табл. 1) – стадия формирования разнотипных островодужных систем – следует за океанической, а ранние ее подстадии нередко по времени совпадают с океанической. Иначе говоря, океанические (рифтогенно-спрединговая, абиссальных впадин и пассивных континентальных окраин) и островодужные геодинамические обстановки в различных частях одного и того же подвижного пояса могут проявляться синхронно. При этом, геологические комплексы, сформированные в океанической обстановке в каждом данном (конкретном) сегменте подвижного пояса всегда будут древние островодужных, ибо субстрат (основание), в котором и на котором функционирует любая островодужная система образуется в предшествующий островодужному океанический период.

Процесс расхождения литосферных континентальных плит бесконечно продолжаться не может: на определенной стадии развития рифтогенно-спрединговых структур вследствие различных скоростей движения конвективных течений и материковых блоков возникает проблема пространства. В природе она преодолевается путем формирования зон субдукции (пододвигания океанической коры под океаническую или континентальную) или обдукции (надвигания – шарьирования океанической коры на океаническую или континентальную).

В соответствие с этим выделяют два типа островодужных систем:

- энсиматические – области пододвигания-надвигания океанических плит под и на океанические (рис. 14, 15);
- энсиалические – области пододвигания (и локального надвигания – шарьирования и обдукции) океанической коры под континентальную; эти структуры называются также активными континентальными окраинами (рис. 16, 17).

Энсиматические островные дуги имеют ширину в сотни километров и простираются на многие тысячи километров. Они представляют собой «ансамбль» тектонических структур, в состав которого входят (в направлении от океана к материку):

- погружающаяся в зону субдукции океаническая плита [в относительно малоглубинных частях зон субдукции в обстановке высоких стрессовых напряжений и низких-умеренных температур ($t = 300-500^{\circ}\text{C}$, $P = 6-8$ до 14 кбар) за счет глинистых осадков формируются глаукофановые сланцы, происходит частичная дегидратация мафитов и ультрамафитов; в глубинных частях зон субдукции происходит полная дегидратация ультрамафитов и формирование апогаббровых эклогитов; позднее, следуя механизму глубинной обдукции умеренно- и глубокометаморфизованные мафиты и ультрамафиты могут быть подняты с глубин и войти в состав аккреционной призмы основания невулканической дуги (см. ниже)];

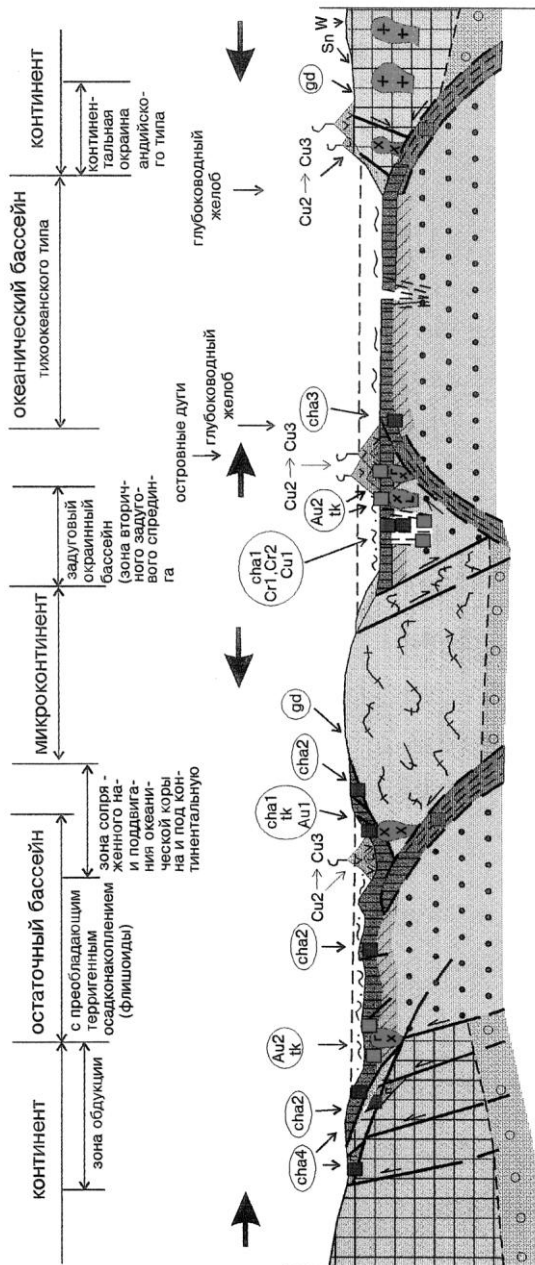


Рис. 13. Палеодинамические обстановки формирования месторождений полезных ископаемых в офиолитах и размещение рудообразующих систем в структурных элементах подвижных поясов неогэя (субдукционная стадия). Условные обозначения см. на рис. 1

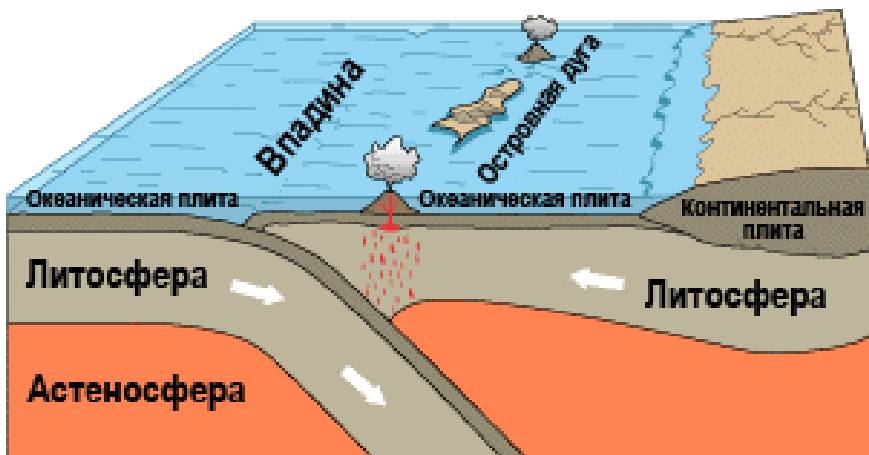


Рис. 14. Энсиматический тип островодужной системы (https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/f/f2/Oceanic-oceanic_convergence-rus.png).

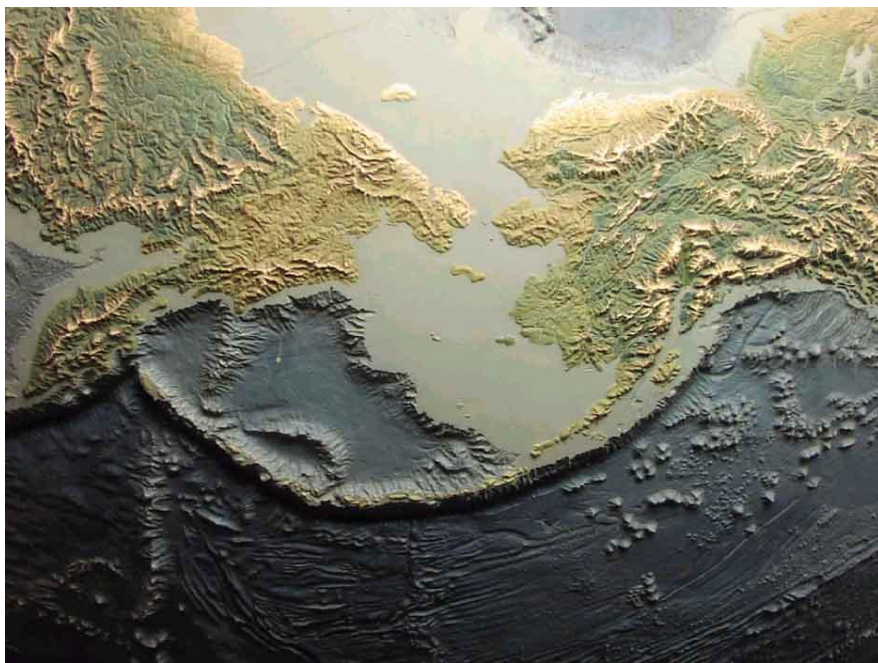


Рис. 15. Берингово море и Алеутско-Командорская дуга, пример островодужной системы энсиматического типа (http://img-fotki.yandex.ru/get/4213/invngn.b/0_31bf5_99d621dc_orig).



Рис. 16. Энциалический тип островодужной системы (https://upload.wikimedia.org/wikipedia/ru/6/63/Oceanic-continental_converg_rus.png).

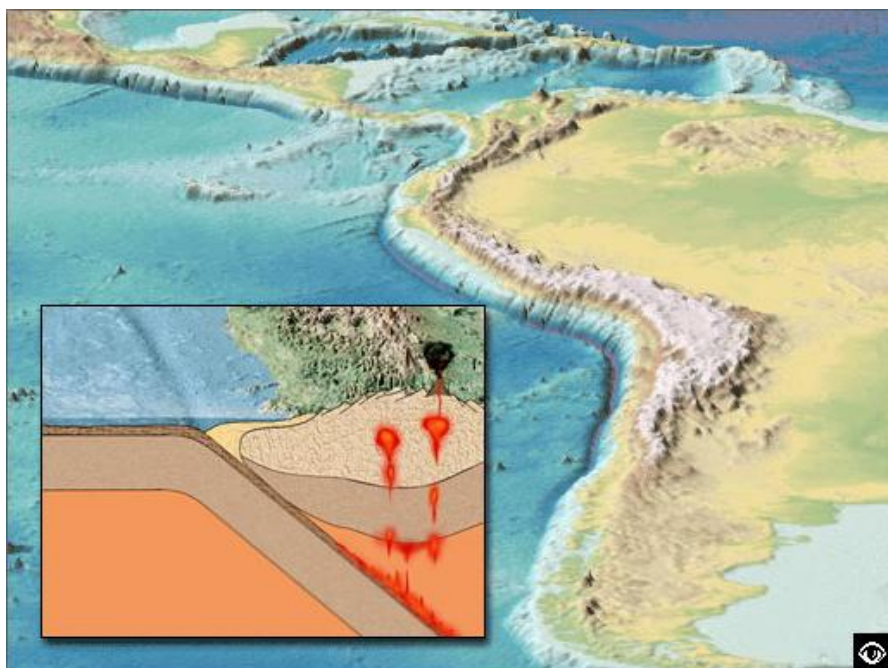


Рис. 17 Чилийско-Перуанский желоб, пример островодужной системы энсиалического типа.

- глубокоководный желоб (осевая его зона маркирует границу поддвигаемой и надвигаемой океанических плит), представляющий собой ваннообразную глубокоководную депрессию (современные структуры этого типа имеют глубины от 5 до 11 км) и характеризующийся вулканогенно-осадочным осадконакоплением (алевролиты, песчаники, гравелиты, крупно-глыбовые оползневые отложения, туфогенно-глинистые породы, флишоиды;

- невулканическая дуга, или преддуговой бассейн (пространство между глубокоководным желобом и вулканической дугой) с поверхности представляющей собой область мелко-, глубокоководного седиментогенеза, где формируются вулканогенно-терригенные (с туфогенным материалом), терригенные и терригенно-карбонатные отложения мощностью до 5-6 км); в тектоническом отношении невулканическая дуга – это аккреционная призма (серия тектонических пластин, падающих в сторону от глубокоководного желоба к островой дуге и сложенных геологическими комплексами поддвигаемой и надвигаемой плит, в том числе офиолитами поверхностных и глубинных частей зон субдукции и слабо метаморфизованными офиолитами надвигаемой плиты);

- вулканическая (магматическая) надсубдукционная дуга, характеризующая формирование в ее контурах в морской и континентальной обстановке мощных (до 10-12 км) вулканических и осадочно-вулканических комплексов, в основании которых залегают (и постелью которых являются) офиолиты (в порядке последовательности формирования): контрастная риолит-базальтовая формация ($TiO_2 < 1\%$, $K_2O = 0,5\%$ и более) с бонинитами (базальты с содержанием $MgO \sim 12\%$, $SiO_2 \sim 57\%$, $TiO_2 = 0,1-0,3\%$) → базальт-андезит-базальтовая и базальт-андезит-дацит-риолитовая (непрерывно дифференцированная) формации → андезитовая формация в ассоциации с прибрежно-морскими флишоидными осадками, вулканогенно-осадочными и континентальными отложениями; в глубинных надсубдукционных зонах островных дуг формируются интрузивные комагматы названных вулканических формаций, принадлежащие габбро-плагиогранитовой, габбро-диорит-плагиогранитовой, диорит-плагиогранитовой и др. формациям;

- задуговой надсубдукционный глубокоководный (окраинный спрединговый, тыловодужный) на океанической коре бассейн, в составе которого выделяются зоны:

1) спрединговые центры (подобные СОХ), в которых формируются офиолиты, а также присутствуют вулканы риолит-базальтовой, бонинитовой и андезит-базальтовой формаций; все они перекрыты и перемежаются с осадочными преимущественно терригенными комплексами небольшой и умеренной мощности, содержащими пепловый материал;

2) ложе бассейна, сложенное осадочными флишоидными комплексами и глубокоководными отложениями мощностью до нескольких километров;

3) континентальный шельфовый бассейн, по структурному положению и составу осадков аналогичный пассивным континентальным окраинам, но сложенный наряду с терригенными, также и вулканогенно-терригенными толщами от прибрежно-морских до глубоководных (мощность их достигает 5-10 км).

Энсиалические островные дуги (окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса, активные континентальные окраины), представляют из себя надсубдукционные (находящееся над зонами субдукции) области – зоны сопряженного пододвигания (субдукции) и надвигания (обдукции) океанической коры под и на континентальную (или субконтинентальную).

В составе энсиалических дуг выделяются следующие структурные элементы (тектонические структуры):

- океаническая плита;
- глубоководный желоб;
- преддуговой бассейн;
- вулканоплутонический пояс;
- пояс тыловых рифтов и бассейнов.

Первые три структуры по строению и вещественному (формационному) составу подобны аналогичным структурам энсиматических дуг.

Формационный облик геологических комплексов, слагающих вулканоплутонические пояса в составе активных континентальных окраин, по сравнению с энсиматическими дугами существенно иной. В их пределах типоморфными являются следующие геологические формации:

- вулканогенные [андезитовая, риолитовая, базальт-(трахит)-риолитовая и др.];
- интрузивные [тоналит-гранодиоритовая, диорит-гранодиоритовая, габбро-гранодиорит-гранитовая и др.];
- осадочные [преимущественно континентальные и, реже, морские].

Пояс тыловых рифов и бассейнов, в пределах активных континентальных окраин как бы занимающей место тыловодужного спредингового бассейна энсиматических дуг сложен континентальными молласами и вулканогенными породами варьирующего состава (щелочными базальтами, риолитами) и их комагматами.

Коллизионная стадия развития подвижных поясов (рис. 18. табл. 1) протекает в обстановке действия напряжений сжатия, когда происходит столкновение (коллизия) континентальных блоков земной коры с континентальными, островодужными и океаническими (рис. 19, 20).

Основные геологические события, происходящие во временных рамках стадии – это блоковые вертикальные и покровно-надвиговые перемещения пластин океанической и континентальной коры, интенсивная складчатость стратифицированных комплексов, гранитоидный магматизм и региональный зональный метаморфизм. Геоморфологическим итогом стадии является формирование горного сооружения.

Тектонические структуры, возникшие и функционировавшие в коллизионную стадию, распределены зонально. В направлении от

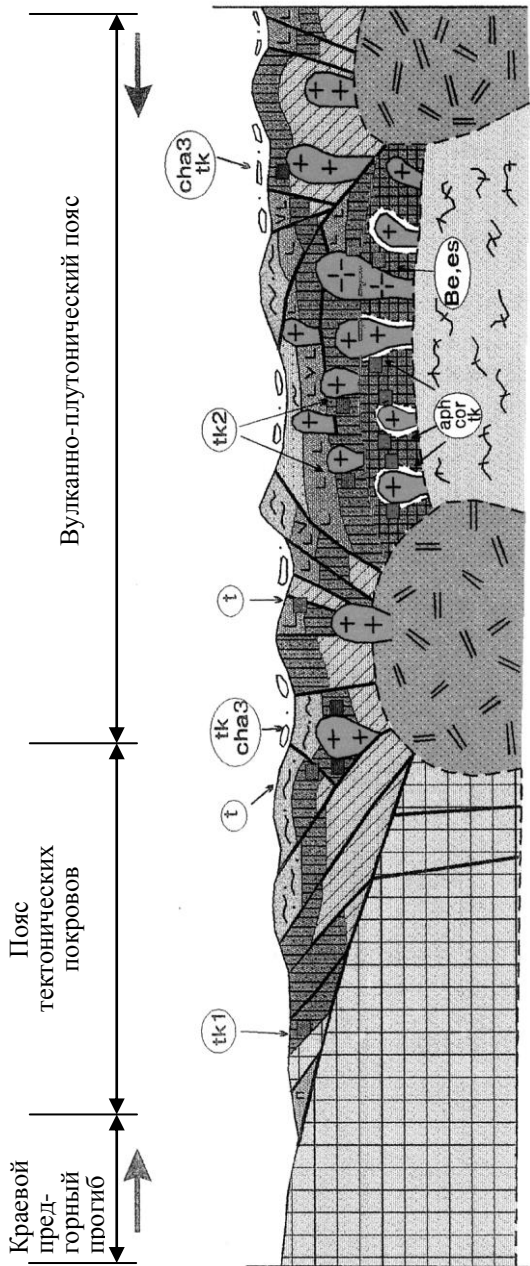


Рис. 18. Палеогеодинамические обстановки формирования месторождений полезных ископаемых в офиолитах и размещение рудообразующих систем в структурных элементах подвижных поясов неогена (коллизонная стадия). Условные обозначения см. на рис. 1

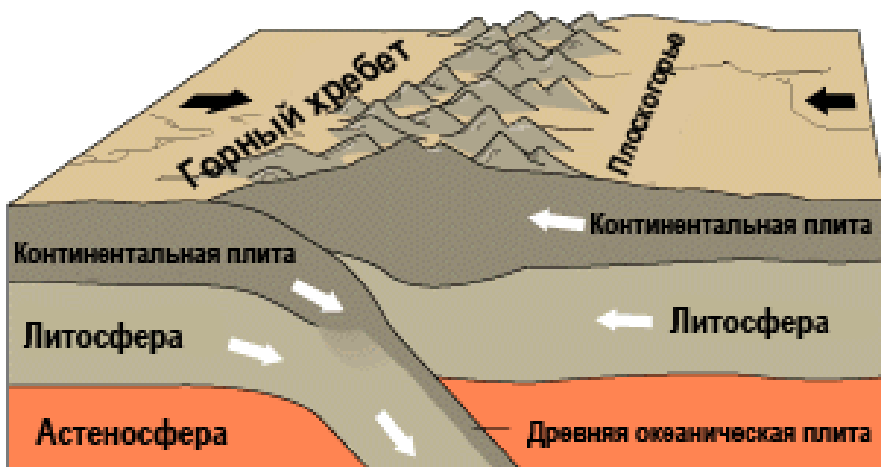
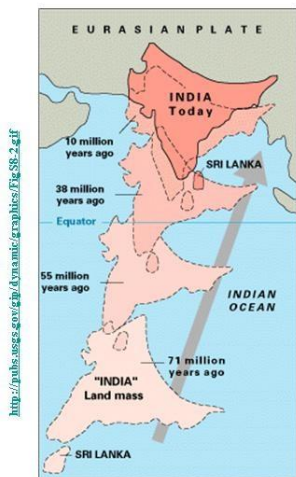
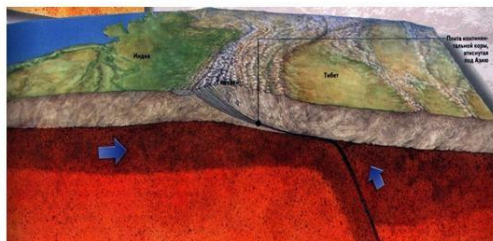
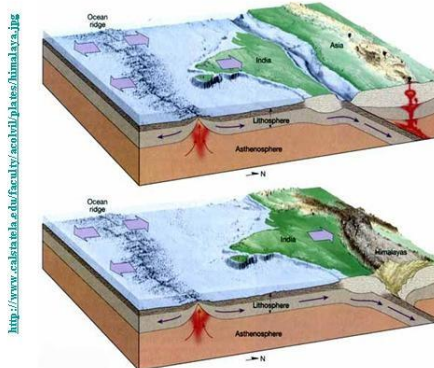


Рис. 19. Коллизионная стадия, столкновение континентальных блоков земной коры (<https://upload.wikimedia.org/wikipedia/ru/2/2c/Continental-con-rus.png>).

Гималаи образовались за счет столкновения Индостана с Азиатским континентом. Сближение этих двух континентальных блоков продолжается со скоростью до 5 см/год.



Перемещение Индостана во времени



Формирование Гималаев

Рис. 20. Формирование Гималаев, пример коллизионной стадии. палеоконтинента к палеоокеану в зоне коллизии выделяют следующие структуры:

- краевой предгорный прогиб;
- пояс тектонических покровов;
- сутурная зона.
- вулканно-плутонический пояс;

Краевые (предгорные) прогибы наложены на пассивные окраины платформ. Они характеризуются покровно-складчатым (внутренние, обращенные к подвижному поясу зоны) или простым складчатым (брахиформы) строением. Выполнены прогибы, в основном, терригенными отложениями обычно большой (до 5-10 км) мощности. Нижняя часть разреза краевых прогибов сложена глубоководными терригено-кремнистыми, лагунно-морскими серо- и красноцветными отложениями (нижние молласы); верхняя (и наиболее мощная) – континентальными красноцветными терригенными (конгломераты, песчаники и др.).

Пояса тектонических покровов (аллохтоны, зоны обдукции) представляют из себя ансамбль покровно-надвиговых и складчатых структур, сложенных палеокеаническими и островодужными комплексами, перемещенными из областей формирования последних на окраины относительно стабильных литосферных блоков (бывшие пассивные окраины континентов и микроконтинентов периода проявления до коллизионных событий), в основном, с континентального или переходного типа корой. Амплитуды (зафиксированные) горизонтальных перемещений океанических и островодужных пластин на континентальные окраины исчисляются многими десятками – первыми сотнями километров.

Вулканно-плутонические пояса (ВПП) – это линейно вытянутые (шириной в десятки-сотни и длиной – многие сотни и тысячи км) области интенсивного проявления вулканических и/или интрузивных процессов, а на глубинных уровнях – процессов высокоградиентного регионального метаморфизма.

ВПП приурочены к краевым и осевым частям древних континентальных блоков (палеомикроконтинентов) и межблоковым (зонам столкновения) зонам. В их контурах формируется следующие геологические формации магматического ряда:

- базальт-андезит-риолитовая, андезитовая, дацит-риолитовая и риолитовая;

- группа гранитных формаций с преобладанием К-Na- и К-гранитов (адамеллит-гранитовая, гранодиорит-гранитовая, гранит-мигматитовая, сменяющиеся во времени лейкогранитовой и гранитовой), образующих крупные интрузии – батолиты.

Области проявления высокоградиентного (до 150-180° на 1 км по латерали) зонального метаморфизма и сопровождающего их гранитоидного магматизма (см. выше) развиваются в глубинных частях древних блоков

континентальной коры (палеомикроконтинентах и, в меньшей степени, палеоконтинентах).

В ходе шарьирования мощных ($n \times 1 - n \times 10$ км) океанических и островодужных блоков-пластин на континенты и микроконтиненты в глубинных их зонах в условиях повышенных и высоких температур и давлений формируются глубоко-, умереннометаморфизованные (Р-Т условия от амфиболитовой до зеленосланцевой) орто- и парапороды. На наиболее глубоких уровнях (в континентальной коре и низах аллохтонов) происходят процессы мигматизации и гранитогенеза. Сформированные здесь гранитные расплавы проникают в средние-верхние части разреза палеомикроконтинентов, формируя здесь разнофациальные интрузии разного состава и глубинности и, на глубинных уровнях – гранито-гнейсовые купола.

В строении палеомикроконтинентов наблюдается зональность (от центра и периферии): орто- и параметаморфиты амфиболитовой и субгранулитовой фаций с интенсивным проявлением гранито-гнейсового тектогенеза → сланцевое (метаморфиты зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фаций) обрамление, нередко с интрузиями гранитов.

Отметим здесь, что наиболее молодые (лейкогранитовые) и, в частности, бериллиеносные (с изумрудной минерализацией) интрузии гранитов формировались в малоглубинных (1-3 км) условиях.

В геоморфологическом отношении пояса тектонических покровов и вулканоплутонические пояса представляли собой в период формирования более или менее протяженные горные хребты различной высотности (например, современный Малый Кавказ). Естественно, эти хребты были разделены между собой и синхронными им платформами более или менее масштабными межгорными и предгорными впадинами. Осадконакопление в их контурах происходило в континентальных (формирование разнообразных по генетической принадлежности – аллювиальных, пролювиальных, склоновых и др. отложений, объединяемых в молассовую формацию) и морских (например, четвертичные отложения Куринской и Рионской впадин на Кавказе) обстановках.

Сутурные зоны или, как их образно называют, «следы исчезнувших океанов», представляют собой линейно вытянутые серии блоков-пластин, сложенных офиолитами (часто с преобладанием ультрамафитов) и называемых поэтому также офиолитовыми (ультрамафитовыми, гипербазитовыми) поясами, маркирующих обычно границы палеоконтинентальных (в т.ч. палеомикроконтинентальных) и палеоокеанических (на начало коллизионных событий) сегментов подвижного пояса.

Они представляют собой корневые (не разрушенные последующей эрозией) зоны аллохтонов, обдуриванных в коллизионную стадию на континентальные окраины. Большая часть поясов тектонических покровов в настоящее время представляет собой клиппы – фрагменты некогда гигантских перекрытий окраин континентов.

В качестве примера сутурных зон могут быть названы зона ГУГР (зона Главного уральского глубинного разлома), маркирующая палеограницу между континентальным (Западный Урал) и океаническим (Восточный Урал) секторами Палеоуральского ранне-среднепалеозойского океана.

В строении коллизионных зон нередко большая роль принадлежит также океаническим и островодужным вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям, интенсивно деформированным и расчлененным разрывными нарушениями. Обычно они слагают линейно-вытянутые сутурные зоны (см. выше), но нередко (Урал) образуют и широкие (до 100 и более километров) пояса, заключенные между палеоконтинентальными блоками (Магнитогорский и Тагильский «мегасинклиории» на Урале). При достаточно высокой деформированности эти геологические комплексы метаморфизованы обычно на уровне, не превышающем зеленосланцевой фации. Нередко эти островодужные и океанические образования перекрыты отложениями коллизионной стадии (молассы) и прорваны интрузиями того же возраста. Кроме того участками установлена синхронность разрывно-складчатых деформаций, которым подвергались, с одной стороны, островодужно-океанические и, с другой, коллизионные по времени формирования отложения.

Стадия постколлизионной стабилизации (платформенная, тафrogenная стадия платформенно-активизационного цикла) протекает в обстановке очень слабых (слабоконтрастных), мало- или умеренно-амплитудных воздыманий (первые сотни метров) и опусканий (сотни-первые тысячи метров).

Возникшее на коллизионной стадии развития подвижного пояса горное сооружение в обстановке стабилизации подвергается разрушению и постепенно (по нашим оценкам за 1-10 млн.лет) превращается в равнину (рис. 21).

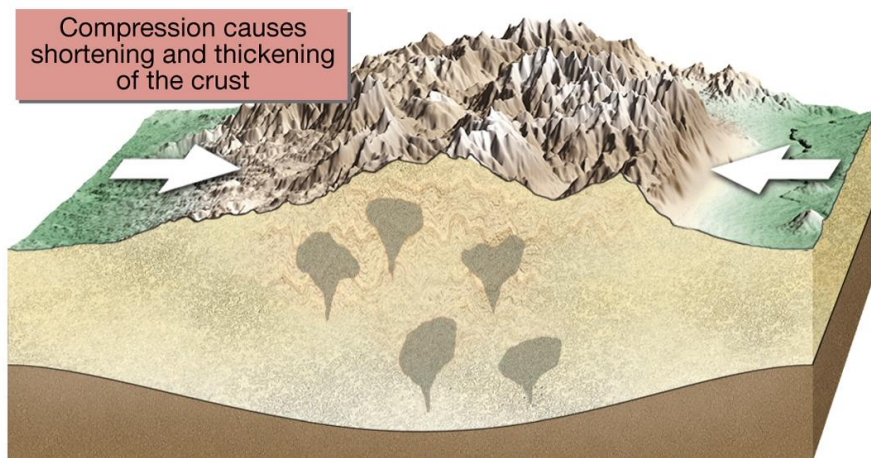
Стадия платформенной стабилизации подразделяется на 2 подстадии: горную и равнинную.

На первой из них в обстановке активной денудации горного сооружения аккумуляция продуктов разрушения происходит в межгорных и предгорных впадинах и прогибах, во второй – в речных долинах, на водоразделах, в озерных водоемах, впадинах и на пологих склонах.

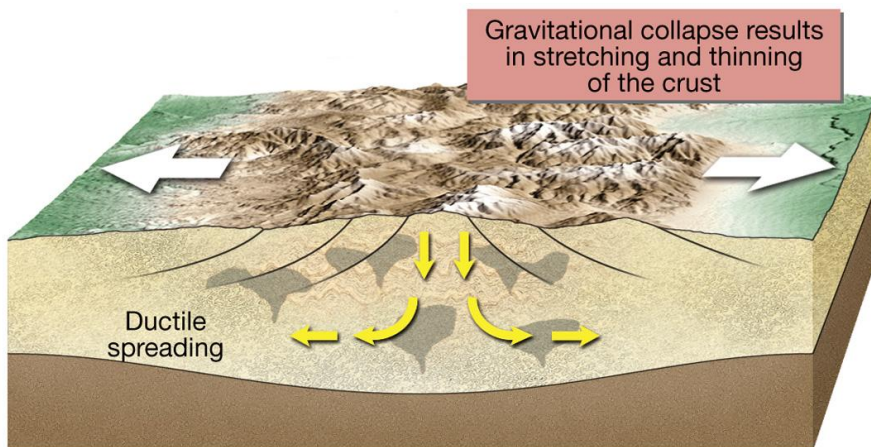
Основные геологические формации, формирующиеся на стадии эпиколлизионной стабилизации:

- молассовая (горная подстадия);
- терригенные континентальные и мелководно-морские (при опускании территории ниже уровня моря);
- угленосные лимническая и паралическая;
- кор выветривания (в зависимости от климата – химического и физического типа).

После более или менее продолжительного временного промежутка развития в платформенном режиме дальнейшая эволюция региона может пойти различными путями:



A. Horizontal compressional forces dominate



B. Gravitational forces dominate

© 2010 Tasa Graphic Arts, Inc.

Рис. 21. Стадия постколлизонной стабилизации
http://www.studfiles.ru/html/2706/198/html_KuRSR9Frj1.88be/htmlconvd-Rcqwea_html_62a7db06.jpg.

- он может войти в состав области проявления геодинамического режима эпиплатформенного орогенеза (см. ниже), наиболее свойственного новейшему (неоген-квартер) этапу развития Земли;

- он может вступить в новый этап геотектонического цикла развития подвижного пояса, войдя в состав зоны проявления геодинамического режима внутриконтинентального рифтогенеза (см. выше) и т.д.;

Развитие некоторых из регионов (это касается, в основном, мезозой и кайнозой) происходит, не подчиняясь общей схеме эволюции подвижных поясов: в их контурах послеколлизионное горообразование происходит после непродолжительного промежутка относительно спокойного (платформенного или субплатформенного) развития. Такие области (Анадырско-Корякская мезозойско-раннекайнозойская) относятся автором к областям проявления эпиколлизионного орогенеза (в терминологии Н.И.Николаева это новейшие области промежуточного – не эпиплатформенного и не эпигеосинклинального – орогенеза).

Стадия внутриконтинентального эпиплатформенного орогенеза сопровождается горообразованием, локализованным в областях продолжительной (вероятно, не менее периода) платформенной стабилизации. При этом эпиплатформенный орогенез (данные по современным эпиплатформенным орогенам) происходит в условиях проявления различных геодинамических режимов:

- собственно эпиплатформенного орогенеза (обстановка осевого сжатия), как это имеет место в пределах Западного Урала, Алтае-Саянской области и других коллизионных областей варисского, каледонского и байкальского возраста;
- эпиплатформенного рифтогенеза (обстановке осевого растяжения), проявляющегося в новейшее время в пределах Байкальского-Хубсугульской рифтовой зоны.

При сходном геоморфологическом выражении (формирование горных хребтов, наследующих элементы разрывной тектоники коллизионного этапа, и др.) эндогенная составляющая этих процессов значительно различается по следующим признакам:

- по контрастности (размаху) тектонических движений, которая гораздо выше в рифтогенах;
- по составу магматизма: щелочные базальты и др. магматические проявления известны лишь в рифтогенных зонах и практически не наблюдаются в собственно орогенных;
- по строению земной коры и литосферы названные области резко различаются (мощность литосферы под рифтогенами значительно уменьшена и др.);
- по большей роли грабенообразных структур (обычно, занятых озерами или маркируемых речными долинами) в рифтогенах.

В орогенных областях формируются многочисленные, генетически разнородные, главным образом, континентальные отложения (гравитационные, склоновые, лимнические, аллювиальные, ледниковые и др.), комплекс которых определяется высотностью возникшей области горообразования, климатическими и другими особенностям территории.

Автору представляется, что выделяемые в истории развития многих подвижных поясов стадии тектоно-магматической активизации (стадии ТМА) – стадии нарушения «идеальной» стадийности их развития (и усиления тектонической и магматической активности) – представляют собой результат реакции литосферных блоков на определенные (растяжение, сжатие), инициируемые подкоровыми (функционировавшими в мантии) конвекционными потоками, воздействия.

Как отмечено выше, стадии внутриконтинентального рифтогенеза, спрединговая, островодужная и коллизионная объединяются в **геодинамический цикл** и в целом соответствует выделяемым Дж.Т.Вилсоном стадиям развития палеокеанов: раскрытия (спрединговая), активного существования (субдукционная) и закрытия (коллизионная).

Это как бы «законные» последовательные составляющие геодинамического цикла, реконструированные и датированные для большей части складчатых областей.

В то же время, как показывает анализ фактического материала, в истории развития практически всех рассмотренных складчатых областей наблюдаются периоды нарушения отмеченной последовательности, выражающиеся в усилении тектонической и/или магматической активности региона и называемые обычно стадиями стадиями или фазами тектоно-магматической активизации (ТМА).

После коллизии континентальных блоков, сопровождающейся обычно горообразованием, дальнейшие сценарии развития коллизионного орогена могут быть различными.

Многие из них (Верхояно-Чукотская позднекимерийская область, Сихотэ-Алиньская ларамийская область, Алтае-Саянская каледонская область, Байкальская позднедокембрийская область, Восточно-Саянский сегмент Енисейско-Восточно-Саянской байкальской области и др. непосредственно после проявления коллизионных событий входили в состав геодинамических ансамблей активных континентальных окраин смежных с ними закрывавшихся океанических бассейнов.

Позднее эти структуры нередко оказывались в областях проявления горообразования (орогенеза), не связанного с коллизией, в данном складчатом сооружении, но, часто, проявленной в смежных с ними регионах.

Этот тип горообразования автор называет **периколлизионным орогенезом**, подчеркивая этим отсутствие его, прямой связи с процессами столкновения и взаимодействия континентальных блоков. Названный тип орогенеза в терминах классической геотектоники именуется дейтероорогенезом, или, по Н.И.Николаеву, применительно к новейшему этапу развития – орогенезом промежуточного типа (между эпигеосинклинальным и эпиплатформенным), или, в ряде случаев, тектономагматической (тектонической) активизацией без указания на геодинамический режим, в области господства которого она проявляется.

Более редкий сценарий – смена коллизии и сопровождающего этот процесс горообразования (коллизионного орогенеза) платформенным режимом, обычно предваряемым проявлением внутриконтинентального рифтогенеза. Этот сценарий был реализован, в частности, на Урале и области, расположенной восточнее его – в пределах эпигерцинской Западно-Сибирской платформы (раннетриасовый внутриконтинентальный рифтогенез сменился здесь платформенным режимом).

Однако позднее, после более или менее продолжительного периода платформенного развития во многих байкальских, каледонских, герцинских и, реже, мезозойских структурах проявился повторный (эпиплатформенный) орогенез, который в терминах классической геотектоники также называется дейтероорогенезом. В нашей схеме развития подвижных поясов этот орогенез носит название эпиплатформенного.

УРАЛО-АЗИАТСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Урало-Азиатский (Урало-Монгольский, Урало-Охотский) подвижный (складчатый) пояс (УАПП) – структура, сформированная на месте так называемого Палеоазиатского океана, заложенного в рифее и прекратившего свое существование в результате проявления коллизионных процессов в конце палеозоя – начале мезозоя. Пояс занимает область, заключенную между Восточно-Европейской, Сибирской, Таримской и Китайско-Корейской древними платформами и открывающуюся в сторону более молодых геологических структур Средиземноморского (на юго-западе), Тихоокеанского (на юго-востоке) и Северо-Атлантического (на северо-западе) поясов.

В пределах УАПП развиты офиолиты рифейского (Урал, Енисейский кряж, Восточный Саян, Средневитимская горная область), венд – раннекембрийского (Западный Саян, Горный Алтай, Западное Забайкалье), ордовикского (Урал, Центральный Казахстан) и средне-, позднепалеозойского (Южный Казахстан, Тянь-Шань, Урал, Южное Забайкалье) возраста [Золоев, 1997; Полянин 2006].

Урало-Азиатский пояс на территории России представлен Уральской и Пайхойско-Новоземельской складчатými системами, Тимано-Печоро-Баренцевоморской и Западно-Сибирской молодыми платформами, Алтае-Саянской, Саяно-Енисейской, Байкальской и Забайкало-Охотской складчатými областями.

Уральская складчатая область

В орографическом отношении Уральская складчатая область разнородна: западная его часть представлена низкогорным сооружением, восточная – высокой денудационной равниной.

С запада Уральское складчатое сооружение ограничено Предуральским краевым прогибом, восточная его часть перекрыта мезозойско-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты.

В пределах Уральской системы выделяют четыре трансрегиональных тектонических элемента – мегазоны (с запада на восток) (приложение 1):

- Предуральский краевой прогиб;
- Западная мегазона;
- Зона Главного уральского разлома (Зона ГУР);
- Восточная мегазона.

Каждая из мегазон характеризуется индивидуальным вещественным наполнением и геодинамической историей развития. В составе мегазон выделяются тектоно-вещественные (геодинамические) элементы более крупного порядка.

Предуральский краевой прогиб

Предуральский краевой прогиб отделяет складчатое сооружение Урала от Восточно-Европейской платформы и Печоро-Баренцевоморской области. Прогиб протягивается вдоль всего западного склона Урала (кроме Мугодзар). Длина его превышает 2000 км, ширина составляет 50-70 (до 100) км.

Заложение прогиба произошло в конце карбона – начале перми.

Стратиграфический его разрез имеет следующий вид:

- верхний карбон – нижняя пермь (ассельский-артинский ярусы) сложены глубокowodными глинисто-кремнисто-карбонатными отложениями небольшой мощности;

- верхняя пермь представлена красноцветными континентальными молассами, на севере – лимнической угленосной толщей;
- триас (отмечен лишь на юге и севере прогиба) представлен красноцветными и пестроцветными молассами.

Строение прогиба асимметричные: восточная его часть имеет складчато-надвиговое строение (брахиформные и линейные складки, осложненные надвигами, падающими на восток), западная сложена субгоризонтально залегающими отложениями.

Западная мегазона

Западная мегазона в течении ордовика-раннего карбона представляла собой пассивную континентальную окраину (в терминах геосинклинальной концепции – миогеосинклинальную зону) Уральского сегмента Палеоазиатского океана, заложенную на восточной периферии Восточно-Европейской платформы. Эта мегазона носит также название палеоконтинентального сектора Уральского океана.

Западная зона состоит из следующих структур:

- Башкирского антиклинория;
- Зилаирского синклинория;
- антиклинория Уралтау;
- Центрально-Уральской зоны поднятий;
- Западно-Уральской складчатой зоны (моноклинория).

Башкирский антиклинорий сложен почти не метаморфизованными терригенно-карбонатными отложениями рифея-венда общей мощностью 10-14 км, среди которых в эрозионном окне выступает глубокометаморфизованный дорифейский фундамент, отложения которого объединяются в тараташский гранулитовый комплекс.

Названный комплекс представлен толщей мощностью более 5 км, сложенной гиперстеновыми плагиогнейсами и амфиболитами. Время проявления метаморфизма датируется: гранулитовой фации – 2,8-3,1 млрд. лет, амфиболитовой – 2,0-2,1 млрд.лет. Гранитизация и диафторез датируются следующими возрастными уровнями: 1,2 млрд. лет, 1-1,2 млрд. лет и 0,6 млрд. лет.

Рифейско-вендский комплекс (стратиграфический для рифея) разделяется на 4 серии, отвечающие крупным седиментационным циклам (снизу вверх):

- бурзянскую (нижний рифей) общей мощностью 3-4 км, залегающую на архее и сложенную в основном конгломератами, сменяющимися выше по разрезу переслаивающимися глинистыми сланцами, алевролитами и доломитами и, наконец, карбонатными отложениями; отложения серии прорваны интрузией гранитов-рапакиви (Бердяушский плутон) возрастом 1,4-1,5 млрд. лет;
- маршакскую (средний рифей) мощностью не менее 2 км юрматинскую (средний рифей) мощностью 2-4 км, каратаускую (верхний рифей) –

терминальный рифей мощностью до 3-5 км, имеющие аналогичный вертикальный разрез и строение.

Выше с разрывом залегает ашинская (венд) серия мощностью 1-2 км.

Структура Башкирского антиклинория линейно-складчато-надвиговая. Отложения, слагающие его, надвинуты на Предуральский краевой прогиб. Отметим здесь, что скважина, пробуренная в ядре Тараташской «антиклинали» на глубине около 1000 м вошла в отложения девона, что является дополнительным тому свидетельством. Время надвигания датируется поздней пермью-триасом.

Как предполагается, в раннем палеозое Башкирский антиклинорий был перекрыт горизонтально залегающими отложениями ордовика – девона, которые позднее (в конце палеозоя) были разрушены эрозией.

Зилаирский синклиний сложен терригенно-карбонатными мелководными отложениями ордовика-среднего девона. Выше залегает граувакково-глинистые отложения зилаирской серии (верхний девон-турне), на юге – флиш среднего и верхнего карбона. Зилаирский синклиний имеет линейно-складчатое строение.

Во внутренней зоне и восточном крыле синклиория установлены Кракинский и Сакмарский аллохтоны (клипы) – эрозионные останцы мощного шарьяжа, перекрывшего их в конце палеозоя. Сложены эти клипы офиолитами (ультрамафитами и др.), шарьированными в конце палеозоя из палеоокеанического сектора Уральского океана на пассивную континентальную окраину Восточно-Европейской платформы.

Антиклинорий Уралтау имеет ширину 15-40 км. Его северным продолжением является Центрально-Уральская зона поднятий. Сложена эта структура отложениями среднего рифея-венда, которые в отличие от Башкирского антиклинория имеют вулканогенно-осадочный характер. Метаморфизм слагающих ее пород варьирует от зеленосланцевой до амфиболитовой и глаукофансланцевой фаций.

В условиях глаукофансланцевой фации метаморфизованы породы, входящие в состав **максютовского комплекса** (средний рифей), сложенного кварцитами, графитистыми кварцитами, кварц-мусковитовыми сланцами с гранатом, глаукофаном, лавсонитом и аповулканитовыми эклогитами. Формирование этого осадочно-вулканогенного комплекса датируется 1,1-1,7 млрд. лет, глаукофансланцевый метаморфизм – 0,35-0,37 млрд. лет. Мощность отложений 2-4 км.

Верхняя часть разреза антиклинория представлена сувайским комплексом (верхний рифей) мощностью 3-5 км, сложенными кварцитами, кварц-хлорит-мусковитовыми сланцами с прослоями конгломератов, доломитов, известняков и зеленых (по основным вулканитам) сланцев.

Вендские отложения образуют горизонт, сложенный тиллитоподобными конгломератами.

Геологические комплексы, слагающие антиклинорий Уралтау, смяты в сжатые линейные складки, осложненные надвигами с западным падением.

Центрально-Уральская зона поднятий представляет собой вытянутую в северном направлении прерывистую полосу выходов допалеозойских отложений.

Кваркушский антиклинорий сложен (снизу вверх):

- осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями (кварцито-песчаники, серицит-кварцевые, глинистые, углисто-глинистые сланцы, основные и кислые эффузивы) рифея - нижнего венда общей мощностью 4-6 км;

- песчано-глинистыми отложениями с горизонтами тиллитов верхнего венда общей мощностью 4-5 км.

Ляпинский антиклинорий образован аналогичными по первичному составу и возрасту комплексами пород общей мощностью до 6 км, метаморфизованными в фации зеленых сланцев и, локально- в амфиболитовой. В этой структуре кроме того развиты интрузии гранитоидов рифейского-кембрийского возраста.

Кожимское поднятие в ядерной части сложено породами дорифейского гнейс-амфиболитового комплекса и кварцитами.

Харбейское поднятие сложено отложениями одноименного комплекса нижнего протерозоя: гнейсами, амфиболитами, высокоглиноземистыми слюдястыми сланцами (Рb-U - возраст-2220 млн. лет и 740 млн. лет). В этом же поднятии развиты эклогиты(гранат-омфацитовые породы), принадлежащие марункеускому комплексу, имеющему возраст не менее 1,5 млрд. лет.

Западно-Уральская складчатая зона (синклинорий) сложена в западной части мелководными терригенно-карбонатными отложениями ордовика-девона общей мощностью 5-7 км (елецкие фации), а в восточной мелководными глинисто-кремнистыми осадками того же возраста (лемвинские фации) относительно небольшой мощности.

Отложения, слагающие зону, смяты в довольно сильно сжатые линейные складки, опрокинутые на запад, осложненные надвигами и шарьяжами восточного падения.

Зона Главного уральского разлома

Зона Главного уральского разлома (ГУР) разделяет Западную и Восточную мегазоны Урала.

Зона ГУР представляет собой пояс массивов офиолитов и мафитов-ультрамафитов дунит-клинопироксенит-габбровой формации, протягивающийся от Полярного до Южного Урала.

В тектоническом отношении зона ГУР – это зона крупно-амплитудного надвигания и шарьярования в западном и северо-западном направлениях блоков-пластин, сложенных нижними частями разреза (офиолиты, островодужные комплексы) Восточной мегазоны, на складчатые комплексы Западной мегазоны. Останцами этого гигантского шарьяжа являются офиолитовые массивы Крака, Кемпирсайский и другие.

Время шарьирования датируется поздним палеозоем.

В западной части зоны ГУР и прилегающей к ней восточной краевой зоне Центрально-Уральского поднятия проявлен и глаукофансланцевый метаморфизм, датируемый поздним силуром- девоном.

Восточная мегазона

Восточная мегазона представляет собой палеоокеанический (в ордовике-карбоне) сектор Уральского сегмента Палеоазиатского океана, называемый также (в терминах геосинклинальной концепции) эвгеосинклинальной зоной.

В составе мегазоны автором выделяются следующие геодинамические элементы:

- островодужно-океанические зоны;
- палеомикроконтиненты;
- области проявления интрузивного и эффузивного магматизма (активных континентальных окраин);
- области проявления коллизионного интрузивного магматизма.

Островодужно-океанические зоны (Магнитогорская, Тагильская, Восточно-Уральская) сложены офиолитами и перекрывающими их (залегающими на офиолитовой «постели») островодужными комплексами ордовикского-раннекаменноугольного возраста.

В связи с интенсивной тектонической нарушенностью океанических и островодужных комплексов в современной структуре описываемых зон офиолиты обычно обнаруживаются в краевых их частях и нередко надвинуты (и шарьированы) на смежные с ними блоки континентальной коры (пассивная палеоокраина ВЕП, Восточно-Уральский палеомикроконтинент), образуя здесь крупные аллохтонные пластины и входя в состав серпентинитовых и полимиктовых меланжей. Островодужные комплексы слагают обычно ядерные части этих зон.

Рассмотрим строение двух островодужно-офиолитовых зон – Магнитогорской и Тагильской. Ширина их достигает 100 км на юге, составляя на севере 5-7 км.

Стратиграфический разрез **Магнитогорской зоны** начинается со спилитов, перемежающихся с углисто-кремнистыми сланцами ордовикского возраста (поляковская свита), являющихся осадочно-вулканогенной составляющей офиолитового комплекса. Мощность этой части разреза составляет 1-1,5 км.

Выше залегают вулканогенно-осадочные отложения, принадлежащие островодужной риолит-базальтовой контрастной формации силурийского возраста.

Нижний девон представлен мелководными песчано-глинистыми породами.

Эйфельские отложения сложены островодужными комплексами контрастной (риолит-базальтовой) формации (баймак-буримбаевская свита)

мощностью 1-1,5 км и сменяющими ее вверх по разрезу породами непрерывной (базальт-андезит-дацитовый) формации (ирендыкская свита) мощностью 1-4 км. Одновременно с формированием названных островодужных вулканитов в пределах задугового (тыловодужного) бассейна, находящегося восточнее вулканических дуг, происходило образование офиолитов.

Выше по разрезу залегают осадочно-вулканогенные островодужные отложения живета-франа, объединяемые в карамалыташскую (контрастная формация) и улутаускую (непрерывно-дифференцированная формация) свиты общей мощностью 2,5-4,5 км.

Завершается разрез вулканогенно-осадочными терригенными и терригенно-карбонатными мелководными отложениями верхнего девона – среднего карбона. В частности, в пределах наиболее погруженной Кизилской впадины мощность пачки мелководных известняков достигает 1-1,5 км.

Нижняя (ордовикская) часть разреза **Тагильской зоны** сложена офиолитами.

Силур представлен здесь вулканитами базальт-андезитовой островодужной формации, прорванными интрузиями диоритов и плагиогранитов.

Нижний-средний девон сложен карбонатными отложениями, залегающими на нижележащих несогласно.

Верхнедевонская-нижнекаменноугольная часть разреза Тагильской зоны представлена терригенными отложениями.

Палеомикроконтиненты в пределах Восточно-Уральской мегазоны функционировали, вероятно, в ордовике (позднем кембрии?)-девоне, то есть в период существования в области, находящейся восточнее ВЕП океанического бассейна. Современное Восточно-Уральское (Урало-Тобольское) поднятие («мегантклинорий») представляет собой палеомикроконтинент (или несколько сближенных структур этого типа).

Вопрос о возрасте геологических комплексов, слагающих гнейс-мигматитовые ядра и сланцевое обрамление структур, реконструируемых как палеозойские палеомикроконтиненты, дискуссионен.

По данным цирконовой геохронологии (А.А.Краснобаев и др., 1998г.) в истории развития метаморфических пород, слагающих ядра палеомикроконтинентов, фиксируются две возрастные датировки, фиксирующие время их образования и диафтореза. Время формирования осадочных и вулканогенно-осадочных пород, являющихся субстратом метаморфитов, слагающих Сысертско-Ильменогорский террейн, датируется в интервале от 580±50- 631 ±41 млн. лет (R₃V) до 2080±15 млн. лет (PR₁), Восточно-Мугоджарский- 1165±72 млн. лет (R₂), диафтореза - 325±13 - 439±12 млн. лет (O₃-C₂) и 410±7 млн. лет S₂-D₁).

Ниже приведен стратиграфический разрез одного из типичных для Восточного Урала (Ильменогорского) метаморфического комплекса по Г. П.

Кузнецову и др. (1998 г.) с принятыми этими авторами датировками слагающих его свит и толщ.

Селянкинская свита (AR?) сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, силлиманит-гранат-биотитовыми гнейсами и кварцито-гнейсами с графитом, амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, диопсид-плагиоклазовыми и другими кристаллическими сланцами. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации (650-670⁰ С, 6 кбар), при этом данный метаморфизм является наложенным на более древние метаморфиты гранулитовой фации (700-750⁰С, 8-9 кбар). Р- Т-условия определены по составу пирропа.

Вишневогорская толща (PR₁, возраст по данным α -Pb- метода-1,9-2 млрд. лет) представлена кристаллическими сланцами амфиболитовой фации (биотитовые, гранат-биотитовые, кианит-биотитовые гнейсы и кварцито-гнейсы) и амфиболитами. Породы интенсивно гранитизированы (плагиограниты). Мощность толщи около 850 м.

Ильменогорская толща (PR₁, радиологические данные отсутствуют) сложена (снизу вверх): амфиболитами с пачками лейкократовых биотитовых, графит-биотитовых гнейсов и кварцитов (мощность пачки 200 м) → амфиболитами с большим количеством пачек гранат-биотитовых, гранат-биотит-графитовых гнейсов и кварцитов (200 м) → амфиболитами с прослоями гранат-биотитовых гнейсов (500 м).

Еланчиковская толща (PR₁, возраст плагиогранитизации оценен Rb-Sr-методом в 466 млн.лет) представлена биотитовыми, амфибол-биотитовыми, реже, гранат-биотитовыми и силлиманит-гранат-биотитовыми интенсивно мигматизированными плагиогнейсами (двуполевошпатовыми плагиомигматитами).

Ильменогорская и еланчиковская толщи сопоставляются с гнейсами Шумихинского купола (северная часть Сысертско-Ильменогорского палеомикроконтинента).

Кыштымская толща (PR₁, радиологические данные отсутствуют), возраст плагиомигматизации – кембрийский-ордовикский) сложена графитистыми кварцитами, амфиболитами, гранатовыми и пироксеновыми амфиболитами, биотитовыми, биотит-гранатовыми, гранат-амфибол-биотитовыми, ставролит-гранат-биотитовыми плагиогнейсами, слюдистыми кварцитами и мраморами общей мощностью 925 м. Породы интенсивно мигматизированы (плагиомигматиты).

Породы, слагающие вишневогорскую, ильменогорскую, еланчиковскую и кыштымскую толщ, метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Они слагают центральную часть Ильменогорского блока, образуя его ядро.

Метаморфиты вышележащей сайтовской серии (R₂, возраст определен по микрофоссилиям) слагают краевые зоны блока, образуя его сланцевое обрамление. Уровень метаморфизма пород серий соответствует эпидот-амфиболитовой-зеленосланцевой фациям. В составе серии выделяют три свиты (снизу вверх):

- аракульскую (метатерригенные биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-ставролит-биотитовые плагиосланцы в различной степени мигматизированные, содержащие прослои амфиболитов (9% объем свиты) и амфиболовых плагиосланцев (30%) мощностью 580-680 м;

- сайтовскую (амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотит-гранат-амфиболовые плагиосланцы, кварциты → биотитовые, гранат-биотитовые, двуслюдяные плагиосланцы, амфиболовые, биотит-амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые плагиосланцы с прослоями мраморов и кварцитов) мощностью 680-1700 м;

- игишскую (графитистые кварциты с прослоями биотитовых, гранат-биотитовых, мусковит-биотитовых, ставролит-гранат-биотитовых плагиосланцев) мощностью 300-500 м.

Кундравинская свита (R₃-V) представлена биотитовыми, биотит-амфиболовыми, гранат-биотит-амфиболовыми карбонатсодержащими плагиосланцами с прослоями мраморов, сменяющимися вверх по разрезу биотитовыми, гранат-биотитовыми плагиосланцами с прослоями метаалевролитов, метапесчаников и метагравелитов общей мощностью 740-1040 м.

Области проявления интрузивного и эффузивного магматизма активных континентальных окраин локализованы, в пределах реконструируемого для раннего карбона положения континентальных блоков на новой аккрезированной окраине Восточно-Европейского континента (ВЕК), включающего кроме пассивной окраины Русской платформы также и Восточно-Уральский палеомикроконтинент. В это время в результате движения на запад-северо-запад Казахского континента возникли расположенные (в современных координатах) в краевых частях Тургайского прогиба зоны субдукции западного и восточного падения, падающие под ВЕК и Казахстанский континент. С их функционированием связано формирование в основном в контурах Восточно-Уральского палеомикроконтинента (в меньшей степени – западнее его) и западной окраине Казахского континента вулcano-плутонических поясов, сложенных породами вулканогенных (андезит-дацитовый и др.) серий, прорванными их интрузивными комагматами (диорит-гранодиоритовая, тоналит-гранодиоритовая формации).

В частности, в пределах западной периферии Казахского континента на каледонском складчатом фундаменте возник Валерьяновский краевой вулcano-плутонический пояс, сложенный мощной (около 3 км) вулканогенной серией (C_{1v}-s), представленной андезитами и дацитами; перекрывающий слабо дислоцированные терригенно-карбонатные породы чехла Казахского континента. Оба названных комплекса прозваны интрузиями диорит-гранодиоритовой формации, комагматичными эффузивной валерьяновской толще. С этими интрузиями связаны локализованные в карбонатных породах скарновые железорудные месторождения Соколовско-Сарбайского бассейна.

Области проявления коллизионного интрузивного магматизма.

Основные коллизионные события на Урале датируются поздним палеозоем (С₂-Р). С этим отрезком геологического времени связано сближение и последующее столкновение восточной пассивной континентальной окраины Восточно-Европейской платформы с континентальными блоками – террейнами (палеомикроконтинентами), существовавшими и функционировавшими в раннем-среднем палеозое в западной части Урало-Азиатского палеокеана.

Коллизия сопровождалась проявлением крупноамплитудных покровных тектонических структур (см. выше) и мощным гранитообразованием. Основные поля развития интрузий гранитов (так называемая Главная гранитная ось Урала) приурочены к блокам, сложенным докембрийскими метаморфитами и обрамляющими их зонально-метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями нижнего-среднего палеозоя, образующими в совокупности Урало-Тобольское и Зауральское поднятия («антиклинории»).

При разнообразии гранитоидного магматизма ведущая роль среди них принадлежит формациям нормальных Na-K-гранитов: гранитовой, лейкогранитовой и аляскитовой.

Мезозойско-кайнозойские структуры

Мезозойское осадконакопление происходило в различных структурных и климатических обстановках.

В триасе на территории Урала была сформирована серия меридиональных грабенов. Наиболее крупный из них (Челябинский) выполнен континентальной терригенно-вулканогенной (базальты, риолиты) толщей нижнего-среднего триаса, перекрытой угленосными озерными отложениями верхнего триаса. Общая мощность триасовых отложений в различных грабенах варьирует от 1 до 4 км. Геодинамический режим формирования грабенов реконструируется как внутриконтинентальный рифтогенный.

На границе триаса и юры на Урале фиксируется фаза проявления локальных складчато-надвиговых дислокаций.

В течение средней юры-палеогена территория Урала развивалась в платформенной обстановке, представляя собой равнину, наиболее приподнятую в своей западной части. Осадконакопление происходило в континентальной и прибрежно-морской (мел-палеоген, восточная часть Восточной мегазоны) обстановках. Кроме «стандартного» комплекса отложений равнинных областей (аллювиальные, лимнические, склоновые и др.) на пенеппенизированном складчатом основании в условиях теплого влажного климата широко проявились процессы химического выветривания, которые привели к формированию мощных (до 100 и более метров) площадных и линейных кор выветривания силикатного профиля. С этими образованиями на Урале связаны месторождения силикатного никеля (коры

выветривания по ультрамафитам) и каолиновых глин (коры выветривания по гранитам и другим полевошпатсодержащим породам).

Новейший (неоген-четвертичный) этап развития Урала в пределах Западной и, частично, Восточной («Магнитогорский прогиб») мегазона проявился в слабом (амплитуды $n \times 100$ м – 1 км) горообразовании (эпиplatformенный орогенез). В результате возникло Уральское низкоргорное меридионального простирания сооружение. Орогенез происходит в обстановке линейного субширотного сжатия.

Восточная и юго-восточная части Уральского складчатого сооружения также, как в юре-палеогене, и в новейшее время продолжают развиваться в платформенном режиме.

Типы геоморфологических ландшафтов, сформированных в новейшее время на территории складчатого Урала, диктуют проявление определенных генетических типов отложений, а также сохранность отложений, образованных в предшествующие этапы развития.

Так в пределах Горного Урала относительно более широко по сравнению с равнинным развиты коллювиальные отложения, но меньшим распространением пользуются делювиальные, озерные и практически не формируются элювиальные. Более того образованные в мезозое коры выветривания в пределах Западной мегазоны обычно сильно трансформированы и в большей или меньшей степени разрушены эрозионными процессами. В то же время в Восточной мегазоне те же коры выветривания нередко сохраняются в слабо нарушенном виде.

История геологического развития

Анализ приведенных выше материалов позволяет выделить в истории геологического развития Уральской складчатой области следующие этапы и стадии:

- доуральский этап;
- байкальский этап (рифей-кембрий);
- уральский (каледонско-герцинский; поздний кембрий – пермь) океанический – коллизийный этап;
- постуральский (мезокайнозойский) этап со стадиями: внутриконтинентального рифтогенеза (T_1-T_3), платформенной (J-Pg – Западная мегазона, J-Q – Восточная мегазона) и эпиplatformенного орогенеза (N-Q – Западная мегазона).

Полезные ископаемые

Минералогия последовательно сформированных геологических комплексов и формаций Урала весьма разнообразна. Отмечу лишь главные рудомещающие и рудоносные формации и связанные с ними полезные ископаемые.

Дунит-гарцбургитовая формация вмещает месторождения хромитов, силикатного никеля (в мезозойских корах выветривания по ультрамафитам), золота, хризотил-асбеста, ряда цветных камней (изумруд, демантоид, жадеит, нефрит) и др.

С вулканическими комплексами океанической и, главным образом, островодужной стадии развития Урала связаны месторождения меди и цинка, составляющие основу уральской и российской сырьевых баз этих металлов.

С глубокометаморфизованными комплексами Урало-Тобольского поднятия ассоциируют месторождения антофиллит-асбеста, абразивного корунда, изумруда и других полезных ископаемых.

Минерагенция **гранитоидов** Урала весьма широка: с лейкограниты зон коллизии специализированы на бериллий; с тоналит-диоритовыми комплексами активных континентальных окраин раннего карбона генетически связаны месторождения золота и т.д.

Осадочные комплексы рифея Башкирского антиклинория вмещают месторождения железных сидеритовых руд и магнетитов.

Продолжая рассмотрение геологического строения и развития Урало-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов автор полагает необходимым привести и повторить некоторые сведения, касающиеся **Гиперборейского кратона и Арктиды**.

По периферии современных океанических бассейнов Арктики располагаются разновеликие блоки коры континентального типа: Карский (северная часть полуострова Таймыра и архипелаг Северная Земля), блок хребта Ломоносова, северная часть Аляски, Чукотский, Новосибирский (Новосибирские острова и прилегающие к ним шельфы).

Позднее (Л.П.Зоненшайн и др.) была разработана гипотеза, согласно которой в позднем докембрии и раннем палеозое все вышеперечисленные блоки принадлежали единому массиву континентальной коры, который до среднего палеозоя существовал как единый самостоятельный блок, получивший название Арктиды. Предполагается, что на рубеже силура и девона он столкнулся с Инкуитским краем Лаврентии (Инкуитский складчатый пояс) а в позднем девоне - с Баренцевско-Новоземельским краем ВЕП (Новоземельско-Североземельская зона дислокаций). Позднее (в мезозое и начале кайнозоя) в результате раскрытия океанических бассейнов Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана (котловина Макарова), Евразийского и Американо-Канадского (Канадского) бассейнов, Арктида распалась и поэтому в настоящее время ее фрагменты (вышеперечисленные блоки) пространственно разобщены.

Палеомагнитные данные (А.Н.Храмов и др.) показали, что Новоземельско-Североземельская зона дислокаций не является следом позднедевонского столкновения Арктиды и северного фланга ВЕП и что Карский блок (а значит и вся Арктида) уже начиная с раннего палеозоя входил вместе с ВЕП в состав единого континента и, следовательно, столкновение ВЕП и Арктиды произошло

до раннего палеозоя, а зона этого столкновения располагается где-то между собственно ВЕП и Баренцевоморско-Печорской частью Арктиды.

Анализ показал, что этот «след» представлен Припечорско-Ильч-Чикшинской разломной зоной (см. ниже).

Тимано-Печоро-Баренцевоморская молодая платформа

В орографическом отношении она представляет собой: на западе и юго-западе – Тиманский кряж (линейно вытянутое неотектоническое поднятие – высокую денудационную равнину с максимальной абсолютной отметкой 324 м над уровнем моря), в центре и на востоке – низкую аккумулятивную равнину ледникового происхождения, называемую Большеземельской тундрой.

Геологические комплексы, слагающие описываемую область, на 3-Ю-3 надвинуты на Мезенскую синеклизу Восточно-Европейской платформы. На ЮВ и СВ они граничат соответственно с грядой Чернышева (поднятие фундамента краевой части Предуральяского краевого прогиба) и грядой Чернова (то же в краевой части Пайхойско-Новоземельской складчатой зоны). Названные гряды представляют собой складчато-надвиговые структуры.

В тектоническом отношении в составе области выделяются два структурных элемента: Тиманское поднятие и Печорская плита.

Тиманское поднятие (Тимано-Варангеровская зона) имеет ширину около 100 км и протягивается примерно на 1700 км в ЗСЗ направлении. Оно представляет собой линейно вытянутое неотектоническое поднятие (возвышенность) с абсолютными отметками 200-300 м.

Именно на Тимане и п-ве Канин в нескольких небольших поднятиях на поверхность выступает складчатый (байкальский по возрасту) фундамент описываемой области. Представлен он относительно слабо метаморфизованными осадочными толщами рифея-венда общей мощностью 10-15 км и обладает простой линейно-складчатой структурой.

Стратиграфический разрез фундамента имеет здесь следующий вид (снизу вверх):

- светлинская свита (R_2) представлена кварцитами с прослоями кварц-серицитовых сланцев общей мощностью более 2 км;
- верхний и терминальный рифей (вероятно, нижняя его часть) сложена кварцитами, алевролитами, кварц-хлорит-серицитовыми сланцами общей мощностью 3,5 км;
- быстринская свита ($V_1?$) сложена глинисто-карбонатными отложениями мощностью около 4 км;
- кислоручейская свита (V_2) представлена кварц-серицит-хлоритовыми сланцами мощностью около 4 км.

Выше следует поверхность размыва отмеченных отложений (поверхность углового и стратиграфического несогласия), на которой горизонтально

залегают морские терригенные песчано-глинистые отложения среднего девона, сменяющиеся выше по разрезу наземными вулканитами основного состава среднего - начала верхнего девона.

Время складкообразования позднекембрийских отложений датируется поздним вендом - началом раннего палеозоя.

Печорская плита (ПП) характеризуется отчетливо выраженным двухчленным строением. Верхний структурный этаж представлен слабодислоцированным мощным (от 2-4 до 5-9 км) осадочным чехлом, сложенным преимущественно осадочными породами, относящимися к стратиграфического диапазону от верхнего кембрия (?) – нижнего ордовика до кайнозоя. Нижний этаж (фундамент) сложен разнородными позднекембрийскими в разной степени метаморфизованными и дислоцированными комплексами.

По представлениям Н.П.Хераскова, фундамент ПП сложен байкалидами. Н.Н.Шатский относил Тиманскую структуру к авлакогеосинклиналиям и считал, что восточнее его находится блок, сложенный добайкальскими (раннекембрийскими) породами.

Поверхность байкальского фундамента в пределах Печорской плиты имеет «клавишное» строение, представляя собой ряд чередующихся горсто- и грабенообразных структур северо-западного простирания, проявленных в структуре плитного чехла линейно-вытянутыми зонами поднятий и разделяющими их авлакогенами. В этом ряду выделяются (в скобках - ширина структуры/глубина залегания фундамента): 1) Ижма-Печорская зона; 2) Печоро-Колвинский авлакоген (30-50км/5-9 км); 3) Денисовская зона (50-100км/4-6 км); 4) Колвинский авлакоген (5-8 км); 5) Хоревейская зона (4-5 км).

С юго-востока зоны 2-5 ограничены надразломной зоной гряды Чернышова СВ простирания, отделяющей Печорскую впадину от Предуральского краевого прогиба.

Родственные комплексам фундамента ПП позднекембрийские образования участвуют в строении тектонических единиц, обрамляющих Печорскую плиту: на юго-западе – Тиманского кряжа, а на востоке – Урала. В этих регионах допозднекембрийские комплексы выходят на дневную поверхность и, по сравнению с комплексами фундамента ПП, лучше изучены.

В строении фундамента ПП отчетливо обособляются Ижемская, Печорская и Большеземельская зоны. Первую из них обычно вместе с Тиманом объединяют в Тиманский мегаблок, а последние две в совокупности рассматривают как Большеземельский мегаблок.

Границей между названными мегаблоками в пределах фундамента ПП является выделяемая в основном по геофизическим данным Припечоро-Ильч-Чикшинская зона разломов, в Центрально-Уральской зоне Урала - граница между северной вулканогенной (Кожимский блок) и южной (осадочной) частями Ляпинского антиклинория. В пределах Припечорско-Ильч-Чикшинской зоны (совпадает с мощной магнитной аномалией)

предполагается широкое распространение массивов ультрамафитов и мафитов, и поэтому она интерпретируется как зона, разделяющая Тиманский и Большеземельский мегаблоки.

В строении Тимана и прилегающей к нему с северо-востока Ижемской зоны фундамента ПП преобладают слабо метаморфизованные и существенно менее деформированные преимущественно осадочные образования. Лишь на северо-западе (на Северном Тимане и п-ове Канин) метаморфизм доходит до уровня амфиболитовой фации и встречаются интрузии габбро, гранитов и сиенитов. В восточной части Ижемской зоны бурением вскрыты гранитные массивы предположительно поздне- или посттектонические.

Характер строения допалеозойского фундамента ПП резко изменяется к северо-востоку от Припечорско-Илыч-Чикшинской зоны разломов. Здесь начинают преобладать существенно вулканогенные комплексы. В пределах Печорской зоны развиты известково-щелочные вулканические и интрузивные островодужные комплексы среднего и основного состава. В Большеземельской зоне бурением вскрыты вулканогенно-осадочные породы и вулканы кислого состава, а также интрузии двуслюдяных гранитов и габбро.

Состав и строение позднедокембрийских комплексов Тиманского мегаблока позволяет интерпретировать их как образования позднедокембрийской пассивной окраины ВЕП.

В строении Большеземельского мегаблока выделяются несколько крупных (Колгуевское, Хоревейское, Новоземельское) и ряд более мелких поднятий, рассматриваемых ранее как антиклинорные структуры. Позднее их стали относить к микроконтинентам или террейнам. Эти поднятия пространственно разделяют ареал развития позднедокембрийских (протоуральских) меланократовых (базит-гипербазитовых) и непрерывно дифференцированных вулканогенных, а также вулканогенно-осадочных и ассоциирующихся с ними осадочных (обломочных) комплексов Большеземельского мегаблока на ряд протяженных зон. Таковыми являются (с юго-запада на северо-восток) Нижнепечорская, Кожимско-Вангырская, Полярно-Уральская структурно-формационные зоны. Комплексы Полярно-Уральской зоны представлены протоуральскими офиолитами, дифференцированными вулканогенными и ассоциирующимися с ними осадочными образованиями.

Геофизические данные и материалы по редким скважинам, достигшим фундамента Большеземельского мегаблока ПП, указывают на то, что здесь развиты образования, сформированные в пределах бассейнов с корой океанического типа и надсубдукционные магматические образования (вулканы и гранитоиды).

Судя по составу и строению позднедокембрийских комплексов Тимана прилегающих к нему частей ПП (Тиманский мегаблок) и южной части Ляпинского антиклинория Центрально-Уральской зоны (Западно-Уральская мегазона), они представляют собой комплексы пассивной окраины ВЕП. В то же время, по геофизическим данным и результатам, полученным при бурении

редких скважин, достигших фундамента ПП в пределах Большеземельского мегаблока, а также по данным геологического строения Кожимского блока Ляпинского антиклинория и более северных частей ЦУП, можно утверждать, что здесь преимущественным распространением пользуются позднедокембрийские (протоуральские) вулканогенно-осадочные и магматические комплексы. Представляется, что в совокупности эти образования, по-видимому, маркируют собой активную окраину континента Арктида. В зоне субдукции, падающей под эту окраину, поглощалась литосфера океанического бассейна, разделявшего позднедокембрийский континент Арктида и ВЕП. С осадочно-вулканогенными и вулканогенными комплексами активной окраины Арктиды пространственно и генетически связаны гранитоиды позднерифейско-ранневендского возраста, являющиеся наиболее ранними протоуральскими гранитоидными образованиями.

На рубеже венда и кембрия океанический бассейн, разделявший в позднем докембрии ВЕП и континент Арктида, полностью закрылся. Произошла коллизия этих континентов с образованием Тимано-Печорского позднедокембрийско-раннепалеозойского коллизионного орогена. Вещественным выражением этого события явилось становление массивов гранитоидов, характеризующихся изотопными датировками в диапазоне от 584 до 510 млн. лет. Максимальным развитием эти гранитоиды пользуются в Припечорско-Ильч-Чикшинской разломной зоне, пограничной между Тиманским и Большеземельским мегаблоками фундамента ПП и представляющей собой сутуру, по которой были приведены в соприкосновение Тиманская пассивная окраина ВЕП и Большеземельская активная окраина Арктиды. Кроме того, гранитоиды этого возраста отмечаются и в приближенных к Припечорско-Ильчу-Чикшинской шовной зоне частях Тиманского и Большеземельского мегаблоков.

Существование названного орогена подтверждается также глубоким размывом позднедокембрийских комплексов фундамента ПП и ярко выраженным несогласием в подошве палеозойских образований ее чехла. Юго-восточный фланг орогена распознается в структурах северной части ЦУП, а реликты северо-западного его продолжения устанавливаются сейчас на полуостровах Рыбачий и Варангер. Иногда этот позднедокембрийско-раннепалеозойский коллизионный ороген в литературе называется Тимано-Варангеровской складчатой системой байкалид, или Канино-Тиманским складчатым поясом.

Плитный чехол Печорской плиты сложен субгоризонтально залегающими отложениями ордовика-силура, среднего девона - перми, мезозоя (триас, средняя юра - нижний мел) и квартера.

Стратиграфический разрез чехла Печорской впадины имеет следующий вид.

Ордовик представлен прибрежно-морскими и континентальными терригенными отложениями мощностью 0,5 - 0,8 км (западная часть впадины) и карбонатными отложениями (северо-восточная ее часть).

Силур сложен сероцветными глинисто-карбонатными, реже - карбонатными отложениями (0,5-1 км).

Средний девон представлен мелководными кварцевыми песчаниками с прослоями конгломератов, алевролитов небольшой мощности; с этими отложениями связаны титановые россыпи.

Верхний девон (нижний фран) сложен континентальными песчано-глинистыми отложениями с покровами и силлами базальтов и прослоями базальтовых туфов. Зафиксированы 2 фазы базальтового вулканизма, в промежутке между которыми были сформированы бокситоносные коры выветривания по рифейским и среднедевонским отложениям.

Верхний фран представлен континентальными и прибрежно-морскими карбонатными отложениями.

Фаменский ярус сложен морскими известняками и доломитами.

Общая мощность верхнего девона составляет от первых до 800 м, в северной части впадины - до 1500 м.

Нижне-, среднекаменноугольные отложения общей мощностью 0,8-1,5 км сложены (снизу вверх):

- турнейский ярус - алеврито-глинистыми и карбонатными отложениями (0,25-0,5 км);
- среднее виле - терригенными отложениями (0,15-0,2 км);
- серпухов - карбонатными породами (0,25-0,2 км);
- башкирский ярус - карбонатными отложениями (0,05-0,1 км);
- московский ярус - известняками (0,1-0,25 км).

Верхняя пермь (казанский и татарский ярусы) представлены черноцветными угленосными терригенными отложениями мощностью от 1 до 3,5 км, сформированными в пределах низменных заболоченных равнин в условиях гумидного климата.

Нижний триас сложен континентальными отложениями с отдельными прослоями морских. В пределах Баренцева моря мощность триаса увеличивается до 5 км. На о. Шпицберген нижне-, верхнетриасовые отложения выходят на дневную поверхность. Здесь отмечается комплекс морских и континентальных песчано-сланцевых отложений мощностью 3,5-4 км.

На триасовых отложениях с перерывом залегают среднеюрские (келловейский ярус) кварцевые песчаники и глины мощностью 50-100 м.

Выше залегают мергели и известняки оксфордского яруса верхней юры.

Нижний мел представлен всеми ярусами за исключением альбского и сложен морскими песчано-глинистыми отложениями мощностью около 100 м.

После продолжительного периода слабого воздымания (поздний мел - палеоген), когда Печорская и Тиманская структуры представляли собой денудационную равнину, в новейшее время Печорская плита оказалась между активно (Полярно-Уральская часть Уральского эпиплатформенного орогена) и умеренно (Тиманский кряж, амплитуды поднятий до 200-300 м)

воздымавшимися областями и, будучи относительно стабильной (амплитуды поднятий до 50-100 м), приобрела все черты аккумулятивной равнины. В ее пределах в четвертичное время формировались ледниковые, флювиогляциальные и лимногляциальные, озерные, аллювиальные и др. отложения.

Полезные ископаемые описываемой территории представлены нефтяными и газовыми месторождениями, локализованными в осадочном чехле Печорской впадины. При этом месторождения нефти концентрируются в отложениях силура – триаса, а газа - в породах каменноугольного и пермского возраста.

Промышленная угленосность Печорской впадины связана с верхнепермскими отложениями (казанский и татарский ярусы).

Месторождения титана (Ярегское и др.) представляют собой прибрежно-морские россыпи среднедевонского возраста.

Бокситовые месторождения связаны с позднедевонскими корами выветривания, сформированными на рифейских и среднедевонских отложениях.

Пайхойско-Новоземельская складчатая зона

В орографическом и неотектоническом отношении область представляет собой северное продолжение низкогорного сооружения Урала и образует дугу длиной 1 500 км и шириной около 120 км с выпуклостью, обращенной на запад. Ограничениями ее являются: на юго-западе – гряда Чернышова (зона надвигания геологических комплексов Пайхоя на Печорскую плиту); на юго-востоке – зона надвигания на Пайхойские структуры геологических комплексов Западной мегазоны Урала; на северо-северо-востоке – в районе Байдарацкой губы – предполагается тектонический контакт пайхойских структур с герцинидами Урала. Юго-восточнее о. Новая Земля – в основании Карской мезозойской синеклизы – предполагается наличие одноименного массива байкалид (или карелид?).

Основными структурными элементами Пайхойско-Новоземельской складчатой зоны (ПНЗСЗ) являются следующие ее сегменты (приложение 2): 1) Пайхойский; 2) Вайгач-Новоземельский; 3) Западно-Карский; 4) Восточно-Баренцевоморский.

Пайхойский сегмент представлен одноименным антиклинорием и обрамляющими его Коротайхинской и Байдарацкой впадинами. Вайгач-Новоземельский сегмент представлен Южно- и Северо-Новоземельским антиклинориями, разделенными Кармакульской седловиной и обрамленными Восточно-Баренцевоморским и Западно-Карским синклинориями. Западно-Карский и Восточно-Баренцевоморский сегменты представлены одноименными синеклизами. В геологическом отношении ПНЗСЗ считается северо-восточным продолжением Западной мегазоны Урала.

В истории геологического развития ПНЗСЗ выделяют пять этапов: 1) досреднерифейский; 2) среднерифейско-кембрийский; 3) каледонско-герцинский (ордовикско-триасовый); 4) мезозойско-раннекайнозойский; 5) неотектонический (неоген-четвертичный).

История геологического развития ПНЗСЗ достоверно реконструируется, начиная с рифейского времени. Наиболее древние в описываемом регионе геологические комплексы отмечены в Северо-Новоземельском антиклинории. Они представлены граувакковыми сланцами предположительно раннерифейского (раннепротерозойского?) возраста, инъецированными пегматоидными гранитами, датированными 1,3 млрд. лет.

Второй структурный этаж представлен:

- песчано-алевролитно-глинистыми и кремнисто-глинистыми отложениями среднего рифея-венда мощностью более 2 км (Южно-Новоземельский антиклинорий);
- терригенно-карбонатными и вулканическими (основные и кислые эффузивы) отложениями верхнего рифея–нижнего кембрия мощностью до 6 км, близкими по составу отложениям Западной мегазоны Урала (Пайхойский антиклинорий).

Породы, слагающие данный этаж, в конце венда (?) – среднем-позднем кембрии были смяты в складки и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

После относительно длительного перерыва, в ордовике, регион вступает в следующий (каледонско-герцинский) этап своего развития.

В ордовикский период на северо-западе ПНЗСЗ – на северо-западной окраине морского бассейна в мелководной обстановке формируется толща пестроцветных кварцевых песчаников, алевролитов и карбонатных пород мощностью 0,4-0,7 км, на юго-востоке (Пайхое) – глубоководные песчано-сланцевые отложения лемвинского типа мощностью более 1 км.

В силуре–среднем девоне палеогеографическая обстановка принципиально не изменилась: в Новоземельской части морского бассейна отлагались мелководно-морские карбонатные отложения (органогенные известняки и доломиты) елецкого типа (силур-нижний девон), выше по разрезу (в среднем девоне) – более глубоководные черные аргиллиты общей мощностью 3,5-5 км, в Пайхойской – глубоководные известково-глинисто-кремнистые отложения лемвинского типа.

В франском веке в обстановке внутриконтинентального рифтогенеза на юго-западе Новой Земли и Пайхое проявился континентальный базальтовый вулканизм. Вулканическая толща этого возраста представлена перемежающимися базальтами, туфами и терригенными (песчаники и конгломераты) породами. Эффузивы такого же состава и возраста известны также на Тимане и некоторых участках Русской плиты (основание плитного чехла Волго-Уральской антеклизы и др.).

Выше эффузивной толщи залегают мощные (до 1-2 км) толщи верхнего девона-среднего карбона, представленные мелководными шельфовыми

известняками (юг Новоземельской области) и глубоководными аргиллитами, фанитами и радиоляритами (Пайхой). Глубоководный прогиб в этот период имел северо-западное простирание и протягивался от Пайхоя к средней части Новоземельской дуги.

Верхнекаменноугольная часть разреза палеозоя в описываемой области отсутствует. В это время проявилась фаза складкообразования, в результате которой палеозойские отложения были смяты в линейные умеренножатые простые складки, рассеченные разрывными нарушениями.

Пермские и триасовые отложения развиты в обрамляющих Пайхойский антиклинорий Кортаихинской и Байдарацкой впадинах. Разрез этих отложений имеет следующий вид:

- ассельский-сакмарский ярусы представлены глубоководными глинистыми отложениями;
- артинский ярус сложен флишем;
- кунгурский ярус представлен сероцветными угленосными молласами;
- верхняя пермь сложена континентальными молласами;
- триас представлен континентальными молласами с отдельными базальтовыми покровами в нижней части разреза.

Первоначально пермские отложения перекрывали и зону Пайхойского антиклинория, формирование структуры которого произошло лишь на рубеже триаса и юры.

Нижнепермские–нижнетриасовые отложения в пределах Новой Земли развиты в Восточно-Баренцевоморском, Западно-Карском синклинориях и Карманкульской седловине. Разрез их имеет следующий вид:

- нижняя пермь сложена глубоководными аргиллитами и кремнистыми породами с прослоями глинистых известняков мощностью 0,5-1 км;
- верхняя пермь представлена флишевыми осадками мощностью около 3,5 км;
- нижний триас слагают пестроцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты (с прослоями конгломератов и туфов в низах разреза).

Эти толщи смяты в пологие гребневидные складки. Основная заключительная древнекиммерийская фаза складчатости и тектонических деформаций в регионе датируется границей триаса и юры. С ней связано также надвигание геологических комплексов западной мегазоны Урала на Пайхойский антиклинорий. Последний по системе разрывных нарушений был надвинут на Кортаихинскую впадину (северный сегмент Предуральского прогиба) и Вайгач-Новоземельский антиклинорий.

В результате проявления разрывно-складчатых деформаций и сопутствующего им орогенеза в начале юрского периода рассматриваемый регион предстает перед нами как горная область (горная цепь), обрамленная континентальными предгорными и мелководно-морскими впадинами. В течение юры и, вероятно, мела древнекиммерийский ороген находился в области господства платформенного режима и к началу кайнозоя был снивелирован и превратился в равнинную область.

Западно-Карская синеклиза по геофизическим данным обладает складчатым фундаментом карельской стабилизации, находящимся на глубине 10-12 км. Верхние части плитного комплекса этой структуры представлены (разрез о-ва Свердруп):

- верхний мел – песчаниками и алевролитами (500 м);
- нижний мел – глинами, алевролитами, алевролитами, песками и песчаниками (900 м);
- верхняя юра – песчаниками, алевролитами, глинами и аргиллитами (166 м).

Во внутренних частях Карского моря по геофизическим данным меловые отложения имеют мощность 3-3,5 км, юрские – 1,5-2 км, триасовые – 1-1,5 км.

Заключительный этап развития Пайхойско-Новоземельской области рассматривается в рамках новейшего тектонического этапа развития Земли в понимании Н.И.Николаева. Его начало относится к концу олигоцена. Отдавая себе отчет в том, что Новоземельский ороген не испытывал на заключительной фазе раннекиммерийской складчатости типичной коллизии, как это свойственно Уральскому орогену, следует отметить, что в новейшее время в их развитии было много общего. В понятие «Новоземельский эпиплатформенный ороген» мы включаем средне- и низкогорные сооружения и денудационные равнины Пай-Хоя, Вайгача и Новой Земли, а также прилегающий шельф Баренцева и Карского моря (по восточной границе Восточно-Новоземельского желоба).

Заключительный этап развития Новоземельского орогена связан с формированием в Атлантическом и Северном Ледовитом океанах Срединно-Атлантического рифтогенно-спредингового хребта. Именно эти события предопределили возникновение на месте раннекиммерийского орогена, синелированного к концу мела – началу палеогена, современного горного сооружения. На новейшем этапе Новоземельская область испытывала дифференцированные движения разных знаков.

На новейшем этапе развития Новоземельского орогена и прилегающего шельфа выделяется серия субпараллельных линейных морфоструктурных зон, разделенных поперечными линеаментами на отдельные сегменты. Плавные дугообразные очертания и морфологические характеристики (асимметрия, абсолютные отметки высот и глубин, детали внутреннего строения и пр.) позволяют считать, что на облик морфоструктур зон, наряду с вертикальными, достаточно активное влияние имели и горизонтальные движения. Линеаменты на границах зон имели надвиговую природу.

Вся морфоструктура в целом развивалась унаследованно от раннекиммерийской, причем генеральная ориентировка подчинялась влиянию Северной Атлантики и Обского Праокеана. Однако важным был также вклад хребта Гаккеля, о чем свидетельствуют поля новейших напряжений и анализ землетрясения в проливе Маточкин Шар. Весь комплекс морфоструктурных единиц региона – вал Адмиралтейства перед Центрально-Баренцевской впадиной (Праокеан, по С.В.Аполонову), Западно-Новоземельский желоб, острова Новой Земли со следами вулканизма щелочного типа (поздний миоцен? - плиоцен) и Восточно-

Новоземельский желоб – удивительно совпадает с морфоструктурной зональностью в областях современной субдукции. Можно предположить, что процессы, напоминающие или в чем-то подобные таковым при субдукции, на новейшем этапе развития Евразийского континента имели место в ослабленной форме вдоль орогена Новой Земли и, по-видимому, западного склона Урала. Может быть Центрально-Баренцевская впадина вновь «оживает» как будущий океан.

Алтае-Саянская область

В составе Алтае-Саянской области по возрасту основных коллизионных событий выделяют две «подобласти»: Кузнецко-Саянско-Тувинскую байкальско-салаиро-каледонскую и Салаиро-Алтайскую герцинскую. В связи с тем, что развитие названных «подобластей» происходило взаимосвязанно и взаимообусловленно, а отдельные структурно-тектонические их элементы входили в состав различных по возрасту, но единых геодинамических «ансамблей» геологическое их строение и развитие рассматриваются совместно.

Алтае-Саянская область относится к типу мозаично-блоковых и представляет из себя «коллаж» разновозрастных и геодинамически разнотипных геологических комплексов, слагающих разноориентированные блоки и геологические структуры, которые могут быть условно «выстроены» в следующий возрастной ряд (приложение 3):

- палеомикроконтиненты и островодужно-офиолитовые пояса;
- пассивные континентальные окраины палеоокеанов;
- окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса и синхронные им межгорные впадины и прогибы;
- ареалы проявления коллизионного интрузивного магматизма;
- мезозойские и кайнозойские впадины областей проявления геодинамических режимов эпиплатформенного орогенеза и внутриконтинентального рифтогенеза.

Палеомикроконтиненты – разноразмерные относительно стабильные блоки (глыбы) континентальной коры, существовавшие и перемещавшиеся под действием конвекционных течений в мантии в Палеоазиатском океане в позднем протерозое-кембрии (?) и отделенные в это время друг от друга океаническими бассейнами.

К этому типу структур относятся следующие блоки-глыбы: Теректинский, Алтае-Монгольская группа (Катунский, Чульшманский), Томский (Хакасский), Дербинский, Тувино-Северо-Монгольская группа (Сангиленская, Гарганская, Хамардабанская глыбы), Джебашский и др.

Фундамент палеомикроконтинентов сложен метаморфизованными в амфиболитовой фации отложениями архея – раннего протерозоя. Фундамент вскрывается на дневной поверхности в ряде блоков. Так в пределах Сангиленской глыбы он сложен слюдястыми и высокоглиноземистыми гнейсами, кварцитами и мраморами (мощность около 4 км). Гарганская глыба

сложена архейскими (?) биотитовыми, амфиболовыми гнейсами и амфиболитами (5 км), Хамардабанская – аналогичными по составу породами раннепротерозойского возраста (8 км), а Дербинская – биотитовыми, амфиболовыми, гранат-биотитовыми гнейсами и пироксенсодержащими кристаллическими сланцами раннего протерозоя (6-8 км). Породы, слагающие Дербинскую глыбу, смяты в крутые линейные, опрокинутые на северо-восток складки и интродуцированы гранитами саянского комплекса (возраст гранитогенеза оценивается в 1,85 млрд. лет).

Чехол палеомикроконтинентов представлен разнообразными по составу относительно слабо (не выше зеленосланцевой фации) метаморфизованными, в различной степени деформированными отложениями рифея-кембрия, несогласно перекрывающими раннекембрийские образования. Так, чехол Сангиленской глыбы сложен метапесчаниками, актинолит-серицитовыми аповулканическими сланцами рифея мощностью до 4 км, перекрытыми карбонатными отложениями венда-кембрия. Позднекембрийский этаж Дербинской глыбы представлен вулканогенно-осадочными и терригенными отложениями раннего-среднего рифея (мощность 7 км).

Островодужно-офиолитовые (офиолитовые) пояса представляют собой серии линейно-вытянутых, реже субизометричных в плане, обычно крупнопоставленных тектонических блоков и аллохтонных пластин, залегающих (подстилающих и перекрывающих по тектоническим нарушениям) среди различных по составу и возрасту геологических образований. В современном виде – это фрагменты (тектонические блоки) существовавших ранее рифтогенно-спрединговых хребтов и островодужных ансамблей энсиматического типа.

Офиолитовые пояса (Куртушибинский, Борусский, Западно-Тувинский, Кузнецко-Алатаусский, Северо-Саянский, Ильчирский, Салаирский, Чарский и др.) сложены в различной степени (за редким исключением – интенсивно) деформированными и расчлененными породами, принадлежащими офиолитовой ассоциации (ультрамафитами дунит-гарцбургитовой формации, габброидами, дунит-клинопироксеновыми комплексами, вулканогенно-кремнистыми отложениями, принадлежащими спилит-диабазовой, или натриевых базальтов, формации), сформированными в рифтогенно-спрединговых зонах межконтинентальных и задуговых океанических бассейнов и ассоциирующими в некоторых поясах (Борусский, Чарский) с эклогит-глаукофансланцевыми (с жадеитом), эксгумированными из глубинных частей зон субдукции, комплексами.

Островодужные образования мощностью до 5-7 км представлены бонинит-содержащими (Куртушибинский и др. пояса) контрастно дифференцированными риолит-базальтовыми и осадочными (терригенными по составу) комплексами, формирование которых происходило в пределах юных и неразвитых вулканических дуг энсиматического типа, а также преддуговых и задуговых бассейнах. Выше по разрезу нередко залегают эффузивы основного-среднего состава, образовавшиеся в пределах зрелых

дуг. Островодужные комплексы образовались позднее офиолитовых (на офиолитовой «постели») и, частично, синхронно (одновременно) с офиолитами. Наиболее широко они представлены в Казыр-Кизирской, Салаирской и Западно-Тувинской зонах, а также в Горном Алтае.

Время офиолитогенеза в пределах Алтае-Саянской области датируется средним(?) рифеем (Ильчирской пояс), вендом-алданским веком раннего кембрия (Западный Саян), ранним-средним (?) палеозоем (Чарский пояс), исходя из следующих данных:

- в обрамлении Гарганской глыбы (Ильчирский пояс) офиолиты интродуцированы окраинно-континентальными гранитоидами, имеющими возраст в 790 млн.лет (поздний рифей);

- в Западной Туве (одноименный пояс) на офиолитах трансгрессивно залегают отложения ленского яруса нижнего кембрия;

- офиолитокластовые океанические олистостромы имеют в пределах Чарского пояса среднедевонский возраст.

В целом возраст офиолитов и островодужных комплексов уменьшается в юго-западном (в направлении от Сибирского кратона) направлении.

Приведем разрезы некоторых островодужно-офиолитовых зон западной части Алтае-Саянской области.

Стратиграфический разрез Чарской (Зайсанской) зоны имеет следующий вид:

- офиолиты доэфельского возраста обнажаются в ядре структуры, образуя пологопадающие на северо-восток блоки в составе серпентинитовых меланжей и ассоциирующие с глаукофанслацевыми комплексами;

- эйфельский ярус представлен офиолитокластовыми олистостромовыми комплексами;

- живетский ярус слагают терригенные морские отложения также содержащие в своем составе гальку офиолитов (общая мощность доэфельских-живетских отложений более 6 км);

- визейские отложения представлены лавами различного состава, осадочными олистостромовыми комплексами (1,5-3 км);

- средний-верхний карбон сложен грубообломочными континентальными молассаами.

Рудноалтайская зона сложена относительно слабо деформированными (смяты в брахиформные складки) породами (снизу вверх):

- терригенно-вулканогенными отложениями нижнего девона (1,5 км);

- терригенно-вулканогенными отложениями эйфельского яруса (0,5-4 км);

- морскими терригенными и сменяющими их по латерали вулканогенными (основные – кислые эффузивы) отложениями живета –нижнего карбона (2-4 км).

На границе эйфеля и живета в пределах зоны фиксируется вспышка гранитного интрузивного магматизма.

Разрез Калбинской зоны образуют островодужные (девон – нижний карбон) и коллизионные (верхний карбон) комплексы:

- мелководные терригенные отложения (нижний девон);
- мелководные терригенные и эффузивные (базальты) отложения живетского яруса;
- глубоководные черносланцевые отложения верхнего девона (до 3 км) и нижнего карбона (турнейский и визейский ярусы) (2-4 км), сформированные в пределах функционировавшего в это время глубоководного желоба;
- флишевые отложения серпуховского яруса (2-3 км);
- угленосные молассы среднего карбона.

Жарминско-Саурская зона сложена осадочно-вулканогенными (с эффузивами основного состава) породами, сменяющейся вверх по разрезу терригенно-вулканогенной (андезитовой) толщей живетского яруса – верхнего девона общей мощностью до 7 км. Нижний карбон представлен в этой зоне перемежающимися осадочными породами и андезитами. Средний карбон сложен наземными осадочными и эффузивными породами.

Средний – верхний девон Салаирской зоны представлен черносланцевой толщей (глубоководный желоб?), нижний карбон – аргиллитами и известняками.

Средний девон Томь-Колыванской зоны сложен вулканитами пестрого состава, фациально замещающимися осадочными породами, верхний девон – песчано-глинистыми флишевыми отложениями. Общая мощность девонских отложений достигает здесь 5 км. Девонские отложения, слагающие описываемую зону, смяты в линейные складки и надвинуты в юго-восточном направлении на Кузнецкий прогиб.

В режиме **пассивных континентальных окраин палеоокеанов** – структур обрамлявших межконтинентальные и задуговые (со стороны континента) рифтогенно-спрединговые океанические бассейны, в пределах Кузнецко-Саяно-Тувинской подобласти в рифее – начале раннего кембрия развивались названные выше палеомикроконтиненты, а также западная окраина Сибирского кратона (см. описание Енисейского кряжа и Восточного Саяна).

Позднее (в позднем кембрии – силуре) в сходной геодинамической обстановке – режиме остаточных внутриконтинентальных мелководных (?) бассейнов – развивались Западно-Саянский и Хемчикско-Систигхемский «прогибы», заложенные в пределах преддуговых бассейнов (на остаточных островных дугах) – аккреционных призмах раннего-среднего кембрия и между ними.

Верхний кембрий-нижний силур Западного Саяна сложен мощной (до 10-15 км) флишевой толщей, деформированной (смятой в складки) в позднем силуре. Аналогичное строение и состав имеют и отложения, выполняющие Хемчикско-Систигхемскую структуру: мощность отложений 4,5-7,5 км,

состав – терригенный (сероцветный флиш, на северо-востоке силур сложен красноцветными молассами).

В Салаиро-Алтайской подобласти геодинамический режим пассивных континентальных окраин проявлялся в те же периоды:

- в рифее-раннем кембрии – в пределах структур типа палеомикроконтинентов (см. выше);

- в позднем кембрии-раннем силуре – в пределах восточной окраины Чарского (Зайсанского) палеокеана (современные Горноалтайский и Салаирский мегантиклинории, а также Западно-Саянский синклиорий).

В этот последний период основанием (цоколем) пассивной окраины являлись как палеомикроконтиненты рифея – раннего кембрия, так и спаявшие их, сформированные ранее в большей или меньшей степени разрушенные офиолитовые сутуры и островодужные ансамбли. Отложения, образованные в это время, объединяются в горноалтайскую серию. Они характеризуются большой мощностью (до 5-7 км), преимущественно терригенным (флиш), а в верхних частях разреза – терригенно-карбонатным составом. В некоторых структурах (Уймено-Лебедский синклиорий) ордовик и нижний силур сложены зеленоцветными и, в меньшей степени, красноцветными молассами. Складкообразование отложений, сформированных в пределах пассивной окраины Чарского палеоокеана датируется поздним силуром. В современной структуре Горного Алтая позднекембрийские-силурийские отложения образуют серию северо-северо-западного простирания антиклинорных (Талицкий, Холзунско-Чуйский, Салаирский антиклинории) и синклинорных (Чарышский, Уймено-Лебедский, Ануйско-Чуйский синклиории) структур.

Украинно-континентальные вулканоплутонические пояса (ВПП) на описываемой территории формировались трижды:

- на границе среднего и позднего рифея (Восточный Саян, Гарганская глыба Тувино-Северомонгольского палеомикроконтинента);

- в среднем-позднем кембрии (западная и южная окраины Томского, северная и западная – Тувино-Северомонгольского палеомикроконтинентов);

- раннем девоне-эйфеле (большая часть Алтае-Саянской области, исключая Иртышско-Зайсанскую зону; Восточный Саян).

Приурочены ВПП к палеограницам (периода их формирования) островодужно-офиолитовых блоков земной коры с континентальными (окраины континентов и палеомикроконтинентов) и всегда смещены в сторону последних.

Фиксируются ВПП широким проявлением интрузий надсубдукционных тоналитов, плагиогранитов, гранодиоритов и гранитов. С этим периодом развития подвижных поясов связано проявление мощных процессов горообразования, сопровождающихся формированием **межгорных впадин**, нижние части разреза которых сложены континентальными терригенно-эффузивными отложениями разнообразного состава.

Наибольшей сохранностью в Алтае-Саянской области характеризуются вулcano-плутонические пояса и синхронные им по времени заложения межгорные впадины и прогибы девонского (доживетского) возраста (Тувинская, Минусинская впадины и Кузнецкий прогиб). Фундаментом ВПП девонского возраста являлись здесь интенсивно деформированные в позднем силуре и прорванные интрузиями коллизионных гранитов того же возраста геологические комплексы докембрия – раннего палеозоя.

Разрез девона-карбона Тувинской межгорной впадины имеет следующий вид:

- нижний девон-эйфель сложены эффузивно-терригенной континентальной толщей мощностью около 5 км, прорванной интрузиями гранитоидов;
- живет-верхний девон, несогласно залегающий на нижней толще, представлен терригенными лагунно-континентальными отложениями мощностью до 5 км;
- каменноугольная система сложена туфогенно-терригенной толщей мощностью до 1,5 км.

Минусинская впадина имеет подобное строение. Она выполнена в основном континентальными вулканогенными (нижний девон-эйфель) и терригенными отложениями девона мощностью до 8-10 км, перекрытыми каменноугольно-пермской существенно терригенной толщей небольшой мощности. В этой структуре также широко проявлен доживетский гранитоидный магматизм.

Кузнецкий прогиб сложен вулканогенно-терригенными континентальными отложениями нижнего-среднего девона (2-3 км) и морскими терригенно-карбонатными породами верхнего девона (4-6 км). Венчает разрез прогиба континентальная угленосная терригенная толща карбона-перми общей мощностью, достигающей 6-8 км.

Ареалы проявления коллизионного интрузивного магматизма формировались в регионе в позднем ордовике-силуре (центральная часть Алтае-Саянской области, в основном западнее и между ВПП среднего-позднего кембрия) и позднем девоне-перми (в меридиональной полосе, примыкающей к Иртышско-Зайсанской области). Формирование их связано с коллизией Томского, Тувино-Северомонгольского, Барнаульского, Алтае-Монгольского и других более мелких палеомикроконтинентов и причленением их к юго-западной окраине Сибирского кратона. Коллизия сопровождалась процессами складко- и горообразования и достаточно мощным проявлением гранитоидного магматизма (нормальные натриево-калиевые и калиевые граниты). Процессы осадконакопления (флишоиды, молассоиды) концентрировались в эти периоды в пределах межгорных впадин. При этом в позднем палеозое продолжали функционировать некоторые впадины, заложенные в раннем девоне в обстановке активных континентальных окраин.

Автор в качестве элементов коллизионного позднепалеозойского (D₃-P) геодинамического ансамбля Алтае-Саянской области выделяет следующие геодинамические структуры:

- краевые предгорные и межгорные периколлизионные прогибы и впадины (Кузнецкий прогиб, Микусинские и Тувинская впадины);
- шарьяжно-надвиговые пояса (Салаирская и Томь-Колыванская складчатые зоны, надвинутые в раннем карбоне на Кузнецкий прогиб);
- вулканоплутонический пояс (выражен полосой интрузий гранитов Горно-Алтайской, Томь-Колыванской и Салаирской зон).

В триасовый период в пределах Кузнецкого прогиба была сформирована вмещающая sillы базальтов терригенно-туфогенная (туфы базальтов) толща мощностью 0,5-0,7 км, образующая локальное поле в восточной его части. По своему составу базальты, слагающие названную толщу, подобны основным вулканитам триасового возраста Сибирского кратона и рифтогенного комплекса Западно-Сибирской эпигерцинской платформы, возникшим в областях проявления геодинамического режима **внутриконтинентального рифтогенеза**.

Мезозойские межгорные впадины (ранняя-средняя юра) формировались в областях господства геодинамического режима неколлизионного орогенеза (Кызыльская мульда Тувинской впадины, юрские впадины Кузнецкого прогиба и Северо-Минусинская впадины). Отметим здесь, что эти впадины были заложены в контурах более ранних позднепалеозойских (ранний девон-пермь) межгорных впадин и прогибов и являются, таким образом, унаследованными.

Слагающие их ранне-, среднеюрские отложения залегают с размывом и несогласием на различных горизонтах палеозоя. Представлены они континентальными молассами – терригенными (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевроиты и аргиллиты) толщами аллювиально-пролювиального, озерного и болотного происхождения мощностью до 0,8-1 км (Кузнецкая впадина) и даже 1,5-2 км (Кызыльская мульда). В составе этих толщ отмечаются пласты и тонкие прослои бурых углей.

Кайнозойские межгорные впадины Алтае-Саянской области связаны с районами проявления в новейшее время геодинамических режимов эпиплатформенного орогенеза (Чуйская, Зайсанская, Тувинская) и внутриконтинентального эпиплатформенного рифтогенеза (Тункинская, Убсунурская и др. впадины Байкальско-Хубсугульской рифтогенной зоны).

Разрез Зайсанской впадины имеет следующий вид:

- палеогеновые отложения слагают толщу пестроцветных глин, алевролитов и песков мощностью до 0,5 км с остатками моллюсков, остракод, рыб, крокодилов и млекопитающих;
- миоцен представлен зелеными озерными глинами с линзами песков и мергелей мощностью до 1 км, также богатыми органическими остатками;

- плиоценовые отложения представлены аллювиальными галечниками, песками и красноцветными озерными известняками общей мощностью 0,2-0,5 км;
- квартал сложен озерными отложениями, в обрамлении впадины – отложениями склонового ряда.

В контурах и обрамлении впадин рифтогенного происхождения (Тункинская и др.) наряду с континентальными осадочными развиты также и эффузивные (щелочные базальты) отложения неогенового возраста, образующие пачки мощностью до первых сотен метров.

Естественно, что осадконакопление в новейшее время происходит и за пределами впадин: на склонах горных массивов и хребтов формируются коллювиальные грубообломочные и делювиальные отложения. В областях, пограничных между горными массивами и разделяющими их межгорными впадинами широко проявлен пролювий. С периодами глобальных эпох похолоданий связано формирование ледников, а после их таяния – гляциальных и флювиогляциальных отложений.

Полезные ископаемые Алтае-Саянской области образуют промышленные скопления, генетически связанные с рядом геологических комплексов.

Ультрамафиты офиолитовой ассоциации позднего докембрия вмещают мелкие месторождения хрома (Агардагское в Восточной Туве), золота (апоультрамафитовые листовиты Восточного Саяна), средние-крупные промышленные скопления хризотил-асбеста (Актовракское и Саянское в Западном и Ильчирское – в Восточном Саянах), ювелирных нефрита (Восточный и Западный Саяны) и жадеита (Западный Саян), а также никеля и пелитоморфного магнезита (мезозойские коры выветривания на ультрамафитах Салаирского кряжа).

С гранитоидами активных континентальных окраин среднего-позднего кембрия связаны скарновые месторождения железа, локализованные среди карбонатных пород позднего докембрия, слагающих чехол Томского палеомикроконтинента (Таштагольское и другие месторождения Горной Шории и Кузнецкого Алатау).

Островодужные и окраинно-континентальные вулканиты среднего-позднего девона вмещают многочисленные гидротермальные месторождения полиметаллов (Лениногорское, Зряновское, Змеиногорское и другие на Рудном Алтае).

С позднепалеозойскими коллизионными гранитами генетически связаны месторождения молибдена и вольфрама на Горном Алтае.

Бокситоносными являются палеогеновые коры выветривания Салаирской зоны. Сырье для производства алюминия представляют из себя также девонские по возрасту нефелиновые сиениты, образующие интрузии в Восточном Саяне.

Месторождения угля и ассоциирующие с ними бентонитовые глины связаны с двумя основными стратиграфическими уровнями:

- среднекаменноугольным-пермским (высококачественные, в том числе коксующиеся угли **Кузнецкого бассейна**);

- ранне-среднеюрским (каменные и бурые угли Кузнецкого бассейна и Тувы).

Угольные месторождения **Минусинского бассейна** объединяются в две серии: хакасскую (карбон) и аршановскую (нижняя пермь) суммарной мощностью до 1800 м. В них содержится от 6 до 40 рабочих пластов угля преобладающей мощностью до 2-3 м. Толщи слагают пологие изометричные или вытянутые брахисинклинали с углами падения пород на крыльях от 2-13° до 25-80°.

Угольные месторождения **Кузнецкого угольного бассейна** (330x110 км) приурочены к мощному (до 9 км) комплексу верхнепалеозойских (визе – верхняя пермь) и юрских образований. Палеозойские отложения образуют крупный синклиорий неправильной (близкой к четырехугольной) формы, вытянутый с ЮЗ на СЗ. Юрские отложения сохранились в мульдах – пологих брахисинклиналиях (максимальная мощность отложений 900-1900 м).

Угленосный палеозой в районах, примыкающих к Кузнецкому Алатау и Горной Шории, залегает моноклинально или образуют пологие складки, на СЗ и ЮЗ – слагают зону интенсивной складчатости с линейными, узкими, местами опрокинутыми складками, осложненными взбросами и надвигами. Центральные части синклиналей – это зоны гребневидной складчатости (широкие плоскодонные синклинали и узкие антиклинали).

В палеозое отмечено около 300 пластов и прослоев угля суммарной мощностью 380-400 м, из них 126 пластов промышленной мощности (более 1 м).

В юрских отложениях вскрыто 56 пластов угля из них от 5 до 14 мощностью 0,8-9 м.

Саяно-Енисейская область

Непосредственно с запада и юго-запада Сибирская платформа обрамлена складчатыми сооружениями байкальского возраста (Турухано-Норильская зона, Енисейское и Восточно-Саянское складчатые сооружения) (приложение 4). В направлении на запад-юго-запад происходит последовательное омоложение геологических структур и смена байкальских геологических комплексов каледонскими (Алтае-Саянская область) и, далее, – герцинскими (Иртышско-Зайсанское складчатое сооружение).

Турухано-Норильская зона поднятий

Зона обрамляет с запада Тунгусскую синеклизу Сибирской платформы, на севере перекрывается отложениями Пясино-Хатанского мезозойского прогиба, а на западе – чехлом Западно-Сибирской плиты. Она имеет У – образную в плане форму. Длина зоны около 700 км, ширина – 50-150 км.

Южная часть (Туруханское поднятие) и северо-восточная «ветвь» (Хангайско-Рыбинское поднятие) зоны сложены предположительно рифейскими карбонатными отложениями платформенного типа небольшой мощности.

Северо-западная «ветвь» зоны, носящая название Игарского поднятия, сложена карбонатно-терригенными и вулканогенными (лавы, туфы преимущественно основного состава) отложениями мощностью более 3 км.

Подобная латеральная смена геологических комплексов в направлении от кратона дает основание предполагать, что в рифее западная (Игарская) часть зоны представляла собой пассивную континентальную окраину Сибирской платформы, «открываясь» на запад в сторону формировавшегося в это время Палеоазиатского океана.

В венде-палеозое и раннем триасе Турухано-Норильская зона развивалась в платформенной обстановке: слагающие ее отложения (в том числе и трапповый комплекс) по составу и строению близки отложениям Сибирской платформы. В среднем-позднем триасе в пределах зоны проявлены интенсивные складчатые деформации, приведшие к формированию ряда крупных линейных складок субмеридионального простирания, осложненных разрывными нарушениями.

Складчатое сооружение Енисейского кряжа

В геоморфологическом отношении представлено одноименной низкоронной областью.

Складчато-глыбовое сооружение Енисейского кряжа (размеры в плане 650x50-200 км) с запада и востока перекрыто осадочными отложениями, слагающими платформенные чехлы соответственно Западно-Сибирской и Лено-Енисейской плит, на юге – осадочно-вулканогенными комплексами девона-карбона, выполняющими Рыбинскую впадину.

В составе складчатого сооружения выделяют три структурных элемента: Ангаро-Канский выступ, мегантиклинорий Енисейского кряжа и Исаковскую офиолитовую зону.

Стратиграфический разрез расположенного в южной части Енисейского кряжа **Ангаро-Канского выступа** имеет следующий вид.

Архей представлен здесь гранат-полевошпатовыми и пироксеновыми гнейсами, гранулитами, высокоглиноземистыми (кордиеритовыми, силлиманитовыми и дистеновыми) гнейсами, гранат-биотитовыми гнейсами и амфиболитами общей мощностью более 8 км. Возраст мегаморфизма комплекса датируется 2,5-2,7 млрд. лет.

Нижний протерозой сложен толщей гнейсов различного (биотитового, биотит-плагиоклазового) состава, амфиболитов, кварцитов и мраморов, прорванной гранитами с абсолютным возрастом около 1,85 млрд. лет. Уровень метаморфизма отложений отвечает амфиболитовой фации.

Мегантиклинорий Енисейского кряжа представляет собой серию меридиональных антиклинорных (Приенисейский, Центральный, или Татарский) и синклинорных (Большепитский, Ангаро-Питский) структур, сложенных преимущественно осадочными отложениями верхнего протерозоя. В ядерных частях ряда антиклинорных структур наблюдаются выходы глубокометаморфизованных комплексов, слагающих обрамление гранито-гнейсовых куполов и валов. Граниты в составе названных структур датируются ранним протерозоем (2,1-2,5 млрд.лет).

Стратиграфический разрез верхнего докембрия представлен (снизу вверх):

- сухопитской серией (R_2), сложенной аркозовыми песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами, алевролитами, известняками и доломитами мощностью 5-8 км; отложения серии прорваны гранитами тейского комплекса, датированными 1,1 млрд.лет;
- тунгусской серией (R_2 ?- R_3), залегающей несогласно на размытой поверхности отложений сухопитской серии и гранитов тейского комплекса и представленной сходным по составу с нижележащей серией осадочным комплексом мощностью 4-6 км, характеризующимся большей долей карбонатных пород; отложения серии прорваны интрузиями гранитов татарского комплекса (0,7-0,85 млрд. лет);
- осянской серией (R_3 - V_1), несогласно залегающей на отложениях тунгусикской серии и представленной флишоидной и, в верхней части, молассовой терригенно-карбонатной толщами общей мощностью 2-3 км.

Исаковская зона расположена в крайней северо-западной части Енисейского кряжа и представляет из себя серию линейно-вытянутых тектонических блоков, сложенных членами офиолитовой ассоциации и островодужными вулканогенно-осадочными комплексами энсиматического типа. Офиолиты датируются средним рифеем.

В истории геологического развития складчатого сооружения Енисейского кряжа могут быть намечены следующие этапы.

В среднем рифее территория Енисейского кряжа вошла в состав Урало-Азиатского подвижного пояса и являлась в это время пассивной континентальной окраиной Сибирского кратона. Западнее, вероятно, в пределах рифтогенно-спрединговых структур межконтинентального или окраинно-континентального типа в это время формировались офиолиты и, позднее, островодужные комплексы.

В конце среднего-позднем рифее на Енисейском кряже, вероятно, господствовал геодинамический режим активной континентальной окраины, о чем, в частности, свидетельствует широкое проявление здесь гранитоидного интрузивного магматизма. Вероятно, с этим периодом связано аккретирование (причленение) к западной краевой части Сибирского кратона океанических и островодужных блоков, объединяемых в Исаковскую зону.

Складчатое сооружение Восточного Саяна

Складчатое сооружение Восточного Саяна имеет северо-западное простирание и ограничено разрывными нарушениями: на юго-западе – Восточно-Саянским (маркируется цепочкой тел –тектонических блоков, сложенных членами офиолитовой ассоциации) и на северо-востоке – Бирусинским разломами. Размеры его в плане 800х50-150 км. В орографическом плане представлено среднегорным сооружением Восточного Саяна.

В структуре Восточного Саяна выделяют следующие тектонические элементы: Шарыжалгайскую глыбу, Бирусинскую глыбу (горст), Урикско-Ийскую грабен-синклираль, Туманшетскую грабен-синклираль, Присаянский прогиб и Рыбинскую впадин.

Шарыжалгайская глыба сложена нижнеархейскими биотит-амфиболовыми, амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, гиперстеновыми, биотит-гранатовыми и биотитовыми гнейсами, гранито-гнейсами, гранитами и мигматитами. Мощность слагающих глыбу метаморфических пород превышает 7 км. Они образуют куполовидные и брахиформные диапировые структуры.

Бирусинская глыба сложена метаморфитами раннепротерозойского возраста, объединяемыми в бирусинскую серию. Последняя представлена толщей биотитовых, амфиболовых, биотит-гранатовых, биотит-полевошпатовых гнейсов, слюдистых сланцев со ставролитом, дистеном и силлиманитом, кальцитовых мраморов и железистых кварцитов общей мощностью около 7 км. Породы бирусинской серии в раннем протерозое были прорваны интрузиями гранитоидов саянского комплекса. В целом метаморфиты образуют системы куполовидных и брахиформных поднятий и линейно сжатых синклинальных зон. В северо-восточной части Бирусинской глыбы находится зона развития гранито-гнейсовых куполов раннепротерозойского возраста, в юго-западной – цепь раннедевонских интрузий щелочных гранитов. Последние сформировались, вероятно, в зоне тыловодужного рифтогенеза, являвшейся элементом окраинно-континентального вулcano-плутонического пояса раннего девона, функционировавшем в период «закрытия» Обь-Зайсанского палеокеана.

Урикско-Ийская и Туманшетская синклинали сложены метаморфизованными в зеленосланцевой фации мраморами, кварцитами, гнейсами и графитовыми сланцами, датируемыми концом раннего протерозоя.

Названные выше структуры в рифее представляли собой пассивную континентальную окраину Сибирского кратона.

Присаянский прогиб также функционировал в позднем рифее –раннем венде как пассивная континентальная окраина расположенного юго-западнее Палеоазиатского океана. Сложен прогиб прибрежно-морскими терригенно-карбонатными и терригенными отложениями общей мощностью около 4 км,

смятыми в умеренно сжатые линейные складки. Зеркало складок направлено на северо-восток.

Рыбинская впадина в раннем девоне входила в состав вулканического пояса активной континентальной окраины Палеазиатского океана. В среднем девоне – раннем карбоне она развивалась как континентальная межгорная периколлизионная впадина. Разрез впадины представлен (снизу вверх): нижнедевонскими осадочно-вулканогенными красноцветными отложениями (базальты, андезиты, риолиты), среднедевонскими – нижнекаменноугольными красноцветными молассами. Общая мощность отложений достигает 3 км. В нижней части разреза широко проявлены интрузии гранитов и сиенитов.

Отложения девона-карбона несогласно перекрыты нижнеюрскими (плинсбахский ярус) угленосными отложениями мощностью в первые сотни метров.

История геологического развития Алтае-Саянской и Енисейско-Восточносаянской областей, являющихся сегментами позднепротерозойского-палеозойского Палеоазиатского океана, может быть представлена следующим образом.

В среднем-позднем рифее произошло раздробление и частичная фрагментация раннепротерозойской Пангеи и формирование в области, заключенной между Сибирским, Восточно-Европейским и Таримским кратонами океанического бассейна (возможно, серии нешироких бассейнов) – предшественника Палеоазиатского океана, в акватории которого, вероятно, были рассеяны многочисленные осколки Пангеи – блоки континентальной коры (палеомикрокомпоненты). В осевых частях океанических бассейнов в условиях рифтогенно-спредингового геодинамического режима формировались офиолитовые комплексы. Офиолиты рифейского возраста в пределах Палеоазиатского океана известны на Урале (Восточно-Уральское поднятие), западной части Енисейского кряжа (Исаковская зона), Восточном Саяне (Ильчирская зона), а также Байкало-Витимской и Сретенской зонах Забайкалья. В этот период Енисейский кряж, Восточный Саян, Западный Урал развивались в геодинамической обстановке пассивных континентальных окраин, в пределах которых в условиях длительного погружения накапливались мощные толщи карбонатно-терригенных отложений. Аналогичные условия осадконакопления существовали и в пределах палеомикроконтинентов.

Островодужные комплексы энсиматического типа известны в тех же районах, где и офиолитовые.

На границе среднего и позднего рифея в краевых частях палеоокеана формируются первые активные континентальные окраины, в пределах которых проявляется интенсивный гранитоидный (тоналиты, плагиограниты) надсубдукционный магматизм. К интрузивным комплексам этого этапа относятся, в частности, сумсунурский (Ильчирская зона) и татарский (Енисейский кряж).

В позднем рифее – начале раннего кембрия рифтогенно-спрединговые и островодужные обстановки продолжают существовать в отдельных бассейнах Палеоазиатского океана. Сформированные в это время «ансамбли» океанических и пассивно-окраинных структур и комплексов известны в Центральном Казахстане и Алтае-Саянской области.

В среднем-позднем кембрии на востоке Палеоазиатского океана на окраинах некоторых палеомикроконтинентов (Томского, Тувино-Северо-Монгольского) и Сибирского кратона формируются вулcano-плутонические надсубдукционные пояса андского типа, фиксируемые ареалами развития гранитоидов тоналит-гранодиоритового состава и проявлением в этих районах интенсивного разломо- и складкообразования. Сформированные к этому времени офиолиты и островодужные комплексы частью погружаются в зоны субдукции, частью входят в состав амагматических аккреционных клиньев и призм (Куртушибинский, Брусский, Кузнецко-Алатауский офиолитовые пояса), причлененных к окраинам палеомикроконтинентов (Тувино-Северомонгольского, Томского и др.).

Восточная часть Алтае-Саянского, а также Енисейско-Восточно-Саянское складчатые сооружения в среднем кембрии становятся сушей.

Океанические условия и обстановки смещаются на юг и юго-запад в пределы современных Рудного Алтая и Чарской зоны, где в течение позднего кембрия – раннего девона активно проявляются процессы офиолитогенеза и до позднего девона – раннего карбона – островодужные процессы.

В позднем кембрии – раннем силуре (позднем ордовике?) морское осадконакопление в пределах Алтае-Саянской области происходит в остаточных (Западный Саян, Хемчикско-Систигхемский прогиб) и окраинно-континентальных (Горный Алтай) бассейнах с переходной (частично, океанической?) корой. Контуры этих бассейнов маркируются разрывными нарушениями, ограничивавшими в среднем кембрии блоки в пределах активных континентальных окраин.

В конце ордовика-силуре в центральной части Алтае-Саянской области происходят во все увеличивающихся масштабах коллизионные процессы (столкновение палеомикроконтинентов, в частности Томского ПМК с Тувино-Северо-Монгольским, а также последнего с Алтае-Монгольским ПМК, и их аккреция к Сибирскому кратону), сопровождавшиеся интенсивным складкообразованием всех ранее образованных геологических комплексов, гранитогенезом и зеленосланцевым метаморфизмом. В это время формируется Сибирско-Алтае-Саянский континентальный блок.

После непродолжительного перерыва (в раннем девоне-эйфеле) большая часть Алтае-Саянской области и Восточный Саян входят в состав вулcano-плутонического пояса андского типа шириной до 700-800 км – активной континентальной окраины закрывавшегося Чарско (Зайсанско)-Южномонгольского палеоокеана. Этим периодом в истории региона датируется формирование межгорных впадин (Минусинская, Тувинская, Кузнецкая), выполненных континентальными вулcanoгенно-осадочными

комплексами, которые на границе эйфеля и живета были прорваны интрузиями гранитоидов. Более поздние (живет-пермь) геологические образования в пределах названных впадин магматических проявлений не несут и характеризуются терригенным составом. Геодинамический режим этого периода квалифицируется как периколлизионный.

В краевых частях постепенно сужающегося и закрывающегося Чарско-Южномонгольского палеокеана и примыкающих частях Горного Алтая в девоне-раннем карбоне господствует субдукционный режим и формируются островодужные ансамбли энсиматического и, позднее, энсиалического (Жарминско-Саурская, Рудноалтайская и др. дуги) типа. В среднем карбоне-перми происходит столкновение Казахстанского и Сибирско-Алтае-Саянского континентов. Основные коллизионные события этого периода и сопровождающие их геологические процессы (складчатость, метаморфизм, гранитообразование) наиболее активно проявлены в пределах Иртышско-Зайсанской зоны и примыкающей к ней западной части Сибирско-Алтае-Саянского континента. С этим периодом, в частности, связано крупноамплитудное надвигание островодужных комплексов, слагающих Томь-Колыванскую и Салаирскую зоны, на отложения Кузнецкого прогиба. Интенсивность проявления складчатых деформаций в контурах межгорных впадин позднего палеозоя (Кузнецкая, Минусинские и др.) невысока: складчатые структуры относятся к типу брахиформных. Отметим здесь, что основные коллизионные события на Урале и фундаменте Западно-Сибирской плиты датируются примерно этим же временем, т.е. они близсинхронны описываемым.

В начале мезозоя Алтае-Саянская область вступает в платформенный этап своего развития. В раннем триасе в северной части Алтае-Саянская область (Кузнецкий Алатау) локально проявляется геодинамический режим внутриконтинентального рифтогенеза, сопровождающийся проявлением базальтового вулканизма. Вероятно, эти процессы являются слабыми отголосками геологических событий, связанных с проявлением геодинамического режима внутриконтинентального рифтогенеза в пределах Западно-Сибирской платформы (Колтогорско-Уренгойская и др. рифтовые зоны).

В течение триаса возникшие в конце палеозоя горные сооружения постепенно разрушаются.

В ранней-средней юре на всей территории юго-западного обрамления и краевых частях Сибирского кратона происходят складчато-глыбовые поднятия, сопровождающиеся формированием межгорных впадин, большая часть которых локализуется в контурах межгорных впадин позднего палеозоя.

Поздняя юра-эоцен – это период господства в пределах Алтае-Саянской области, Урала, Западной Сибири платформенного режима. На территории медленно погружающейся Западно-Сибирской плиты осадконакопление в этот отрезок времени происходит в морских условиях.

На Урале и Алтае-Саянской области в этот период формируются континентальные равнины. С этим временем в названных регионах связано интенсивное корообразование: здесь образуются мощные коры выветривания химического типа (каолиновые на кислом и никеленосные, силикатные на ультраосновном субстрате).

В олигоцене (неогене ?) – квартере территория Урало-Азиатского пояса – это область проявления различных континентальных геодинамических обстановок.

Значительная часть описываемой территории (Западно-Сибирская плита, Салаир, Центральный Казахстан, Восточный Урал) и в новейшее время развивается в платформенном (континентальных платформ) режиме и лишь на самой северной его периферии осадконакопление происходит в морских условиях.

Большая часть территории (Западный Урал, Западный и Восточный Саяны, Горный Алтай, Енисейский кряж и др.), где на дневной поверхности обнажены складчатые структуры, – это область проявления неотектонического эпиплатформенного орогенеза. Здесь в новейшее время были сформированы горные (низко-, средне- и высокогорные) ландшафты – системы хребтов и разделяющих их впадин. Размах неотектонических движений достигает в Алтае-Саянская область 6-7 км.

Юго-восточная часть Алтае-Саянской области в новейшее время входит в состав линейно-вытянутого субширотного отрезка Байкало-Хубсугульской зоны внутриконтинентального рифтогенеза, в геоморфологическом отношении представляющей собой серию горных цепей и разделяющих их глубоких впадин.

Западно-Сибирская платформа

Западно-Сибирская платформа занимает площадь одноименной низменности (низменной аккумулятивной равнины с абсолютными отметками до 200 м над уровнем моря) и прилегающую к ней с севера западную часть акватории Карского моря. Общая ее площадь около 3,5 млн. кв. км.

До конца 1940 гг. описываемая область оставалась очень слабо изученной. В конце 1940 гг. на ее площади были развернуты геофизические исследования и глубокое бурение. В середине 1950 гг. в районе п. Березово в низовьях Оби было обнаружено первое газовое месторождение, а в 1960-1970 гг. в северной части платформы выявлен и разведан обширный нефтегазоносный бассейн, месторождения которого дают основную часть нефти и газа, добываемых в России.

В строении платформы выделяют три структурных этажа: домезозойский фундамент, нижнемезозойский грабеновый комплекс и мезозойско-кайнозойский плитный чехол.

Фундамент платформы сложен складчатыми комплексами докембрийского и палеозойского возраста. Геологические образования фундамента перекрыты платформенным субгоризонтальным чехлом различной мощности. Глубина их залегания варьирует от сотен метров (западная, южная и восточная краевые части) до 5-8 км (северная и центральная части).

Под плитным чехлом прослеживаются перекрытые им геологические комплексы, входящие в состав Енисейско-Восточно-Саянского, Алтае-Саянского, Обь-Зайсанского, Казахстанского и Уральского складчатых сооружений.

Слагающие фундамент разновозрастные (байкальской, салаирской, каледонской и герцинской стабилизации), в основном вытянутые в близмеридиональном направлении структурные зоны шириной до 250-500 км разделены разноразмерными блоками предположительно раннедокембрийских гранито-гнейсовых образований. Наиболее контрастно и отчетливо прослеживаются под плитным чехлом островодужно-офиолитовые зоны (в частности, Чарская шириной до 200-250 км, именуемая здесь Усть-Балыкской) и окраинно-континентальные андезит-риолитовые с офиолитами (Тюмено-Кустанайская и др.) зоны, перемежающиеся с полосами, сформированными в пределах пассивных континентальных окраин палеомикроконтинентов и сложенными осадочными (терригенно-карбонатными и карбонатными) породами, содержащими (вероятно, в виде аллохтонов) тела альпинотипных ультрамафитов.

Грабеновый комплекс. Фундамент платформы расчленен грабенообразными прогибами, маркируемыми магнитными и гравитационными аномалиями и выполненными отложениями триасового и раннеюрского возраста. Прогибы группируются в зоны, наиболее протяженная из которых (Колтогорско-Уренгойская) имеет длину 2000 км и ширину 250-500 км. Триас представлен здесь континентальными толщами мощностью 2-4 км, сложенными в основном базальтами, реже риолитами и их пирокластитами, а также конгломератами и туфопесчаниками, объединяемыми в туринскую свиту нижнего-среднего триаса. Геодинамический режим формирования грабенообразных вулканогенных прогибов определяется как рифтогенный внутриконтинентальный. Верхнетриасовые отложения в пределах прогибов представлены терригенной лимнической буроугольной толщей (челябинская свита), выходящий на дневную поверхность на Урале восточнее г. Челябинска. В западной части платформы известны ниже-среднеюрские маломощные (0,п км) отложения того же состава, также выполняющие грабенообразные прогибы.

Плитный чехол Западно-Сибирской платформы несогласно перекрывает складчатые комплексы, формировавшиеся в рифее - позднем палеозое в пределах Урало-Азиатского палеоокеана и слагающие ее фундамент, а также грабеновый раннемезозойский комплекс.

Плита представляет собой огромную плоскую впадину (мегасинеклизу). Наиболее нагружена (до 5-8 км) ее северная часть (приложение 5). Мощность сложенного мезозойско-кайнозойскими отложениями плитного комплекса варьирует от первых сотен метров до 8 км.

Залегают плитный комплекс субгоризонтально, но в структуре его нижних горизонтов (как и в структуре доюрского комплекса) отчетливо вырисовываются три обширные синеклизы (Надым-Тазовская на юге, Ямало-Гыданская на севере и Мансийская) и две антеклизы (Хантейская и Кеть-Вахская). В структуре меловой-палеогеновой составляющей чехла Надым-Тазовская синеклиза сохраняется, а на месте Ямало-Гыданской наблюдается палеогеновый Ямалский прогиб - на западе и сложенное меловыми отложениями Гыданское поднятие - на востоке.

На фоне крупных структурных элементов юрско-кайнозойского комплекса вырисовывается множество более мелких структурных форм (брахиформных, коробчатых поднятий и прогибов, сводов, желобов, валов, флексур и др.). Выше по разрезу эти структуры в основном исчезают и кайнозойские отложения образуют синеклизу.

Формирование плитного комплекса в северной части платформы началось в среднем-позднем триасе. Отложения этого возраста образуют здесь горизонтально залегающую толщу прибрежно-морских аргиллитов и алевролитов мощностью 2-4 км. В центральных и восточных частях платформы начало формирования плитного чехла, сложенного аллювиально-озерными отложениями с пресноводной фауной, датируется ранней-средней юрой.

Верхняя юра формируется на фоне общего опускания территории. Отложения этого возраста представлены мелководными морскими сероцветными существенно глинистыми отложениями мощностью 0,1-0,2 км и прибрежно-континентальными песчано-глинистыми угленосными отложениями также небольшой мощности.

Неоком (берриасский-барремский ярусы нижнего мела) сложены морскими песчано-алевролитоглинистыми отложениями мощностью от 0,5 км (средняя часть платформы) до 1-2 км (северная периферия), сменяющимися вверх по разрезу мелководно-морскими терригенными отложениями.

Аптский и альбский ярусы нижнего мела и сеноманский ярус верхнего мела представлены мелководными морскими отложениями (песчаники с прослоями алевролитов и глин или глины с прослоями песчаников) мощностью в первые сотни метров.

Верхний мел сложен терригенным трансгрессивным комплексом варьирующей мощности: от 0,2-0,3 км в средней, до 0,4-0,6 км в восточной и 0,8-1 км в северных частях платформы.

Палеоценовые отложения представлены глинами, глинистыми опоками и глауконит-кварцевыми песками.

Эоцен сложен кремнисто-терригенными отложениями (опоки, трепелы и др.), песчаниками, алевролитами и глинами мощностью 0,4-0,6 км (западная часть платформы) до 0,1-0,2 км (восточная часть).

Олигоцен в нижней своей части представлен морскими глинами с линзами песчаников, сменяющимися вверх по разрезу маломощными (0,1-0,2 км) континентальными терригенными отложениями с прослоями бурых углей. Конец олигоценовой эпохи на большей части плиты ознаменовал смену морского осадконакопления на континентальное.

Неогеновые отложения, развитые в основном в южной части плиты, перекрывают ее чехлом мощностью до 0,1-0,2 км. Представлены они (снизу вверх): озерными, озерно-аллювиальными и аллювиальными (гравелито-песчаными по составу) отложениями.

Квартер образует сплошной чехол мощностью до 100-200 м и более. Генетическая принадлежность слагающих его отложений достаточно широка. Среди них отмечаются аллювиальные, аллювиально-озерные, озерные, гляциальные, флювиогляциальные и морские (северная часть платформы) отложения.

Полезные ископаемые. Большая часть промышленных скоплений углеводородов приурочена к песчаным пластам и пачкам юры и неокома (нефть), апта-альба и сеномана (газ). Наиболее крупные месторождения приурочены к сводовым поднятиям, валам, а внутри них - к брахиформам более высокого порядка. Например, нефтеносными являются Нижневартовский и Сургутский своды в Хантейской антеклизе, наиболее газоносным - Уренгойский вал в Надым-Тазовской синеклизе.

В пределах Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна наблюдается, таким образом, четкая пространственно-временная дифференциация концентраций нефтяных и газовых залежей.

Основные запасы нефти (в том числе, гигантские месторождения Самотлорское, Мамонтовское, Федоровское, объекты Приобской зоны и др.) связаны с нижнемеловыми (в основном, неокомовыми) отложениями и, в меньшей степени, с отложениями апта и верхнемеловыми.

Главные газовые месторождения (Надым-Пурская, Пурско-Тазовская, Ямальская и др. зоны северной и арктической нефтегазоносных областей) приурочены к верхнемеловым и, главным образом, сеноманским отложениям. Отмечу здесь, что глубины залегания кровли сеномана находятся на уровне от -800 м (Мессояхское месторождение до -1200 -1300 м (Уренгойское, Ямбургское и др. месторождения). Высоты (мощности) сеноманских залежей газа измеряются величинами от 50 до 200 и более метров.

Байкальская и Забайкальская области

Байкальская область отделена от Сибирского кратона сходящимися к северу пограничными зонами разломов (Прибайкало-Чуйской и Жуинской), образующими в совокупности его краевой шов. На юге также по разрывным

нарушениям регион граничит с Тувино-Северо-Монгольским массивом и Селенгино-Яблоновой салаирской складчатой системой – северной составной частью Забайкальской области (приложение 6). Последняя представляет собой восточный сегмент Урало-Азиатского подвижного пояса, «открывающегося» в восточной своей части в сторону Тихоокеанского пояса.

Описываемая территория включает в себя тектонические структурные элементы разного возраста и геодинамической принадлежности, а также ареалы развития интрузивного магматизма, как бы «съедающие» их. Автором выделены следующие геодинамические типы тектонических структур:

- пассивная континентальная окраина Сибирского кратона;
- палеомикроконтиненты;
- островодужно-офиолитовые пояса;
- герцинские складчато-блоковые зоны;
- юрско-меловые грабенообразные впадины и прогибы;
- олигоцен-четвертичные впадины и прогибы;
- ареалы развития интрузивного гранитоидного магматизма позднего рифея-раннего палеозоя, позднего (карбон-пермь) палеозоя и юры.

Пассивная континентальная окраина Сибирской платформы рифейского возраста (так называемый Байкало-Патомский складчатый пояс, или мегазоны) сложена терригенно-карбонатными, черносланцевыми и, в меньшей степени, -вулканогенными отложениями общей мощностью 9-11 км. В осевой ее части отмечено Чуйско-Нечерское поднятие, сложенное дорифейскими апотерригенными и аповулканогенными глубокометаморфизованными комплексами (гнейсами и кристаллическими сланцами), представляющими фундамент описываемой мегазоны.

В составе мегазоны выделяют три зоны: Байкало-Патомскую, Чуйско-Тонодскую и Мамско-Бодайбинскую.

Чехол Байкало-Патомской зоны сложен отложениями среднего рифея-венда, объединяемыми в патомский комплекс общей мощностью 8-10 км.

В составе среднего-верхнего рифея выделяют три серии, отвечающих трем седиментационным циклам, каждый из которых начинается конгломерато-гравийно-песчаными отложениями и заканчивается известняками и доломитами. Вендские отложения представлены молассами: конгломератами, гравелитами и песчаниками общей мощностью 0,5-1 км. Отложения патомского комплекса смяты в линейные острые складки. Процессы складкообразования датируются поздним протерозоем-ранним палеозоем.

Чуйско-Тонодская зона представляет собой цепь антиклинальных структур (Чуйский, Тонодский и Нечерский антиклинии), сложенных архею-нижним протерозоем и перекрытых рифейскими отложениями. Архей-нижнепротерозойские первично терригенные (в меньшей степени здесь развиты кислые эффузивы и туфы) отложения (гнейсы и различного состава сланцы) метаморфизованы в зеленосланцевой- амфиболитовой фации и прорваны гранитами возрастом в 1,85-2,1 млрд. лет. На юго-западе зоны эти отложения перекрыты толщей акитканской серии (очень слабо

метаморфизованные континентальные терригенно-вулканогенные отложения, эффузивная составляющая которых представлена трахиандезитами и трахилипаритами) раннерифейского (?) возраста, принадлежащей молассово-порфириковой формации и образующей протяженный пояс. Эти отложения в совокупности с прорывающими их комагматами эффузивов – лейкогранитами – рапакиви, датированными 1,65-1,7 млрд. лет (?), объединяются в одноименный вулканоплутонический комплекс. Предполагается, что акитканский комплекс формировался в раннем рифее в геодинамической обстановке активных континентальных окраин.

Мамско-Бодайбинская зона сложена отложениями верхней части тонодско-бодайбинской серии (кварциты, аркозовые песчаники, полимиктовые песчаники, конгломераты и др.) общей мощностью 10-12 км, метаморфизованными в условиях зеленсланцевой и амфиболитовой фаций. В некоторых блоках рифейского возраста проявлены процессы гранитизации и гранито-гнейсового тектогенеза, сопровождавшегося формированием гранито-гнейсовых куполов. Примером проявления этого типа структур является Мамский синклиорий.

Юго-западная часть Сибирской платформы развивалась в геодинамическом режиме пассивной континентальной окраины предположительно в течение рифея, будучи расположенной севернее существовавшего южнее (в современных координатах) ее Байкало-Витимского палеоокеана, фрагментами ложа которого являются офиолиты одноименного пояса.

Палеомикроконтиненты, отделенные в период своего существования от пассивной окраины Сибирской платформы и друг от друга океаническими бассейнами (выражены в современной структуре офиолитовыми поясами), реконструируются для рифея – начала раннего кембрия. В современной структуре региона они представлены Баргузино-Витимским, Малхано-Яблоновым и Аргунским кристаллическими массивами (приложение 7).

Описываемые структуры характеризуются двухъярусным строением. Нижний ярус (фундамент) сложен глубокометаморфизованными, верхний (чехол) – слабо метаморфизованными и умеренно-деформированными комплексами.

Фундамент Малхано-Яблонового массива сложен отложениями архея-нижнего протерозоя общей мощностью более 5 км, объединяемыми в малханскую серию. Они представлены биотит-амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, слюдяными сланцами и гнейсами, кварцитами и мраморами. В ядерных частях нижнедокембрийских блоков развиты структуры типа гранито-гнейсовых куполов, и проявлены процессы гранитизации. Широко развитием пользуются здесь интрузии раннепалеозойских гранитоидов и габбро.

Основание Баргузино-Витимского массива также сложено метаморфитами амфиболитовой фации. В составе чехла преобладают терригенно-карбонатные отложения с незначительной вулканогенной (эффузивы

среднего и кислого состава) составляющей общей мощностью до 8 км, смятые в брахиформные складки. Большая часть площади Баргузино-Витимского массива (более 120 тыс. кв. км) занимает одноименный гранитный батолит, прорывающий и «замещающий» разновозрастные метаморфические образования архея, нижнего протерозоя и рифея, сохранившиеся участками в кровле батолита. Он имеет сложную (удлиненную в плане) линзовидную форму. Максимальная вертикальная его мощность превышает 20 км. Формирование слагающих батолит гранитоидов произошло в конце протерозоя-начале палеозоя, как предполагается, в период столкновения пассивной окраины Сибирской платформы с Баргузинским, а последнего, в свою очередь, с Малхано-Яблоновым палеомикроконтинентом.

По наиболее поздним данным (В.В.Ярмолюк, В.И.Коваленко, 2003 г.) формирование **Ангаро-Витимского батолита** произошло 320-290 млн. лет назад (U-Pb, Rb-Sr геохронологические исследования), что соответствует позднему карбону-ранней перми.

Массивы баргузинского комплекса распространены по всей площади батолита. Их формирование происходило в два этапа. Породы раннего этапа представлены кварцевыми монцонитами, монцосиенитами, реже кварцевыми сиенитами, образующими небольшие выходы среди более поздних гранитоидов. С породами этого этапа ассоциируют многочисленные синплутонические дайкообразные интрузии базитов. Гранитоиды позднего (главного) этапа представлены нормальными гранитами. Среди них различаются аллохтонные и автохтонные разновидности. Автохтонные гранитоиды, как правило, гнейсовидные и местами характеризуются бездеформационными переходами к метаморфическим породам через зоны мигматитов. Аллохтонные гранитоиды выделяются крупносреднезернистым, а также порфиroidным строением и обладают четкими срезающими границами с вмещающими породами. Предполагается, что обе разновидности гранитов отвечают разным уровням становления батолита, разделенным многокилометровым интервалом глубин и отвечающим уровню зарождения магм (автохтонные гранитоиды) и уровням внедрения перемещенных (аллохтонных) расплавов. Гранитоиды заинского комплекса представлены ранними кварцевыми сиенитами и более поздними лейкократовыми гранитами. Интрузивные массивы этих пород, в основном, тяготеют к юго-юго-восточному наименее эродированному флангу батолита, где общая площадь их выходов превышает 25 000 км³.

Важной особенностью процесса батолитообразования стала его связь со щелочным магматизмом, с продуктами которого породы батолита образуют общий позднекарбонный Баргузино-Витимский магматический ареал. В непосредственном обрамлении батолита щелочные породы образуют две зоны большой протяженности – Сыннырскую (северо-западное обрамление батолита) и Удино-Витимскую (юго-восточное обрамление). Сыннырская зона выделяется по ряду массивов щелочных пород, объединяемых в

сыннырский комплекс. Для комплекса характерны нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, пуласкиты, щелочные граниты, а также субщелочные породы – сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты. Изохронный Rb-Sr возраст этих пород отвечает интервалу 300-285 млн лет.

В составе Удино-Витимской зоны участвуют щелочные пироксениты, ийолиты, уртиты, нефелиновые сиениты и карбонатиты, выделяемые в качестве сайженского комплекса, а также расслоенные габбро-монцитонитовые массивы, щелочные граниты, граносиениты и сиениты. В целом зона наложена на юго-восточную краевую часть батолита.

Одновременно в позднем карбоне – перми функционирует расположенный юго-восточнее вулканно-плутонический пояс и, южнее – Монголо-Охотский океанический прогиб.

Островодужно-офиолитовые пояса в пределах рассматриваемого региона маркируют древние разновозрастные границы зон столкновения (коллизии) пассивной континентальной окраины Сибирской платформы с Баргузино-Витимским палеомикроконтинентом (Байкало-Витимский пояс – средний рифей), Баргузино-Витимского палеомикроконтинента с Малхано-Яблонным (Джидино-Селенгино-Верхневитимский пояс, поздний рифей-венд) и последнего с Аргунским (Агинский пояс, поздний рифей-венд, ордовик-ранний карбон и, предположительно, триас(?)).

Возраст офиолитов и островодужных комплексов в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы, таким образом, постепенно уменьшается в южном направлении.

Пояса представляют собой протяженные (сотни – до 1 тыс. км) линейно вытянутые серии блоков-пластин, сложенных ультрамафитами и мафитами (габбро, толщи спилитов и диабазовых порфиритов в ассоциации с конгломератами и гравелитами мощностью до 3 км).

Верхние части разрезов островодужно-офиолитовых поясов (мощностью до 1,5-2,5 км) сложены островодужными (энсиматические дуги?) комплексами, в составе которых преобладают флишоиды, вулканогенно-кремнистые, терригенные и карбонатные отложения.

Островодужно-офиолитовые комплексы смяты в складки различного типа (от сильно сжатых до брахиформных) и прорваны интрузиями гранодиорит-плагиогранитовой и гранитовой формаций кембрия. Отдельные грабен-синклинории, пересекающие описываемые пояса выполнены красноцветными молласами позднего кембрия.

Герцинские складчатые комплексы сложены отложениями рифея-среднего палеозоя, сформированными, в основном, в мелководных (шельфовых) и, в меньшей степени глубоководных условиях на пассивных окраинах палеомикроконтинентов, и позднее (в позднем палеозое) в разной степени деформированными (смяты в складки, рассечены разрывными нарушениями) и прорванными интрузиями разновозрастных гранитоидов.

Кратко охарактеризуем разрезы основных структур герцинид.

Приаргунская зона (в венде-ордовике – это шельфовая зона пассивной континентальной окраины Аргунского палеомикроконтинента). Низы ее разреза сложены вулканогенно-терригенными отложениями верхнего рифея-венда, метаморфизованными в Р-Т-условиях зеленосланцевой фации. Выше залегают:

- песчано-алевролитово-глинистая толща нижнего венда;
- известняково-доломитовая толща верхнего венда-нижнего кембрия (мощность до 2 км);
- карбонатно-терригенная толща среднего кембрия-нижнего ордовика (1,5-2,5 км);
- карбонатная толща среднего-верхнего ордовика;
- толща морских сероцветных моласс каменноугольного возраста.

Общая мощность рифея-палеозоя в пределах зоны достигает 10 км.

Осадочные толщи, слагающие Приаргунскую зону, смяты в линейные тесно сжатые (до изоклинальных) складки. Время складкообразования датируется поздним палеозоем.

Даурская зона в рифее – начале позднего палеозоя представляла собой шельфовую зону пассивной континентальной окраины Южно-Монгольского срединного океанического бассейна). Разрез зоны имеет следующий вид:

- терригенная толща (верхний протерозой);
- кремнисто-терригенная толща (силур-нижний карбон);
- морская терригенная толща;
- континентальная молассовая толща (средний-верхний карбон).

Осадочные комплексы Даурской зоны в позднем палеозое были смяты в линейные складки северо-северо-восточного простирания и прорваны интрузиями гранитовой формации пермского возраста и габбро-диорит-гранитовой – триасового. Крупные интрузивные тела занимают большую часть площади Даурской зоны.

В состав герцинских структур входит также и Ингодинский (Ингода-Ононский) линзовидный в плане прогиб. Выполнен он, пермско-триасовыми пологоскладчатыми терригенными молассами, несогласно залегающими на среднепалеозойских. Выше по разрезу эти отложения перекрыты континентальными осадочными породами ранней- средней юры мощностью до 2 км (см. ниже).

Юрско-меловые впадины и грабенообразные прогибы образуют пояс шириной более 250 км и протяженностью более 1200 км, пересекающий байкальско-каледонско-герцинский фундамент Байкальской и Забайкало-Охотской складчатых систем и юго-западную часть нижнекембрийского основания Алдано-Станового щита (приложение 7).

Всего закартировано около 200 структур описываемого типа.

В тектоническом отношении пояс представляет собой зону проявления внутриконтинентального рифтогенеза, сформированную в условиях линейного растяжения, которая позднее в результате воздействия процессов

сжатия была преобразована в зону широкого проявления гранитоидного магматизма.

Юрские отложения в пределах описываемой области представлены:

- в Газимурском прогибе – средне-, верхнеюрскими морскими и континентальными терригенными отложениями общей мощностью 4-6 км, смятыми в сундучные брахиформные синклинальные и узкие гребневидные антиклинальные складки;
- в Ингода-Ононском прогибе – ниже-, среднеюрскими континентальными терригенными отложениями мощностью 2 км;
- в Малхано-Яблоновом поднятии – средне-верхнеюрскими континентальными грубообломочными молассовыми отложениями и субщелочными вулканитами основного и среднего состава, перекрытыми конгломерато-песчано-алевритовой толщей с прослоями углей общей мощностью 1-1,5 км.

Нижнемеловые впадины и грабенообразные прогибы выполнены континентальными лимническими преимущественно терригенными угленосными отложениями мощностью до 2-3 км.

Формирование описываемых впадин и прогибов происходило в обстановке проявления растягивающих тектонических напряжений северо-западного направления.

Отметим здесь, что в конце средней – начале поздней юры в южной части области (Даурская, Ингода-Ононская и Газимурская зоны) зафиксировано проявление фазы складчатости. В поздней юре южная часть области – это зона проявления интенсивного интрузивного гранитного магматизма (см. ниже). Интересно отметить, что северо-западнее ее юрские гранитоиды практически не проявлены, но полоса интрузий этого возраста трассируется в СВ направлении в пределы Станового блока Алдано-Станового щита.

Для объяснения механизма и условий образования юрских-раннемеловых впадин привлекаются представления о регенерации на этой территории геосинклинального режима или проявлении процессов тектономагматической активизации. Однако, наиболее вероятным представляется предположение о том, что описываемый пояс в юрское время представлял из себя западную периферийную (краевую) часть Становой активной континентальной окраины «закрывавшегося» в этот период Охотского сегмента Урало-Азиатского палеокеана, тупо выклинивающаяся в юго-западном направлении, либо продолжение этой континентальной окраины (Восточно-Забайкальский ее сегмент).

В конце раннего–позднем мелу отложения, слагающие описываемые прогибы и впадины, испытывают последние складчатые деформации, далее, пояс развивается в платформенном режиме вплоть до новейшего времени.

Олигоцен-четвертичные впадины и прогибы образуют Байкало-Хубсугульский внутриконтинентальный рифтогенный пояс шириной до 400-500 км, протягивающийся от западной периферии Алдано-Станового щита (Чарская впадина) через Байкальскую (Муйская, Верхнеангарская, Северо- и

Южно-Байкальские, Баргузинская и др. впадины) область. Общая протяженность пояса – до 2000 км (приложение 7).

Среди отложений, слагающих описываемые впадины, преобладают континентальные терригенные, разнообразные по гранулометрическому составу и происхождению (лимнические, аллювиальные, склонового ряда и др.) отложения. В разрезе ряда впадин присутствуют также вулканогенные породы основного состава (щелочные базальты).

Зарождение впадин произошло в конце эоцена. В олигоцене-миоцене возникла система рифтогенных впадин, которые заполнялись в этот период в основном тонкообломочными терригенными отложениями аквального ряда. В позднем неогене-квартере в условиях активизации тектонических движений наряду с тонкообломочными формируются и грубообломочные отложения различного происхождения. Наиболее активно вулканические процессы в пределах пояса проявились в неогене. Для описываемой зоны и в четвертичное время характерна высокая тектоническая активность и сейсмичность.

Юго-восточная часть Байкальской и Забайкало-Охотская области в новейшее время развивалась в области господства геодинамического режима эпиплатформенного орогенеза.

Разрывные нарушения новейшего времени наследуют древние разломы. Амплитуды перемещений по разрывам изменяется от сотен метров до 1-1,5 км. Возникшие в результате проявления тектонических движений горные хребты (Яблонувый, Черского, Малханский, Борщовочный, Нерчинский и др.) и разделяющие их межгорные впадины в значительной степени наследуют элементы разрывно-складчатой структуры донеогенового основания описываемой территории. Поэтому ориентировка горных возвышений и разрывно-складчатых структур в общих чертах совпадает.

Среди четвертичных отложений описываемой области большую роль играют обломочные породы, принадлежащие к склоновому (коллювиальные, делювиальные и др.) и аквальному (аллювиальные, озерные и др.) генетическим рядам. В отличие от описанной ранее Байкало-Хубсугульской зоны внутриконтинентального рифтогенеза в области проявления эпиплатформенного орогенного режима вулканические проявления новейшего времени неизвестны.

Ареалы развития интрузивного гранитоидного магматизма датируются поздним протерозоем – ранним палеозоем, девонем-средним карбоном, поздним карбоном – пермью (до триаса включительно) и поздней юрой.

Гранитоиды позднего протерозоя (по новым данным – позднего карбона-перми) известны в пределах Баргузино-Витимского кристаллического массива и Байкало-Патомской зоны (пассивная континентальная окраина Сибирского кратона в рифе).

Гранитоиды, принадлежащие раннему палеозою, наиболее широко развиты в контурах Баргузино-Витимского, Байкало-Витимского, Малхано-

Яблонового и Аргунского палеомикроконтинентов и западной краевой зоне Алдано-Станового щита. Гранитоиды (граниты, граносиениты, гранодиориты и др.) образуют крупные и гигантские по размерам интрузивные тела (батолиты, штоки и др.). Формирование этой возрастной группы гранитоидов, фиксирует период столкновения (коллизии) пассивной окраины Сибирского кратона с Баргузино-Витимским, а того, в свою очередь, – с Малхано-Яблоновым палеомикроконтинентом. Вероятно, часть интрузий (наиболее ранние из них) сформировались в геодинамической обстановке активных континентальных окраин андского типа, проявление которой предшествовало собственно коллизионным событиям.

Ареал интрузий девона-среднего карбона образует пояс северо-восточного простирания шириной 400-700 км и протяженностью более 1500 км, ограниченный на юго-востоке Газимурским прогибом, Ингода-Ононской и Даурской зонами. Пояс охватывает все другие, кроме названных, структурно-тектонические зоны описываемой территории, а также западную часть Алдано-Станового щита (Чаро-Олекминская зона).

Пояс имеет зональное строение: вкrest его простирания происходит закономерное изменение состава слагающих интрузии гранитоидов. Юго-западная полоса представлена зоной развития гранитоидов ультраметаморфического генезиса. Далее на северо-запад она сменяется зоной гранитоидов гранит-граносиенитовой формации. Крайней северо-западной является зона развития малых интрузий, сложенных породами ультращелочного состава, которая частично пространственно совпадает с областью проявления пород габбро-монцонит-сиенитовой формации. Последние образуют выпуклую на север полосу шириной до 200 км, следующую от восточного побережья оз. Байкал до западной периферии Алдано-Станового щита. В этом же направлении у однотипных пород (при фиксированном содержании в них SiO_2) происходит постепенное увеличение содержаний K_2O и общей железистости.

Интрузии позднекаменноугольного-пермского (пермского) возраста образуют пояс шириной 200-300 км, также имеющий северо-восточное простирание.

Гранитоиды этого возрастного уровня развиты южнее Баргузино-Витимского палеомикроконтинента в Западно- и Восточно-Забайкальской зонах и краевой (юго-западной) части Алдано-Станового щита.

По составу среди гранитоидов преобладают калиевые разновидности (биотитовые, биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты), развиты также лейкограниты, кварцевые диориты и диориты.

Северо-западнее этого пояса интрузий, пространственно совпадая с Малхано-Яблоновым палеомикроконтинентом, наблюдается того же простирания прогибы, сложенные пестрыми по составу субщелочными вулканитами (базальты, трахибазальты), перемещающимися с континентальными терригенными отложениями молассового типа. Возраст

этой терригенно-вулканогенной толщи пермский – триасовый. Мощность отложений до 3-4 км.

Формирование интрузий девона – среднего карбона по представлениям И.И.Абрамовича и И.Г.Клушина происходило в контурах надсубдукционной зоны (падавшей на СЗ) активной окраины андийского типа закрывавшегося в это время Хангай-Хентейского палеокеана (северный сегмент Палеотетиса). Гранитоиды позднего карбона-перми относятся к коллизионным. Они образовались в зоне так называемого Хангай-Хэнтэйского гранитоидного ядра, обрамленного с северо-запада и юго-востока вулканическими (надсубдукционными?) поясами.

Ареал развития предположительно коллизионных гранитов поздней юры приурочен в основном к Восточно-Забайкальской зоне (южнее Малхано-Яблонового палеомикроконтинента) и южной части (Становой блок) Алдано-Станового щита.

Как отмечалось ранее, в пределах Алдано-Станового щита граниты этого возрастного уровня входят в состав вулканоплутонического пояса, являющегося элементом окраинно-континентального ансамбля – активной континентальной окраины юры-раннего мела (?) Сибирского кратона.

Юрские гранитоиды описываемой области представлены, в основном биотитовыми гранитами, лейкогранитами и аляскитами, а также гранодиоритами, гранитами и кварцевыми диоритами.

Полезные ископаемые Байкальской и Забайкальской областей связаны с рядом разновозрастных геологических комплексов.

Вулканогенно-осадочные образования нижнего протерозоя в пределах северной части Байкальской области вмещают группу стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений (в том числе, крупнейшее – Холоднинское).

В ультрамафитах среднего рифея, образующих Байкало-Витимский офиолитовый пояс, локализовано Молодежное месторождение богатых высокосортных руд хризотил-асбеста, уникальное по качеству и крупное по размеру. С ультраосновными породами западной части Джидинского пояса, датированного вендом-ранним кембрием, связана группа месторождений ювелирного нефрита (Хангарульское, Хохюртовское и др.)

Мусковитоносные пегматиты Мамской провинции также, как и редкометальные месторождения этого района, генетически связаны с гранитными интрузиями позднего протерозоя.

Металлогеническая специализация разновозрастных гранитоидных комплексов весьма разнообразна.

Наиболее широкий спектр металлических (Pb, Zn, Sn, Ag, Au, W, Mo) и неметаллических (камнесамоцветные сырье: турмалин, топаз, берилл и др.) связан с гранитоидными комплексами юрского возраста. Отдельные, обычно мелкие месторождения Mo, W и Sn сформировались в связи с гранитами среднего-позднего палеозоя.

Нефелиновые сиениты, слагающие интрузии (Сыннырская и др.) позднедевонского возраста и локализованные в Байкальской области, являются алюминиевыми рудами (сырьем для производства глинозема).

Месторождения каменных и бурых углей пространственно связаны с озерными отложениями мелового возраста выполняющими многочисленные грабенообразные прогибы и впадины в южной части описываемого региона.

Россыпные месторождения золота Бодайбинского района приурочены к аллювиальным отложениям четвертичного возраста. Вопрос о коренном источнике золота сконцентрированного в россыпях остается открытым.

История геологического развития Байкало-Забайкальской части Урало-Азиатского подвижного пояса может быть реконструирована следующим образом.

Байкальский этап (рифей-венд) – формирование и функционирование ряда океанических (на океанической коре) рифтогенно-спрединговых бассейнов (Байкало-Витимский, Селенгино-Верхневитимский, Приаргунский и др.), ограниченных континентальными блоками (Сибирский континент, Витимский, Малхано-Яблоновый, Аргунский, Ханкайско-Буреинский палеомикроконтиненты). Южная окраина Сибирского континента и палеомикроконтиненты развивались в обстановке пассивных континентальных окраин (формирование осадочных отложений повышенной и большой мощности разной фациальной принадлежности).

В конце этапа (венд-ранний палеозой) в океанических бассейнах происходит формирование островодужных систем энсиматического и, позднее, на периферии континентальных блоков, – энсиалического типа. Завершается этап коллизией Сибирского кратона с Баргузино-Витимским, а последнего – с Малхано-Яблоновым палеомикроконтинентом. Итог коллизии – формирование структурных зон (островодужно-офиолитовых поясов) (Байкало-Витимский и др.) и проявление масштабного гранитообразования, концентрирующегося, в основном, в контурах палеомикроконтинентов.

Каледонско-герцинский этап (ранний-поздний палеозой) ознаменован функционированием в области, заключенной между Малхано-Яблоновым (окраина сибирского континента с этого времени) и Аргунским ПМК океанического спредингового бассейна (серии бассейнов), простиравшегося далее на восток в субширотном направлении и локализованного в области между Алдано-Становым щитом Сибирского кратона и Ханкайско-Буреинским ПМК и далее на северо-восток.

В этот период (вплоть до раннего мезозоя) формируются офиолитовые, островодужные энсиматические комплексы, осадочные толщи пассивных континентальных окраин. В середине – конце палеозоя (девон-пермь) на южной континентальной окраине Сибирского континента (юго-западная часть Алдано-Станового щита, Малханский, Баргузино-Витимский массивы, Байкало-Патомская зона), Аргунском ПМК, Ханкайско-Буреинском ПМК формируются вулканно-плутонические пояса окраинно-континентального, а в конце этапа – и коллизионного типа.

Вероятно, к концу палеозоя – начале мезозоя Забайкальско-Охотский палеоокеан представлял из себя серию узких остаточных бассейнов на переходной и, частью, океанической коре. В целом же описываемая часть УАПП представляла из себя континентальную область.

Мезозойский этап развития описываемой области ознаменовался регенерацией в позднем триасе – средней юре рифтогенно-спрединговых бассейнов и формированием новых – на переходной и континентальной коре (Газимурский).

В позднеюрскую – раннемеловую эпоху происходит «захлопывание» океанического бассейна, функционировавшего в начале мезозойского этапа между Сибирским континентом, с одной стороны, и Аргунским-Ханкайско-Буреинским ПМК – с другой.

С этим периодом связано формирование в этой области вулканоплутонического (юрский эффузивный и интрузивный магматизм окраинно-континентального (коллизийного?) пояса, вероятным продолжением которого на северо-восток является Кони-Мургальская дуга (зона). Позже (в раннем мелу) в западной части описываемой области формируется пояс грабенообразных прогибов и впадин, выполненных озерными угленосными отложениями. Геодинамическая их принадлежность спорна. Не исключено что формирование их связано с зоной тыловодужного рифтогенеза (элемента активной континентальной окраины, функционировавшей в конце раннего – начале позднего мела в северо-западной части ТПП) в пределах юго-восточной позднемезозойской окраины Сибирского континента.

Кайнозойский этап развития восточной части УАПП характеризуется проявлением в этой области в конце мелового периода – палеогене платформенных условий, зафиксированных в сохранившихся от более поздней денудации кор выветривания. Это время характеризуется господством на описываемой территории платформенных условий.

В конце палеогена – начале неогена восточная часть УАПП вступает в эпоху господства геодинамических режимов внутриконтинентального эпиплатформенного орогенеза и, в Байкало-Хубсугульской зоне – внутриконтинентального эпиплатформенного рифтогенеза.

Геоморфологическим результатом этого является формирование систем протяженных горных хребтов и разделяющих их межгорных впадин, плоскогорий и нагорий. Среди процессов седиментогенеза в областях проявления названных геодинамических обстановок преобладают склоновые, аквальные, в меньшей степени – гляциальные отложения.

Восточный сегмент Урало-Азиатского пояса

В западной своей части он представлен узкой полосой развития палеозойских и мезозойских отложений, слагающих линейно-вытянутые в субширотном направлении, ограниченные тектоническими нарушениями

пластины, зажатые между Алдано-Становым и Ханкайско-Буреинским (Буряя-Цзямусы-Ханкайским) континентальными блоками (приложение 7).

Восточнее (в Приохотской части пояса) серия пластин как бы раскрывается к северо-востоку, образуя широкий веер, и погружается под воды Охотского моря.

Геологические комплексы нижнего палеозоя - перми отделены от вышележащих позднетриасовых отложений региональным несогласием. Они представлены интенсивно деформированными вулканогенно-терригенно-карбонатными (преобладают в восточной части сегмента) и умеренно деформированными терригенно-карбонатными (преобладают в западной части сегмента) отложениями.

Геодинамическая принадлежность геологических комплексов и формаций этого возрастного интервала разнообразна. Среди них известны офиолиты раннепалеозойского возраста (зона Тукуринского разлома, отдельные клиппы на теле Буреинского массива и др.). Вероятно, что в описываемом сегменте присутствуют, также как и в западном, и более молодые – мезозойские – офиолиты.

Широко развиты здесь разнообразные по составу осадочные комплексы (карбонатные, карбонатно-терригенные, терригенно-кремнистые и др.) большой мощности (до 5 – 10 км), сформированные в геодинамических обстановках пассивных континентальных окраин (см. выше).

Отметим, что в южном обрамлении Восточного сегмента (в пределах Буреинского палеомикроконтинента позднего палеозоя - раннего мезозоя) широким развитием пользуются интрузии гранитоидов раннего и позднего палеозоя. При этом в краевой части Алдано-Станового щита гранитоиды этого возраста не проявлены. Эти факты свидетельствуют о мощных фазах складчатости и гранитогенеза, проявленных в начале и конце палеозоя в области пограничной между Алдано-Становым щитом и Ханкайско-Буреинским палеомикроконтинентом (ХБП). В геодинамическом отношении для этого периода может быть реконструирована обстановка активной континентальной окраины, проявлявшаяся в северной краевой части ХБП при падении зоны субдукции в южном направлении. Гранитоиды раннего и позднего палеозоя широко развиты и в восточной краевой части ХБП, что свидетельствует о том, что она в эти периоды также развивалась в окраинно-континентальном режиме.

Триасовые - среднеюрские отложения представлены в основном морскими терригенными фациями и, в восточной части (Торомский, Амгинский синклиналии), – вулканогенно-кремнисто-терригенными (песчано-глинистыми, глинисто-граувакковыми (с подчиненными пластами основных эффузивов) толщами большой (до 5-10 км) мощности.

Верхнеюрские - раннемеловые морские толщи характеризуются терригенным составом и большой мощностью.

Альбские отложения (Торомский прогиб) представлены континентальными обломочными молассами мощностью до 1 км.

В раннем-позднем мелу в восточной части ХПБ широко проявился наземный вулканизм и гранитогенез. С этой эпохой связано формирование мощных субгоризонтально залегающих покровов, сложенных, в основном, кислыми и средними лавами, туфами, игнимбритами и прорывающими их интрузиями гранитоидов.

Анализ приведенного материала позволяет реконструировать геодинамические события конца юры – начала мела и конца раннего-позднего мела следующим образом.

В конце юры - начале мела восточный сегмент УАПП входил в состав окраинно-континентального пояса и представлял собой аккреционную призму, поддвигаемую под Алдано-Становой щит (и надвигаемую в южном направлении на ХБП). Другими элементами этого геодинамического ансамбля являлись (с юга на север):

- преддуговый бассейн (Торомский синклиорий);
- Зейско-Удская вулканическая дуга (одноименный прогиб), по простиранию «замещающаяся» поясом интрузий гранитов в пределах Станового мегаблока Алдано-Станового щита;
- зона тыловодужного рифтогенеза (Чульманская, Токкинская юрские впадины в зоне Станового разлома и пояс интрузий щелочных гранитов и сиенитов).

В конце раннего - начале позднего мела восточный сегмент УАПП и ХБП оказались в составе вулcano-плутонического пояса – элемента активной континентальной окраины северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП), протягивающейся от современной Чукотки вдоль северного побережья Охотского моря в междуречье Амура и Зеи и далее на юго-запад, имея своим продолжением вулканический пояс Большого Хингана. Это область широкого проявления континентального эффузивного и интрузивного магматизма кислого-среднего состава.

Интересно, что описанные выше юрско-меловые грабенообразные впадины и прогибы западной части Забайкалья хорошо «вписываются» в геодинамический ансамбль активных континентальных окраин как Алдано-Станового щита (J_3-K_1), так и северо- западной части ТПП (K_1-K_2), занимая в них положение зоны тыловодужных рифтов.

Ханкайско-Буреинский массив

Ханкайско-Буреинский (Буреинско-Дунбейский, Буря-Цзямуси-Ханкайский) массив [террейн, палеомикроконтинент] (ХБПМ), в своей северо-восточной части фиксирует область смыкания (сопряжения) Урало-Азиатского (УАПП) и Тихоокеанского (ТПП) подвижных поясов.

В отношении природы этого континентального блока сложились различные представления.

Е.Е. Милановский выделяет ХБПМ как самостоятельную (метаплатформенную) область, которая отгораживает УАПП от ТПП.

А.М. Смирнов полагает, что ХБПМ – это часть Китайско-Корейской платформы, отсеченная от нее в результате переработки процессами тектономагматической активизации (деструкции) в рифее.

В.Е. Хаин рассматривает ХБПМ как срединный массив каледонской или более ранней консолидации.

Некоторые геологи (Ю.А. Косыгин и др.) включают в состав ХБПМ также и Аргунский выступ (массив).

Спорной является положение северо-восточной границы массива. Ее проводят по границе Буреинского раннекаледонского массива с Буреинско-Хинганским палеозойским антиклинорием (Е.Е. Милановский) или по восточному флангу последнего (С.А. Салун).

В строении ХБПМ могут быть выделены следующие структурно-тектонические этажи: 1) нижнедокембрийский, 2) верхнедокембрийский, 3) палеозойский, 4) мезозойский и 5) кайнозойский. Каждый из этажей характеризуется индивидуальными особенностями вещественного состава, степенью деформированности и условиями формирования.

Нижнедокембрийский этаж в северной (Буреинской) части ХБПМ представлен отложениями амурской серии (нижний протерозой) общей мощностью, превышающей 4 км: гранат-биотитовыми гнейсами, амфиболитами, двуслюдяными, амфибол-хлорит-биотитовыми и др. гнейсами.

Нижнедокембрийский (архей – нижний протерозой) фундамент Ханкайского блока сложен биотитовыми, биотит-амфиболовыми, гранат-кордиерит-силлиманитовыми парагнейсами, кварцитами, биотитовыми, графитовыми сланцами и мраморами с ортоамфиболитами. Общая мощность отложений, слагающих этот этаж, превышает 10 км. Время проявления гранитизации названных отложений датируется 1,5-1,65 млрд. лет.

Верхнедокембрийский - раннепалеозойский этаж включает отложения верхнего протерозоя и кембрия, отделенные от нижележащего (нижнедокембрийского) и вышележащего (палеозойского) поверхностями регионального размыва и насогласия.

В Буреинском блоке отложения описываемого этажа представлены первично осадочными, участками зонально-метаморфизованными (с формированием гранито-гнейсовых куполов) слюдистыми, силлиманитовыми гранатсодержащими сланцами, филлитами, карбонатными породами, кварцитами и алевролитами. Общая мощность отложений 2-3 км.

В этот структурно-тектонический этаж условно включаются и офиолиты Буреинского и Ханкайского блоков, слагающие пластины и клиппы (Депский массив и др.).

Названные породы образуют складчатые структуры северо-восточного простирания.

В пределах Ханкайского блока разрез рифея - верхнего кембрия имеет следующий вид:

- терригенно-карбонатные (серицитовые, серицит-хлоритовые, графит-серицитовые, серицит-гематитовые сланцы, железистые кварциты, песчаники, алевролиты, мраморизованные известняки, доломиты) и, реже, вулканогенные (основные эффузивы и туфы, ассоциирующие с телами ультрамафитов) образования общей мощностью 5-7 км (рифей-венд);
- карбонатно-терригенная толща (известняки, доломиты, глинистые сланцы, железистые кварциты, песчаники, гравелиты) мощностью 2-6 км (нижний кембрий);
- вулканогенно-терригенная толща молассового типа (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, андезиты, риолиты) мощностью до 2-4 км (верхний кембрий);

Отложения верхнедокембрийского - нижнепалеозойского этажа, вероятно, формировались в геодинамической обстановке пассивных континентальных окраин (основная часть осадочного разреза), рифтогенно-спрединговых хребтов (офиолиты) и активных континентальных окраин.

Отложения верхнедокембрийского этажа смяты в складки субширотного и северо-западного простирания.

В ордовике (?) в краевых частях Буреинского и Ханкайского континентальных блоков фиксируется мощная фаза складчатости и гранитоидного интрузивного магматизма. Так в Ханкайском блоке отмечено внедрение нескольких генераций интрузий диоритов, гранодиоритов и гранитов, в Буреинском – наблюдается последовательное внедрение интрузий кварцевых диоритов, плагиогранитов, гранитов и, наконец, гранодиоритов.

Вероятно, в ордовикское время в пределах периферии ХБПМ господствовал геодинамический режим активной континентальной окраины, а сама она представляла собой вулcano-плутонический пояс.

Средне-позднепалеозойский этап включает в себя разнообразные геологические комплексы этого возраста.

На Буреинском массиве отложения силура-перми представлены мощными терригенными и карбонатными толщами, трансгрессивно залегающими на размытой поверхности отложений нижнего докембрия и ордовикских гранитов.

На Ханкайском массиве силурийско-раннедевонские (?) песчано-глинистые и кремнистые отложения (с подчиненными им туфами и лавами основного и кислого состава) мощностью 3-4 км слагают узкий Западно-Приморский (Гродековский) прогиб (складчатую зону). Выше на размытой их поверхности залегают нижне-, верхнепермские прибрежно-морские и лагунные терригенные (конгломераты, песчаники, алевролиты) и вулканогенные (андезиты, риолиты) образования.

Отложения, объединенные в палеозойский этап, смяты в сильно сжатые линейные складки (нижняя часть разреза) и образуют полого складчатые структуры (верхняя часть разреза).

С концом палеозойской эры связана новая мощная фаза интрузивного и эффузивного (Ханкайский блок) магматизма. Интрузивы представлены гранитами, плагиогранитами и адамеллитами.

Можно полагать, что и в конце палеозоя ХБПМ также, как и в ордовике представлял из себя активную континентальную окраину расположенного восточнее палеоокеана.

На складчатом протерозойско-палеозойском фундаменте залегают отложения, объединяемые в мезозойский и кайнозойский этажи.

Мезозойский этаж. Наиболее полный разрез мезозойских полого складчатых отложений наблюдается в Буреинском краевом прогибе (северо-восточная часть Буреинского блока). Здесь обнажаются (снизу вверх):

- морская терригенная толща (конгломераты, аркозовые песчаники и алевролиты) общей мощностью 4-5 км (средний лейас – мальм);
- терригенная угленосная лимническая толща мощностью 1,5 км (нижний мел).

Наряду с описанными в пределах Буреинского массива наблюдается многочисленные блюдцеобразные впадины типа неглубоких синеклиз и мульд, выполненные кислыми и средними эффузивами и туфами в ассоциации с терригенными континентальными отложениями. Возраст слагающих эти впадины отложений датируется ранним-поздним мелом.

В это время Буреинский блок Ханкайско-Буреинского массива в очередной раз входит в состав активной континентальной окраины Тихоокеанского подвижного пояса. В это время Западно-Сихоте-Алинская зона представляет собой аккреционную призму, а ХБПМ – магматическую (в основном, вулканическую) дугу и, частью, вероятно, зону тылового рифтогенеза.

Кайнозойский этаж. После непродолжительного (палеоген) периода платформенного развития в краевых частях ХБПМ, начиная с неогена, проявились процессы эпиплатформенного орогенеза. В это время возникли низко-, среднегорные хребты Тукуринга, Джагды, Турана, Буреинский, Цаоелин и Синий.

В то же время в осевой (ядерной) части ХБПМ платформенные обстановки продолжают проявляться и до настоящего времени. Эти области известны как Амурско-Зейская, Зейско-Буреинская и Ханкайская равнины.

Обобщенный разрез верхнего кайнозоя названных равнин имеет следующий вид (снизу вверх):

- пески, галечники;
- глины, алевролиты, мелкозерные пески, бурые угли;
- озerno-болотные отложения.

В разрезе этих впадин формируются мощные (до 1-2 км) толщи континентальных отложений различного происхождения. Это аллювиальные, озерные, озerno-болотные отложения, а также отложения склонового ряда.

История развития Восточного сегмента Палеоазиатского океана по данным составленной в ЦНИИгеолнеруд «Палеогеодинамической карты

южных регионов Сибири и Дальнего востока масштаба 1:2500 000 (авторы – В.С.Полянин, Р.Ф.Вафин и др.) представляется следующим образом.

После завершения **позднепротерозойской-раннепалеозойской** коллизии, в результате которой оказались аккрегированными («спаянными») пассивная континентальная окраина Сибирского кратона, Баргузинский и Малханский ПМК, Забайкальский сегмент Палеоазиатского океана сместился южнее и был локализован в области, заключенной между южным фасом Алдано-Станового щита и Малханского кристаллического массива, - с одной стороны, и Ханкайско-Буреинским, Аргунским и Северо-Монгольским ПМК – с другой.

В начале герцинского этапа развития региона (**девон-ранний карбон**) океаническая кора этого (Восточно-Забайкальско-Охотского) бассейна, продуцировавшаяся в пределах рифтинго-спрединговых структур (офиолиты этого возраста известны от Восточного Забайкалья до Охотского моря), поглощалась в зоне субдукции, сформированной южнее Малханского кристаллического массива и падавшей под него. Результатом функционирования этой зоны субдукции является сформированный в это время геодинамический ансамбль активной континентальной окраины андийского типа, в составе которого выделяются следующие зоны:

- преддуговой прогиб (Даурская зона и, вероятно, Малханский и, частью, Баргузинский массивы) – область формирования терригенных и кремнисто-терригенных отложений;

- вулcano-плутонический пояс (Баргузинский массив, южная часть Байкало-Витимской зоны) – ареал развития интрузий гранитов и гранодиоритов асимметрично- зонального строения (в направлении на СЗ ощутимо возрастает роль гранитов);

- зона тыловодужного рифтогенеза (северная часть Байкало-Витимской зоны) – область проявления щелочного интрузивного магматизма (нефелиновые сиениты и щелочные граниты, монцосиениты и др.).

Отметим здесь, что в это время (D-C₁) Алдано-Становой щит, Ханкайско-Буреинский и Аргунский ПМК развиваются в геодинамическом режиме пассивных континентальных окраин. Свидетельством этому является фрагментарное развитие на их окраинах в основном терригенных и карбонатных отложений и полное отсутствие каких-либо проявлений магматизма.

В среднем-позднем карбоне геодинамическая ситуация в регионе значительно изменяется. В это время в пределах Байкало-Витимского пояса, Баргузинского и Малханского кристаллических массивов и Джидинско-Селенгино-Верхневитимского пояса формируется ВПП СВ простираения и симметрично-зонального строения. В осевой его части (Баргузинский массив) картируется зона развития интрузий граносиенитового состава шириной около 100 км и протяженностью более 500 км, обрамленных ареалом проявления гранитов и, далее – по мере удаления от оси пояса – гранодиоритов.

На северо-востоке описываемый ВПП «вклинивается» в область, пограничную между Становым и Алданским геоблоками Алдано-Станового щита, и также, как и в обрамлении ВПП, интрузии здесь представлены гранодиоритами. Отмеченное симметрично-зональное строение пояса с постепенным уменьшением щелочности интрузий гранитоидов в направлении от осевой линии характерно для современных активных континентальных окраин кордильерского типа и структур плюмового типа.

Как полагают некоторые исследователи, ВПП кордильерского типа представляют собой области континентальной коры, под которыми функционирует погруженная по пологопадающей зоне субдукции рифтогенно-спрединговая структура, как бы проплавающая континентальную кору и инициирующая проявление интрузивного корового гранитоидного магматизма со щелочным уклоном. Другие объясняют возникновение подобных поясов и областей функционированием мощных гигантских плюмов мантийного происхождения.

В пермско-раннетриасовое время продолжается функционирование Палеоазиатского океана, как бассейна рифтогенно-спредингового типа: в ряде тектонических блоков в его контурах наряду с отложениями пассивно-окраинного типа установлены офиолиты пермского и раннетриасового возраста.

В это время в обрамляющих Восточно-Забайкальский сегмент палеоокеана континентальных блоках (юго-западная часть Алдано-Станового щита и Малханский массив – с одной стороны и Аргунский массив – с другой) формируются два ВВП.

Первый вулcano-плутонический пояс (Монголо-Забайкальская провинция щелочных гранитов и сиенитов) размером в плане 350 км x более 1000 км имеет СВ простирание. Пояс представлен интрузивами и полями развития эффузивов разного состава и возраста: гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, сиенитами и, редко, нефелиновыми сиенитами.

В пределах пояса намечается 2 типа зональности:

- по составу (постепенное увеличение роли более кислых и щелочных разновидностей гранитоидов в СЗ направлении – в направлении от океана в глубь континента);

- по возрасту (постепенное омоложение возраста интрузий в том же направлении: интрузии ранней перми локализованы в Даурской зоне, более молодые позднепермские-раннетриасовые – в Малханском массиве и севернее).

На северо-востоке пояс тупо выклинивается в ЮЗ части Алдано-Станового щита (здесь развиты интрузии гранодиоритов) и далее следует в виде узкой ветви, постепенно выклиниваясь на север по границе щита и УАПП в виде полосы развития интрузий монцонитов.

Приведенные данные позволяют предположить, что этот ВПП был сформирован в области господства геодинамического режима активных континентальных окраин андийского типа.

Второй пояс гранитных и гранодиоритовых интрузий имеет ССВ направление, его размеры составляют 250 x 250 км (в пределах России). Пояс локализован в пределах Аргунского массива и его обрамления. Возраст интрузий в пределах пояса позднепермский, что говорит о более позднем его формировании по сравнению с первым.

Восточнее Восточно-Забайкальского сегмента Палеоазиатский океан развивается как нормальный межконтинентальный рифтогенно-спрединговый бассейн без обрамляющих его зон субдукции.

В **среднем триасе-начале средней (?) юры** Восточно-Забайкальский сегмент Палеоазиатского океана начинает вырождаться (вулканогенно-кремнистые отложения сменяются терригенными) и в средней-поздней юре «захлопывается». «Захлопывание» этого сегмента сопровождается коллизией Малханского и юго-западной части Алдано-Станового массивов с Аргунским ПМК и формированием здесь коллизионного ВПП шириной до 250 км и протяженностью более 1000 км. В составе пояса преобладают интрузии гранитов и гранодиоритов. Достаточно мощно проявлен и эффузивный магматизм, но более широкого диапазона: от базальтов (трахибазальтов) до риолитов.

В **средней-поздней юре – раннем мелу** в обрамлении и теле Алдано-Станового щита формируется и функционирует геодинамический ансамбль активной континентальной окраины андийского типа, в состав которого входят:

- преддуговой прогиб (Удский);
- вулcano-плутонический пояс (субширотный пояс интрузий гранитов Станового геоблока шириной до 100 км и длиной около 1000 км);
- зона тыловодужного рифтогенеза (Чульманская и др. юрские впадины и севернее – пояс интрузий сиенитов).

В **раннем мелу** на территории Восточного Забайкалья и юго-западной части Станового геоблока (примерно до долготы 121° в.д.) формируется протяженная (более 1500 км) и широкая (более 500 км) зона (пояс) проявления геодинамического режима эпиколлизионного внутриконтинентального рифтогенеза. В этой зоне формируется большое количество рифтогенных структур, выполненных озерными угленосными отложениями. Некоторые из впадин сложены эффузивами основного состава.

Следует подчеркнуть, что геодинамические события, происходившие в течение средней юры-раннего мела в восточной (Приохотской – восточнее долготы 121°) части УАПП, разительно отличались от описанных для Восточно-Забайкальского сегмента.

Начало коллизионных событий, сопровождавшихся проявлением интрузий гранодиоритов и эффузивным магматизмом среднего-кислого состава в Тукуринской и Джагдинской зонах и обрамляющих их Становом и Буреинском массивах, датируются ранним мелом.

В описываемый период (ранний мел – начало позднего мела) на юго-восточной окраине Евразийского континента (юго-восточная часть Верхояно-

Чукотской позднекимерийской области, восточная часть Алдано-Станового щита и аккретированного к нему Ханкайско-Буреинского ПМК закладывается и функционирует Охотско-Чукотско-Катазиатский ВПП – элемент геодинамического ансамбля активной континентальной окраины андийского типа.

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

В состав Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП) входят следующие складчатые сооружения и тектонические структуры другой природы:

- Таймыро-Североземельская область;
- Верхояно-Чукотская складчатая область;
- Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс;
- Анадырско-Корякская складчатая система;
- Олюторско-Камчатская складчатая зона;
- Складчатые сооружения Сихотэ-Алиня и Сахалина;
- Охотоморская впадина;
- Берингоморская впадина (Командорская и Алеутская котловины);
- Хребет Гаккеля и Момский рифт.

Таймыро-Североземельская область

Из-за своего географического положения Таймыро-Североземельская область принадлежит к числу наименее изученных. Северная Земля открыта Б.Вилькицим в 1913 г., впервые обследована Ушаковым и Урванцевым в 1930 гг. Острова Большевик, Октябрьской Революции и Комсомолец представляют собой высокие ледниковые плато с высотами 500-700 м (до 950 м). Ледниковый покров занимает около половины площади архипелага.

Систематическое геологическое изучение Таймырского полуострова началось в 1930 гг. и также связано с именем геолога Урванцева.

В составе Таймыро-Североземельской области выделяют три мегазоны: Северо-Таймырскую, Южно-Таймырскую и Северо-Земельскую. Южная граница области с Сибирской платформой перекрыта юрско-меловыми отложениями, выполняющими Пясино-Хатангский прогиб (приложение 8).

Североземельско-Таймырская складчатая область подразделяется на три мегазоны: Северо-Таймырскую (включающую также юго-восточную часть Северной Земли), Североземельскую (северо-западная часть архипелага Северная Земля) и Южно-Таймырскую. Первая из мегазон по времени проявления складчатых деформаций относится к байкальским, вторая – к каледонским – раннегерцинским, третья – к раннекимерийским структурам.

Северо-Таймырская зона, сложенная складчатыми комплексами докембрия и кембрия, прорванными интрузиями разновозрастных гранитоидов, в новейшее время развивается в платформенном режиме: амплитуды новейших воздыманий не превышают 100-200 м. В геоморфологическом отношении эта область представляет собой низкую денудационную с маломощным элюво-делювиальным (солифлюкционным) покровом четвертичных отложений равнину. В пределах Североземельской части зоны развиты также морские, ледниковые и ледниково-морские отложения квартера.

Северо-Земельская мегазона, сложенная пологоскладчатыми терригенно-карбонатными отложениями ордовика-силура, в новейшее время также развивалась в платформенном режиме. В геоморфологическом отношении она представляет собой аккумулятивную морскую низкую равнину.

Южно-Таймырская мегазона (сложена деформованными терригенными и вулканогенными отложениями кембрия-триаса) в неогене-квартере развивалась в геодинамическом режиме эпиплатформенного оргенеза: амплитуда новейших воздыманий в ее пределах составили 200-800 м. В результате в осевой части мегазоны сформировались низкогорное пологосклонное сооружение – горы Бырранга. Это область широкого проявления денудационных и аккумулятивных процессов. Преобладающими среди формирующихся четвертичных отложений делювиального и коллювиального генезиса.

Пясино-Хагангская юрско-меловая впадина (прогиб) сложена горизонтально залегающими в основном терригенными отложениями, перекрывающими палеозойское-мезозойское складчатое (Таймыр) и платформенное (Сибирская платформа) основание. В новейшее время – это область проявления платформенного геодинамического режима: аккумулятивная низкая равнина - северный сегмент Северо-Сибирской низменности. Отложения, слагающие эту впадину, представлены водно-ледниковыми, ледниковыми, озерными и, частью, морскими четвертичными отложениями.

Северо-Таймырская мегазона (Карский массив, по В.Е.Хаину) подразделяется на 2 зоны: Шренк-Ленинградскую (Шренк-Фаддеевскую) и Северную (Челюскинскую), продолжающуюся в восточной части Северной Земли. В разрезе Шренк-Ленинградской зоны выделяют следующие стратиграфические элементы (снизу вверх):

- тревожинская серия (AR?-PR₁) сложена ортоамфиболитами, амфиболовыми, гранат-биотитовыми гнейсами с прослоями мраморов и кварцитов; мощность серии более 5 км; слагающие серию породы метаморфизованны в условиях амфиболитовой фации, мигматизированы и гранитизированы;

- чукчинская серия (лаптевская свита) представлена комплексом метаморфизованных в зеленосланцевой фации кислых и основных вулканитов (фельзиты, туфы, скилиты, порфириты), филлитов и кварцитов

предположительно ранне-среднерифейского возраста мощностью в первые километры; комплекс дислоцирован, слагающие его породы смяты в линейные складки, в зонах разрывных нарушений наблюдаются тектонические блоки (протрузии) ультрамафитов; геодинамическая обстановка формирования комплекса может быть определена как океаническая (рифтогенно-спрединговая) и островодужная;

- станова свита ($R_2?$ - R_3), несогласно перекрывающая отложения лаптевской свиты, сложена (снизу вверх): конгломератами с галькой гранитов, пестроцветными кварцевыми и полимиктовыми песчаниками и филлитами, водорослевыми доломитами, реже известняками со строматолитами; общая мощность свиты 1,5-4 км; отложения формировались в мелководной обстановке.

Отложения становой свиты на востоке зоны несогласно перекрыты конгломератами и гравелитами кембрийского возраста.

В пределах мегазоны широко развиты гранитные интрузии позднерифейского и позднепалеозойского (карбон-пермь) возраста. Последние сложены в основном гранитами, реже гранодиоритами, щелочными гранитами и гранитогнейсами.

В истории развития мегазоны в неогее реконструируются следующие сменяющие друг друга во времени геодинамические обстановки:

- рифтогенно-спрединговая (R_1 - R_2);
- островодужная (R_1 - R_2);
- коллизионная ($R_2?$ - R_3).

Южно-Таймырская (Бырангская) мегазона шириной 150-200 км имеет близширотное простирание и протягивается более чем на 1100 км. Слагающие ее осадочные комплексы смяты в линейные складки. В составе мегазоны выделяют две зоны: Южно-Бырангскую, сложенную терригенными отложениями позднего палеозоя и траппами раннего триаса, и Северо-Бырангскую, в строении которой участвуют преимущественно глинисто-карбонатные отложения венда-среднего палеозоя.

Наблюдаемый стратиграфический разрез мегазоны имеет следующий вид (снизу вверх):

- юдомий сложен доломитами (мощность несколько сотен метров);
- кембрий представлен конгломератами и песчаниками, сменяющимися выше по разрезу слоистыми и массивными известняками, в том числе глинистыми и, наконец, черными известковисто-глинистыми сланцами (0,6-1,2 км);
- ордовик сложен: в северной зоне – карбонатно-глинистой (известняки, мергели, глинистые сланцы) толщей мощностью около 0,8 км, в южной – мелководными известняками, доломитами и мергелями мощностью до 2,5 км;
- силур представлен: в северной зоне – глинистыми и кремнистыми сланцами, глинистыми известняками и доломитами (0,5 км), в южной – известняками, доломитами и доломитовыми известняками (0,8 км);

- девон сложен: в северной зоне – глинистыми, известково-глинистыми сланцами и глинистыми известняками (1 км), в южной – мергелями, доломитами и гипсами (1,5-2 км);

- нижний карбон представлен органогенными известняками, частично битуминозными (0,5-1,2 км);

- пермь сложена песчано-алеврито-глинистыми осадками с пачками известняков (до 4 км);

- нижний триас представлен континентальным вулканическим (трапповым) комплексом мощность до 2-3 км, в восточной части мегазоны – континентальными прибрежно-морскими терригенными отложениями.

Палеозойские и нижнетриасовые отложения прорваны мелкими штоками граносиенитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов, датированных поздним триасом - ранней юрой. Процессы складкообразования в пределах мегазоны происходили синхронно с гранитообразованием.

Анализ показывает, что в течение палеозоя мегазона входила в состав мобильного (подвижного) внутриконтинентального (на континентальной коре) широтного по простиранию прогиба, расположенного севернее (на северной окраине) Сибирской платформы. Северным бортом этого прогиба (по крайней мере в ордовике-девоне) являлась вероятно Северо-Земельская мегазона. Об этом свидетельствует сходство разрезов названных мегазон как по составу, так и по повышенной (7,0-7,5 км – в Северо-Земельской и до 10-11 км – в Южно-Таймырской зонах) мощности слагающих их отложений.

Северо-Земельская мегазона охватывает северо-западную часть одноименного архипелага. Сложена мегазона мелководно-морскими и лагунными отложениями ордовика-девона, объединяемыми в терригенно-карбонатный комплекс. Складчатые деформации проявлены слабо: породы смяты в простые брахиформные синклинали и разделяющие их гребневидные антиклинальные складки.

Ордовикские отложения в пределах мегазоны представлены карбонатно-терригенной толщей (мощность 2-2,5 км), силурийские сложены мелководными карбонатными отложениями (до 2,5 км) и, венчающие разрез девонские – пестроцветными терригенными, карбонатными и сульфатными отложениями (до 2-2,5 км).

Ордовикские и девонские отложения, слагающие мегазону формировались, вероятно, в пределах внутриконтинентального (на континентальном основании) прогиба в обстановке повышенной подвижности земной коры, о чем свидетельствует большая мощность сформированных в означенное время отложений.

Основные вехи геологического развития Таймыро-Северо-Земельской области в неогее могут быть представлены следующим образом:

- ранний (?) -средний рифей – функционирование на территории Северо-Таймырской мегазоны спредингового (на океанической коре) бассейна, возможно, типа современного красноморского; в осевой его части

происходили процессы офиолитогенеза; позднее, в контурах бассейна сформировались островодужные сооружения (энсиматическая дуга или дуги);

- конец среднего-поздний рифей – проявление коллизионных событий и сопровождавших их складкообразования, гранитогенеза и др., связанных с закрытием (захлопыванием) островодужно-спредингового бассейна;

- венд-пермь (ордовик-девон – на Северной Земле) – функционирование континентального (на континентальной коре) шельфового бассейна, в пределах которого, в основном в условиях повышенной мобильности происходило формирование терригенно-карбонатных отложений большой мощности (7-11 км), в конце эпохи – мощная фаза гранитогенеза, связанная с закрытием этого бассейна;

- ранний триас – проявление в южной части области траппового эффузивного магматизма;

- конец триаса - начало юры – проявление процессов складкообразования (древнекиммерийская фаза тектогенеза) и интрузивного гранитного магматизма.

- мел-палеоген (на большей части территории – юра-квартер) – господство платформенного режима;

- неоген-квартер – проявление в пределах Южно-Бырангенной зоны процессов эпиплатформенного орогенеза низкой интенсивности, результатом чего явилось формирование низких гор Быранга; остальная часть области и в новейшее время продолжает развиваться в платформенном режиме.

Верхояно-Чукотская складчатая область

На западе и юго-западе Верхояно-Чукотская область (ВЧО) граничит с Сибирской платформой, на юге и юго-востоке складчатые ее структуры несогласно перекрыты вулканитами и прорваны интрузиями, принадлежащими Охотско-Чукотскому вулcano-плутоническому поясу, на севере – перекрыты позднемезозойским-кайнозойским чехлом современных Лаптевоморской, Восточно-Сибирской и Чукотской пассивноукраинных областей.

В орографическом отношении в пределах ВЧО наблюдается сочетание крупных средневысотных хребтов (Верхоянский, Черского, Момский), плоскогорий (Эльгинское и др.) и аккумулятивных низменностей (Кольмская, Яно-Индигирская). Юго-западную часть ВЧО занимают вытянутый в северо-западном направлении протяженный (около 2000 км), широкий (до 200 км) S-образный средневысотный (с абс. отм. до 2-2,4 км) Верхоянский хребет (в южной части – хр.Сетте-Дабан). Северо-восточнее простирается хребет Черского с высотами до 2,5-3,15 км и Момский.

Между Верхоянским и Черского хребтами находятся Янское, Эльгинское и Оймяконское плоскогорья. К северу и северу-востоку от Момского хребта

локализованы Алазейское и Юкагирское плоскогорья и Колымское нагорье (высоты до 1-1,6 км).

В самой северо-восточной части находятся Олойский, Анюйский и Чукотский хребты. Северную часть области занимают Яно-Индибирская и Яно-Колымская низменности, граничащие с шельфом морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

В составе ВЧО выделены следующие структурные элементы (приложение 9):

- Предверхоянский краевой прогиб;
- Верхояно-Индибирская складчатая система;
- Колымо-Омолонский массив;
- Уяндино-Ясачненский межструктурный вулканоплутонический пояс;
- Новосибирско (Анюйско)-Чукотская складчатая система.

Предверхоянский краевой прогиб (длина 1300 км, ширина 50-100 км, до 150 км на юго-востоке) сложен континентальными и морскими терригенными отложениями юрского и угленосными молассами раннемелового (частично, позднемелового) возраста мощностью до 4-5 км. Дорифейский фундамент под прогибом залегает на глубинах от 5 до 10-15 км.

Залегание мезозойского терригенного комплекса пологое моноклиальное в западной части прогиба и линейно-складчатое – в восточной.

Верхояно-Индибирская складчатая система представляет собой S-образно искривленный широкий (до 400-500 км) пояс складчатых структур, заключенных между Сибирской платформой и Колымо-Омолонским массивом. В составе ее выделяют два структурных элемента: Верхоянский мегантиклинорий и Яно-Индибирский мегасинклинорий.

В строении **Верхоянского (на юге – Сетге-Дабанского) мегантиклинория** принимают участие отложения карбона- перми и, отчасти, триаса, смятые в линейные умеренно и сильно сжатые складки.

В пределах **Яно-Индибирского синклинория**, на юго-востоке расщепляющегося на два (Южно-Верхоянский и Индибирско-Колымский, «облегающие» Охотский массив), наиболее широко развиты терригенные отложения триасового возраста. Синклинорий характеризуется полого-складчатой (развиты гребневидные и куполообразные складки) структурой.

Верхояно-Индибирская складчатая система, начиная с рифея и до средней юры, представляла собой пассивную континентальную окраину Сибирского кратона. В ее контурах на дорифейском складчатом основании залегают (снизу вверх)

- рифейский карбонатно-терригенный комплекс;
- венд-среднепалеозойский карбонатный (местами с кремнистыми и вулканогенными породами в составе) комплекс;
- позднепалеозойский-раннемезозойский (средний карбон-средняя юра) морской терригенный комплекс (Верхоянский комплекс).

Суммарная мощность осадочного чехла в пределах Верхояно-Индибирской системы изменяется от десятков и первых сотен метров в

областях выхода на дневную поверхность фундамента (Охотский массив) до 4-5 км (Яно-Индибирский мегасинклиорий) и более.

Рифейско-среднеюрский осадочный комплекс в эпоху позднекеммерийской складчатости (поздняя юра – ранний мел) был деформирован и в восточной, северо-восточной своей части (обрамление Колымского массива) прорван интрузиями гранитоидов, образующими Уяндино-Ясачненский коллизионный вулканоплутонический пояс.

Колымо-Омолонская аккреционно-коллизионная область объединяет два сближенных массива (Колымский и Омолонский), разделенные Примолонским прогибом, выполненным триасовыми и раннеюрскими отложениями, смятыми в брахиформные складки. В состав названной области включаются также Олойская и Южно-Анойская структурные зоны.

Колымский массив имеет в плане вид треугольника. В его структуре выделяют внешнюю и внутреннюю зоны.

Внешняя его зона представляет собой серию глыбовых и складчатоглыбовых поднятий (Полоусный, Момский, Приколымский горст-антиклинории или перикратонные блоки), сложенных терригенно-карбонатными комплексами позднего протерозоя и раннего-верхнего палеозоя.

Ряд мелких тектонических блоков в составе Омудевского поднятия сложен ультрамафитами дунит-гарцбургитовой формации, ассоциирующими с основными вулканитами девонского возраста и принадлежащими предположительно офиолитовой ассоциации. Внутренняя зона позднемезозойских и кайнозойских впадин сложена субгоризонтально залегающими осадочно-вулканогенными отложениями верхней юры («Илинь-Тасский антиклинорий») и, выше – угленосными молласами нижнего мела (Зырянская впадина).

В контурах внутренней зоны расположено **Алазейское поднятие**, в строении которого участвуют тектонические блоки, сложенные раннедокембрийскими метаморфитами и гранитами, рифейские глаукофансланцевые комплексы, раннекаменноугольные вулканогенно-глинисто-кремнистые (с ультрамафитами) образования, среднекаменноугольными-позднепермскими терригенно-туфогенными пологоскладчатыми комплексами. В обрамлении Алазейского поднятия широким развитием пользуются ранне- и позднемеловые вулканиты, образующие субширотного простирания «полосу», соединяющийся с Охотско-Чукотским вулканоплутоническим поясом.

Приведенные по Колымскому массиву сведения определенно свидетельствуют о том, что эта структура не может рассматриваться как некий единый блок (срединный массив или палеомикроконтинент). Он представляет собой, вероятно, коллаж (серию мелких приведенных в соприкосновекин разнородных) тектонических блоков –пластин различной природы и состава, сформированных в различных геодинамических обстановках (океанической, островодужной, пассивно-окраинной и др.) и

причлененных друг к другу и к пассивной окраине Сибирского кратона, вероятно, в конце юрского-начале мелового периодов.

Омолонский массив имеет двухчленное строение. Фундамент его сложен архейскими метаморфическими комплексами. Разрез слабо деформированного пологозалегающего чехла массива представлен (снизу вверх): разделенными несогласием терригенно-карбонатными отложениями рифея и ордовика → кислыми вулканитами девона → карбонатными отложениями нижнего карбона → терригенными отложениями перми-мела.

В **Уяндино-Ясачненский вулcano-плутонический пояс** объединяются следующие сформированные в средней юре-раннем мелу структуры маркирующие границу и наложенные на геологические образования, слагающие краевые части Верхояно-Индибирской и Колымо-Омолонской структур:

- Иньяли-Дебинскую (на северо-востоке – Полоусненскую) «синклинорную» зону, сложенную осадочными и вулканогенно-осадочными комплексами средней-верхней юры, накопившимися в шельфовых обстановках в пределах тыловодужного бассейна и смятыми в сильно сжатые (до изоклинальных) складки;

- Момо-Селенняхский «прогиб», выполненный вулканогенно-терригенными отложениями средней-верхней юры, сформировавшимися в пределах островной вулканической дуги энсиалического типа; вулканиты в нижних частях разреза имеют средний или контрастный состав, в верхний – преимущественно кислый;

- Илий-Тасскую «антиклинорную» зону, сложенную туфогенно-терригенными отложениями верхней юры, слагавшими в это время преддуговую террасу.

Отложения, слагающие названные структуры прорваны интрузиями коллизионных гранитоидов, имеющими в основном раннемеловой возраст. Граниты развиты также в краевой северо-восточной зоне Верхне-Индибирской области, где образуют Кулар-Нерский пояс.

Олойская зона имеет складчато-глыбовое строение. Сложена она, в основном, пологозалегающими терригенными, туфогенно-троерригенными, и вулканогенными отложениями триаса, верхней юры – нижнего мела. В отдельных тектонических блоках обнажаются карбонатные, терригенные, кремнистые и вулканогенные интенсивно дислоцированные отложения докембрия и девона – верхнего палеозоя. В средней части зоны закартированы тектонические блоки в составе которых зафиксированы фрагменты ультрамафитовых и офиолитовых массивов средне-позднекаменноугольного возраста, островодужных вулканогенных сооружений и глаукофановые сланцы.

Расположения северо-восточнее Олойской **Южно-Анюйская шовная зона** имеет чешуйчато-надвиговое строение и представляет собой сутурную зону в состав которой входят тектонические блоки, сложенные юрскими

офиолитами, раннемеловыми флишоидами и молассами, прорванными интрузиями раннемеловых гранодиоритов.

Можно предполагать, что описанные зоны фиксируют положение (в современных координатах) существовавшего здесь в палеозое и начале мезозоя океанического бассейна («Южно-Анюйского палеоокеана») или серии бассейнов, разделенных континентальными блоками. Закрытие этого бассейна, сопровождавшееся проявлением складчато-глыбовых и складчато-надвиговых дислокаций и гранитоидного интрузивного магматизма, датируется ранним мелом.

Антиклинорные и синклинорные структуры (Анюйская, Чаунская, Чукотская) северо-западного – субширотного простирания, а также Восточно-Чукотский «срединный» массив, рассматриваемые в составе **Новосибирско-Чукотской складчатой системы**, сложены, в основном, морскими и континентальными терригенными и, в меньшей степени, карбонатными отложениями триаса-нижнего мела. Чехол Восточно-Чукотского массива (фундамент представлен архейскими гнейсами и мигматитами) сложен терригенно-карбонатными комплексами ордовика – нижнего карбона). Названные комплексы были сформированы в пределах палеозойской – раннемезозойской пассивной континентальной окраины (на утоненной континентальной коре) Американо-Чукотско-Аляскинского континента, «обрамлявшего» в это время с севера Южно-Анюйский палеоокеан. В средней юре – раннем мелу, отвечающим периоду главных коллизионных событий в пределах восточной части Евразии, эти отложения подвергались складчатым деформациям различной степени интенсивности. Так, в Анюйской зоне складчатые структуры относятся к глыбовым и брахиформным, а в Чаунском мегасинклинии развиты линейные складчатые формы. Широким проявлением в пределах рассматриваемой складчатой системы пользуются коллизионные раннемеловые по возрасту гранитоиды.

Полезные ископаемые Верхояно-Чукотской области – это месторождения золота, олова, вольфрама и многих других металлов и неметаллов. Золотоносные россыпи Яно-Колымской провинции возникли, в частности, за счет размыва и аккумуляции продуктов разрушения коренных месторождений золота, генетически связанных с окраинно-континентальными и коллизионными гранитоидами поздней юры – раннего мела.

Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс

Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс (ОЧВП) протягивается в СВ направлении вдоль СЗ побережья Охотского моря через Анадырское плоскогорье до южного побережья Чукотского побережья и в ЮВ направлении – на восточную окраину Ханкайско-Буреинского массива и далее – в Китай (приложение 9).

Это один из грандиознейших вулканоплутонических поясов мира. Длина его более 3200 км, ширина – 100-300 км, площадь превышает 500 тыс. кв. км. Пояс впервые выделен и описан Е.К.Устиевым.

Вулканогенные породы, образующие ОЧВПП, перекрывают юго-восточную часть Верхояно-Чукотской складчатой области, Алдано-Станового щита и Ханкайско-Буреинского массива.

Земная кора под ОЧВПП имеет континентальный характер: мощность ее изменяется от 40 км на СЗ до 30-35 км на ЮВ.

Формирование пояса датируется серединой альба – серединой сеномана, на некоторых участках – аптом-палеогеном.

В строении пояса выделяют две зоны: внешнюю (обращенную на СЗ) и внутреннюю (обращенную на ЮВ).

Общая мощность вулканогенных образований изменяется от 1,5-2 км (максимальная – 3-3,5 км) во внешней зоне пояса до 4-5 км (максимальная – 7 км) – во внутренней зоне.

Состав вулканитов в составе названных зон также различается.

Во внешней зоне (обращенной к материку) преобладают средние и кислые вулканиты, образующие временной формационный ряд: андезитовая (и андезит-базальтовая) формация → риолит-дацитовая формация (лавы и туфы риолитов и дацитов, игнимбриты, экструзивные образования). В северной части отмечаются также вулканиты контрастных (базальт-риолитовая и др.) формаций.

Во внутренней зоне преобладают вулканиты основного состава: высокоглиноземистые базальты и андезито-базальты и подчиненные им андезиты, дациты и риолиты. Широкое проявление андезитов турона отмечено только в северной части пояса, а риолит-андезитовых игнимбритов – в центральном его сегменте.

Вулканические породы характеризуются субгоризонтальным и пологим моноклиналильным залеганием.

С вулканитами тесно пространственно и генетически связаны интрузии гранитоидов и более основных пород, занимающие до 20 % площади пояса.

Во внешней зоне распространены интрузивы гранодиорит-гранитовой формации, во внутренней – тоналит-диоритовой (габбро, габбро-диориты, диориты, тоналиты и плагиограниты).

Магматические породы внешней части пояса несогласно перекрывают (и прорывают) складчатое основание Верхояно-Чукотской области, формирование которого датируется границей юры и мела (позднекимммерийская фаза тектогенеза). Магматиты внутренней зоны согласно перекрывают позднюрские – раннемеловые осадочно-вулканогенные образования Кони-Тайгоносской складчатой системы.

ОЧВПП сформирован на границе раннего и позднего мела на активной континентальной окраине Евразийского континента этого периода (ВВП, СП, УАПП, Ханкайско-Буреинский массив и Китайско-Корейская платформа) над наклоненной в СЗ направлении зоной субдукции.

Элементами этой геодинамической системы являлись также геологические комплексы, объединяемые в Анадырско-Корякскую складчатую систему (см. ниже) и представлявшие в это время амагматичную аккреционную призму на границе погружавшейся под Сибирский (Евразийский) континент Тихоокеанской плиты.

В палеогене-миоцене ОЧВПП находился в области проявления платформенного режима. В новейшее время (с плиоцена ОЧВПП – это область проявления блоковых поднятий умеренной (до 1-2 км) амплитуды и сопровождающего их горообразования. Юго-восточный фланг пояса в новейшее время был опущен и перекрыт миоцен-четвертичными осадками Охотского моря.

Анадырско-Корякская складчатая система

Анадырско-Корякская складчатая система (покровно-складчатая система Корякского нагорья) характеризуется корой субконтинентального (около 30 км) типа. Это область наиболее широкого проявления тектонических покровов, в строении которых большую роль играют офиолиты, и весьма незначительного развития гранитоидов (приложение 10).

Корякское нагорье, пространственно совпадающее с описываемой складчатой системой, представляет собой среднегорную область высотой до 1,5-2,5 км. В орографии региона сочетаются два структурных плана: наличие хребтов СВ простирания, следующих мезозойской структурной зональности, и проявление в центральной части его новейшего сводового поднятия, от которого радиально расходятся большинство рек.

На северо-западе она граничит с геологическими структурами Кони-Тайгоносной мезозойской, на юго-востоке – Олюторско-Камчатской кайнозойской складчатых систем.

Юго-восточное ограничение зоны – Ватынская надвиговая зона, по которой складчатые комплексы Олюторско-Камчатской системы в конце палеоцена были надвинуты на Анадырско-Корякскую.

Ширина описываемой складчатой системы изменяется от 100-200 км (ЮЗ часть) до 400 км (СВ часть), протяженность составляет около 1000 км.

В структуре складчатой системы выделяют четыре зоны покровно-чешуйчатого строения. Зоны представляют собой совокупность блоков-пластин, сложенных разновозрастными (палеозой, мезозой) и разнотипными геодинамическими комплексами, в том числе офиолитовыми, островодужными, пассивно-окраинными и др.

Каждая более западная зона надвинута на более восточную в юго-восточном направлении. Время формирования покровов домаастихтское.

Палеозойские отложения представлены терригенными и терригенно-вулканогенными (в том числе, офиолитовыми) образованиями, сформированными в океанических условиях.

Мезозойские (юра-ранний мел) отложения западной части складчатой системы представлены терригенными морскими отложениями, сходными с отложениями Верхояно-Чукотской области. Среди отложений восточной ее части преобладают терригенно-кремнистые отложения с горизонтами основных лав (в том числе, принадлежащие офиолитовой ассоциации).

Позднемеловые отложения представлены континентальными и прибрежно-морскими разностями, источником обломочного материала для формирования которых являлись горные сооружения Охотско-Чукотского пояса и внутренние поднятия.

Маастрихт-палеогеновые отложения общей мощностью до 3-6 км формируют континентальный молассовый комплекс.

В западной части описываемой области в составе так называемого Предкорякского краевого прогиба развиты слабо деформированные континентальные и прибрежно-морские терригенные, вулканокластические и вулканогенные (базальты, андезиты) отложения эоцена-четвертичного периода мощностью 2-3 км.

Кони-Тайгоноская (Удско-Мургальская) складчатая система

Названная структура представляет собой узкую протяженную (до 1700 км) СВ простирания зону, слагающую основание внутренней зоны ОЧВП. Она характеризуется зрелой континентальной корой мощностью 35-40 км.

В ее составе выделяют три элемента: Тайгоносский массив, Северо-Тайгоносский синклиорий и Южно-Тайгоносский антиклиорий (приложение 10).

Тайгоносский массив сложен архейскими (возраст метаморфизма 2,7-2,8 млрд. лет) образованиями: гранат-биотитовыми парагнейсами, плагиогнейсами, амфиболовыми и гиперстеновыми гнейсами и амфиболитами. Мощность толщи метаморфических пород более 4 км.

Северо-Тайгоносский синклиорий выполнен терригенными и вулканогенными отложениями триаса-нижнего мела.

В строении Южно-Тайгоносского антиклиория принимают участие отложения следующих возрастных уровней:

- нижнего-среднего палеозоя(?) (терригенно-кремнистые и вулканогенные отложения: песчаники, алевролиты, туфы, риолиты, спилиты) мощностью до 3 км;

- позднего палеозоя-раннего мезозоя (во внешней зоне – толща морских терригенных и вулканогенных отложений задугового бассейна мощностью до 10-12 км; во внутренней – толща андезито-базальтов, андезитов и терригенных отложений магматической дуги мощностью 3-4 км);

- поздней юры – раннего мела (наземные риолитовые игнимбриты, андезиты, базальты, сменяющиеся вверх по разрезу морской терригенной толщей, выше – континентальной угленосной конгломерато-песчано-

глинистой толщей и, наконец, - вулканитами контрастной базальт-риолитовой формации) мощностью до 3-5 км.

Олюторско-Камчатская зона

Олюторско - Камчатская складчатая зона охватывает полуостров Камчатку, восточную часть Корякского нагорья и западный мелководный участок Берингова моря (приложение 10). Суммарная её длина около 1600 км, ширина 250-400 км.

Мощность земной коры в пределах описываемой территории изменяется от 30 км (восточная и северная её части) до 35-42 км (западная и срединная части).

В разрезе зоны выделяется три структурных этажа: доверхнемеловой (метаморфический фундамент), верхнемеловой-нижнеогеновый и плиоцен-четвертичный.

Геологические комплексы, слагающие **фундамент**, сложены триас-юрскими терригенными отложениями, составляющими единое целое с фундаментом Охотоморского массива и – на северо-западе – мафит-ультрамафитовыми комплексами, ограничивающими зону по серии разрывов шарьяжно-надвиговой кинематики.

Мел - миоценовый комплекс подразделяется на 3 этажа: верхнемеловой-палеоценовый (мощные терригенные, в восточной зоне – вулканогенные с телами ультрамафитов толщи); эоцен-олигоценый (морские и прибрежно-континентальные вулканогенные и терригенные отложения) и миоценовый (континентальные вулканиты среднего-основного состава, прибрежно-морские и континентальные терригенные породы).

Плиоцен-четвертичный комплекс сложен почти недеформированными континентальными отложениями аквального и склонового рядов и вулканитами различного (главным образом, основного) состава.

Верхнемеловые офиолиты и ассоциирующие с ними островодужные комплексы Центрально-Камчатского, Восточно-Камчатского, Говен-Карагинского и Олюторского поясов: по палеомагнитным данным сформировались примерно в 1500 км юго-восточнее их нынешнего положения в пределах так называемой Ачайваям - Валагинской островной дуги, располагавшейся в это время примерно на широтах 40-50°. Эта дуга, заложенная над зоной субдукции юго-восточного падения, отсекала от окраины Евразийского (Сибирского) материка океанический бассейн шириной 1000-1500 км.

В течение палеоцена по падающей на юго-восток зоне (зонам?) субдукции, сформированные в контурах различных структурных элементов (задуговые бассейны, магматические дуги и др.) офиолиты и преимущественно вулканогенные островодужные образования были транспортированы в северо-западном направлении и в конце этой эпохи сложенные ими массивы (блоки, пластины) пришли в соприкосновение и

столкнулись (коллизия) с окраиной Сибирского (Евразийско-Северо-Американского) материка или, точнее, с обрамляющей её юго-восточной периферией аккреционной призмы (Анадырско-Корякская складчатая система).

В начале эоцена происходит перескок (и переориентация) зоны субдукции и формируется новая зона (зоны) субдукции, наклоненная на запад-северо-запад – в сторону Палеокамчатского континента. С функционированием этой зоны (возможно, серии зон, последовательно «перескакивающих» на восток) связано формирование окраинно-континентальных (на коре субконтинентального типа) вулcano-плутонических поясов: Западно-Камчатско-Корякского ($Pg^2_2-Pg_3$), Центрально-Камчатского (Pg^3_3-Q) и Восточно-Камчатского (N_2-Q_1). Вулканыты, слагающие выходящие на дневную поверхность постройки, принадлежат базальтовой, андезит-базальтовой и андезитовой формациям.

В конце миоцена-квартере закладывается новая система глубоководных желобов и островных дуг и формируется Алеутская островная энсиматическая дуга, отгородившая с юга Берингоморский океанический бассейн.

Складчатые сооружения Сихотэ-Алиня и Сахалина

Названные складчатые сооружения, традиционно именуемые Сихотэ-Алиньской складчатой системой (САСС) и складчатым сооружением Сахалина (ССС) целесообразно рассматривать совместно, т.к. некоторые тектонические структуры, выделяемые в их контурах, являются общими, представляя собой элементы единых разновременных геодинамических ансамблей.

В структурах САСС и СССР традиционно выделяют ряд «антиклинориев», «синклинориев», «прогибов» и поясов, представляющих собой структуры другой тектонической природы (приложения 11 и 12):

- Западно – Сихотэ – Алинский синклинорий;
- Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня;
- Восточно-Сихотэ-Алинский синклинорий;
- Прибрежный (Тетюхинский) антиклинорий;
- Восточно-Сихотэ-Алинский вулcano-плутонический пояс;
- Татарский прогиб;
- Восточно-Сахалинская мегазона;
- Центрально-Сахалинская шовная зона;
- Северо-Сахалинский прогиб;
- Восточно-Сахалинская мегазона.

Складчатое сооружение Сихотэ-Алиня, на западе граничит с Ханкайско-Буреинский «массивом» (Буреино-Дунбэйская метаплатформенная область – по Е.Е.Милановскому), фундамент которого сложен мегаморфитами раннего докембрия. Восточная часть СССРА (Восточно-Сихотэалинский вулcano-

плутонический пояс) входит в геодинамическую систему активной континентальной окраины позднего мезозоя-раннего кайнозоя (позднего мела-палеоцена), членами которой в этот период являлись также Западно-Сахалинская мегазона (в качестве преддугового бассейна (террасы).

В геологическом строении САСС принимают участие отложения следующих возрастных уровней:

- среднего-позднего палеозоя (вулканогенно-кремнисто-терригенные и вулканогенные, начиная с карбона, – карбонатно-терригенно-кремнистые отложения, принадлежащие офиолитовым, энзиматическим островодужным и, вероятно, пассивно-окраинным комплексам, образуют ограниченные разрывными нарушениями, вытянутые в меридиональном направлении блоки в пределах Главного антиклинория Сихотэ-Алиня; возможно, названные блоки входят в состав юрской олистостромовой толщи аккреционной призмы);

- триаса-юры (кремнисто-терригенные и вулканогенные, в верхней части – флишоидные толщи, смятые в сильно сжатые опрокинутые на СЗ линейные складки северо-восточного простирания слагают складчатое основание Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинского синклинориев, Прибрежный и Главный антиклинории; частью входят в состав юрской аккреционной призмы);

- раннего мела (берриас-баррем) (терригенные песчано-глинистые отложения, продукты аккумуляции горного сооружения, возникшего в конце юры);

- конца раннего (альб) – начала позднего мела (вулканогенные породы кислого и среднего состава, залегающие несогласно на складчатом основании и их интрузивные комагматы проявлены в Главном антиклинории, Западно-Сихотэ-Алинском синклинории и Буреинском массиве);

- позднего мела (турона) – палеоцена (наземные кислые и средние по составу лавы и туфы дацитов и риолитов и, в меньшей степени, – основные в ассоциации с интрузивными их комагматами – гранодиоритами, диоритами образует вулканогенную толщу субгоризонтального залегания мощностью 2-4 км, образующую пояс шириной 50-60 км и протяженностью 1250 км; по геофизическим данным пояс продолжается под дном Охотского моря, смыкаясь с южной частью Охотско-Чукотского пояса);

- эоцена-раннего неогена (наземные вулканы преимущественно базальтового, реже – андезито-базальтового, андезитового и, редко, риолитового состава, развитые в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса и акватории Татарского пролива и Западно-Сихотэ-Алинской зоне, образуют меридиональные пояса);

- позднего неогена – квартера (наземные вулканы толеит-базальтовой серии в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе и акватории Татарского пролива и щелочно-базальтовой – в Западно-Сихотэ-Алинской зоне образуют меридиональные пояса).

С востока складчатая система Сихотэ-Алиня по зоне Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса граничит со складчатым сооружением

Сахалина (ССС), еще восточнее – перекрыта неоген-четвертичными отложениями ложа Охотского моря.

Земная кора СССР имеет общую мощность 30-35 км при мощности осадочного слоя до 10 км, «гранитного» - 12-15 км, «базальтового» - 15-20 км.

Основными структурными элементами СССР являются Западно-Сахалинская, Восточно-Сахалинская мегазоны, Центрально-Сахалинская шовная зона и Северо-Сахалинский поперечный прогиб.

Восточно-Сахалинская мегазона сложена граувакковыми песчаниками, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями лав и яшм триасового-раннемелового возраста. Среди перекрывающих их отложений альба-сеномана отмечены офиолитокластовые олистостромы. Среди олистолитов обнаружены обломки известняков девона-перми, а также высокомагнезиальных ультрамафитов.

Верхнемеловые отложения в восточной мегазоне общей мощностью 6-7 км сложены кремнисто-вулканогенной (базальты, риолиты, туфы, яшмы, кремнисто-глинистые сланцы, сменяющиеся вверх по разрезу морскими терригенными и олистостромовыми отложениями.

В составе мегазоны в виде тектонических пластин присутствуют высокомагнезиальные ультрамафиты, являющиеся, вероятно, одним из элементов офиолитовой ассоциации и глаукофановые сланцы. Возраст офиолитов не определен. Очевидно лишь, что офиолиты были сформированы в доальбское время. Время формирования глаукофановых сланцев по абсолютному возрасту и возрасту корелятных им олистостром датируется концом раннего-началом позднего мела и границей мела и палеогена. В это время произошло надвигание – шарьирование геологических комплексов Центрально-Сахалинского поднятия на Восточно-Сахалинскую мегазону, сопровождавшееся синхронным ему глаукосланцевым метаморфизмом.

Таким образом, зона сложена кремнисто-вулканогенной толщей триас-нижнего мела (?), образующей в совокупности с телами (тектонические блоки, пластины) высокомагнезиальных ультрамафитов офиолитовый комплекс. По геофизическим данным офиолиты образуют пояс вдоль восточного побережья о-ва Сахалин. Среди интенсивного тектонизированных (вплоть до образования изоклинальной складчатости) офиолитов отмечаются блоки сложенные глаукофановыми сланцами, являющимися показателем существования здесь палеозоны субдукции, падавшей, как предполагается, в западном направлении. Время проявления шарьяжно-надвиговых дислокаций (шарьирование геологических комплексов восточной мегазоны на запад), сопровождавшихся, в частности, формированием офиолитокластовых олистостром, датируется концом раннего-началом позднего мела.

Западная мегазона сложена с поверхности в основном позднемеловыми-палеогеновыми и неогеновыми отложениями. В восточной части мегазоны обнажается триас-раннемеловая относительно маломощная глубоководная

кремнисто-вулканогенная (спилиты, толеитовые базальты, трахибазальты, реже риолиты) серия с линзами известняков и прослоями глинистых сланцев.

В строении мегазоны преобладают верхнемеловые-палеоценовые мелководно- и прибрежно-морские и, частично, континентальные, терригенные (с прослоями кислых туфогенных пород) отложениями большой (6-9 км) мощности.

Средне-позднепалеогеновые отложения мощностью до 4 км, несогласно (с перерывом) перекрывающие отложения мелового возраста представлены в нижней части их разреза конгломератами и песчаниками с прослоями углей и примесью туфогенного материала, в верхней – мелководно-морскими песчано-алеврито-глинистыми породами.

Под дном восточной части Татарского пролива по геофизическим данным реконструируется глубокий некомпенсированный прогиб, выполненный мощной толщей осадков верхнего мела-квартера.

Центрально-Сахалинская шовная зона представляет собой грабенообразную структуру, выполненную осадками позднего неогена-квартера. Она маркирует контакт между Восточно-и Западно-Сахалинской мегазонами.

Северо-Сахалинский прогиб сложен трансгрессивно залегающими на меловых и палеогеновых породах морскими (миоцен) и континентальными (плиоцен) отложениями общей мощностью до 3-9 км, образующими брахиформные складчатые структуры. С миоценовыми отложениями Охинского района связаны нефтяные, с плиоценовыми – угольные месторождения. В западной части прогиба в разрезе миоцена отмечаются прослой туфов и лав среднего и основного состава.

История геологического развития ССС может быть реконструирована следующим образом.

В триасе-раннем (позднем?) мелу в океаническом бассейне, находившемся восточнее современного острова Сахалин формировались офиолиты.

На границе раннего и позднего мела по серии шарьяжно-надвиговых нарушений, наследовавших зону субдукции, океанические и надсубдукционные островодужные комплексы в виде тектонических пластин были пододвинуты в западном направлении под структуры Западно-Сахалинской зоны, подвергшись при этом интенсивным разрывно-складчатым деформациям.

В позднемеловую эпоху на территории Сахалина существовал морской бассейн, внешней (мелководной) частью которого являлась Западная мегазона, внутренней (более глубоководной) – Восточная.

В позднем мелу и палеоцене Сахалин входил в состав восточной части активной континентальной окраины, элементами которой являлись в это время:

- Восточная мегазона – аккреционной призмой;
- Западная мегазона – преддуговым бассейном;
- Восточный Сихотэ-Алинь – магматической дугой.

С палеогеновой-раннеэоценовой эпохой связано формирование небольших интрузивных тел гранит-порфиров раннего палеогена (западная часть Восточной мегазоны), диоритов олигоцена-миоцена (восточная часть Западной мегазоны).

В эоцене-олигоцене происходит опускание западной части Сахалина. Осадконакопление происходит здесь в континентальных и, начиная с позднего эоцена, в мелководно-морских условиях.

В раннем неогене в пределах Западной и некоторых участках Восточной мегазоны продолжается накопление мелководных морских преимущественно терригенных отложений.

В новейшее время территория Сахалина представляет собой область горообразования, испытывающая относительно слабо дифференцированные поднятия (до 400-600 м) и опускания (до 200 м). Геоморфологическим результатом этих движений явилось формирование в областях воздыманий Западно- и Восточно-Сахалинских низких гор, в областях опусканий и стабильных – высоких и низких денудационных и структурно-денудационных (на горизонтально залегающих отложениях плиоцена), а в прибрежных частях – и аккумулятивных равнин. Отметим здесь, что в позднем неогене в западной прибрежной части о. Сахалин проявлены небольшие по размеру интрузии дацитов и долеритов.

По В.М.Граннику (2004 г.) геологическая структура острова Сахалин и прилегающих акваторий формировались в геодинамической обстановке раннемеловой (апт-альб) и позднемеловой-палеогеновой активных окраин и продолжает формироваться в обстановке кайнозойской активной окраины Пацифики.

В раннемеловое время палеозойские и раннемезозойские вулканогенно-кремнистые (в том числе, офиолитовые) комплексы принадлежали океанской плите и формировались на дне океана.

В результате субдукционно-аккреционных процессов, сопровождавших конвергентное взаимодействие литосферных плит, они постепенно приближались к раннемеловой и, позднее, позднемеловой субдукционным зонам Дальневосточной окраины Азии. Об этом свидетельствуют фрагменты юрских, раннемеловых и позднемеловых аккреционных призм хорошей сохранности, присутствующие в складчатых сооружениях Сихотэ-Алиня, Сахалина и Японских островов.

По В.М.Граннику (2004 г.) в раннемеловую эпоху происходит формирование окраинно-континентального геодинамического ансамбля элементами которого являются:

- тыловодужный бассейн (Лужнинская зона);
- вулканическая дуга (Монерон-Самаргинская зона);
- преддуговой прогиб (Западно-Сахалинская зона);
- аккреционная призма (Восточно-Сахалинская зона).

Раннемеловые и позднемеловые-палеогеновые аккреционные призмы в виде фрагментов обнаружены в Центрально-Сахалинской и Охотоморской субдукционных сутурах.

Плиоценовые-четвертичные аккреционные призмы установлены на внутренних склонах Курило-Камчатского и Японского глубоководных желобов.

На границе позднего мела и палеогена Сахалин представлял собой восточную часть активной континентальной окраины. В это время функционировал следующий окраинно-континентальный геодинамический ансамбль:

- вулcano-плутонический пояс (Восточно-Сихотэ-Алинский пояс);
- преддуговой прогиб (Западно-Сахалинская зона);
- аккреционная призма (Восточно-Сахалинская зона).

В палеоценовое-четвертичное время в пределах кайнозойской активной окраины Пацифики, в состав которой входят территория острова Сахалин и акватории Северной части Японского и Охотского морей формируются рифтовые задуговые системы (Северо-Япономорская, Центрально-Сахалинская и Восточно-Сахалинская) и сопряженные с ними вулcano-плутонические пояса (ВПП).

Так, Пограничный осадочный бассейн занимает акваторию Охотского моря, прилегающую к Восточному Сахалину. Кайнозойская осадочная толща бассейна включает 8 рифтовых ($Pg_2-N_1^2$) и пострифтовых (N_1^3-Q) структурно-стратиграфических комплексов, разделенных стратиграфическими несогласиями.

В западном борту Восточно-Сахалинской рифтовой системы расположены Лиманский (Восточно-Сахалинские горы) и Западно-Шмидтовский (п-ов Шмидта) ВПП. Магматические породы образуют последовательно и контрастно дифференцированные толеитовую, известково-щелочную, субщелочную и щелочную серии.

Подъем территории острова и деформации сжатия, проявившиеся в N_2-Q время, положили начало формированию альпийского Сахалинского складчатого сооружения, развитие которого не завершено.

Курильская ВОД сформирована на континентальной земной коре мощностью 30-40 км (вулcanoгенно-осадочный слой – до 5 км, гранитно-метаморфический слой – 8-10 км, гранулито-базитовый слой – 12-16 км) в позднем олигоцене – квартере. В пределах её сформированы 2 вулканические андезитовые ($Pg_2-N_1^2$, N_2^2-Q) и одна интрузивная габбро-диорит-плагиогранитная ($Pg-N$) формации, принадлежащие толеитовой, известково-щелочной и в меньшей степени субщелочной сериям. Первые две серии развиты во фронтальной, а вторая третья – в тыльной зоне дуги.

Полезные ископаемые Сахалина – это, прежде всего, месторождения нефти, связанные с миоценовыми отложениями Центрально-Сахалинского прогиба, а также промышленные скопления угля, приуроченные к позднемеловым-неогеновым отложениям Западно-Сахалинской зоны.

Полезные ископаемые Сихотэ-Алиня (W, Mo, Pb, Zn, Ag, Sb, Hg) генетически связаны с гранитами вулканоплутонических поясов, сформированных на границах раннего-позднего мела и позднего мела – палеогена.

Месторождения ряда цветных камней (гиацинт, хризолит и др.) образуются в щелочных высокоглиноземистых оливиновых базальтах позднего кайнозоя.

Охотоморская впадина

Охотоморская впадина характеризуется корой субконтинентального (20-35 км) типа. В разрезе ее выделяют 2 структурных этажа (приложение 10):

- осадочный чехол мощностью 0,п-6 км, сложенный отложениями Pg-Q;
- акустический фундамент, сложенный вулканогенными, вулканогенно-осадочными и интрузивными породами преимущественно юрско-эоценового возраста.

В развитии осадочного чехла выделяют две стадии:

- допозднемиоценовую;
- позднемиоцен-четвертичную.

Отложения, сформированные в первую стадию (рифтовую), характеризуются консидементационной складчатостью в окраинных зонах бассейна и наличием разрывных нарушений сбросового типа.

Отложения второй стадии (пострифтовой) слагают горизонтально залегающий чехол.

Командорская и Алеутская котловины Берингоморской впадины

Командорская и Алеутская котловины Берингоморской впадины представляют из себя ограниченный (и отторженный) с юга Алеутскими островами сегмент Тихого океана (приложение 10).

Они характеризуются мощностью земной коры в 10-12 км м высоким тепловым потоком.

В их строении выделяют два этажа:

- акустический фундамент, представленный осадочными нелифифицированными осадочными отложениями (турбидиты, диатомиты) мощностью 500-2500 м.

- базальтовое основание позднего-миоцена-плиоцена (с 9,3 млн. лет), сложенное абиссальными и задуговыми с низким содержанием калия базальтами.

Описываемые котловины отделены друг от друга хребтом Ширшова (длина 1000 км, ширина 50-80 м, высота 1-2,2 км).

Западный склон хребта по данным драгирования сложен деформированным кремнисто-вулканогенным глубоководными отложениями K_2 и Pg (до низов миоцена включительно).

Вулканогенно-осадочный фундамент хребта перекрыт осадочным чехлом мощностью до 3 км.

Хребет Гаккеля и Момский рифт

Хребет Гаккеля – самый северный фрагмент мировой системы срединно-океанических хребтов и непосредственное продолжение Срединно-Атлантического хребта.

Протяженность его порядка 1700 км, ширина – 60-160 км, высота до 1,5 км.

Южнее 78^0 с. ш. хребет теряет выражение в рельефе.

Океанический рифтогенез в его пределах начался примерно 15 (по другим данным – 56) млн. лет назад и продолжается донныне. Растягивающие напряжения ориентированы вкрест простирания хребта, скорость раздвижения литосферных плит оценивается в 0,3-0,5 см/год.

На поверхности в осевой части хребта развиты толеитовые океанические базальты. Мощность толщи этих отложений оценивается в 1-1,3 км.

Продолжением хребта Гаккеля является внутриконтинентальный Момский рифт (Момская рифтовая зона), существование которого было предсказано А.Г.Грачевым, выдвинувшим положение о невозможности слепого окончания срединно-океанического хребта.

Связующим звеном между структурами Момского пояса и хребтом Гаккеля служит система грабенообразных кайнозойских прогибов шельфа моря Лаптевых.

В рельефе Момская рифтовая зона выражена Момо-Селенняхской впадиной и обрамляющими ее с юго-запада и северо-востока хребтами Черского и Момским. Размеры зоны в плане 1300 км x 150-200 км. Время начала формирования зоны датируется палеоценом (55-56 млн. лет). Расчлененность рельефа в пределах зоны достигает 2 км.

В разрезе Омолойского грабена отмечены отложения (снизу вверх): деформированные озерные, аллювиальные и болотные ($N-Q_1$) → грубообломочные отложения (Q_2-Q_4).

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

В состав Средиземноморского подвижного пояса в пределах бывшего Советского Союза входят складчатые сооружения Карпат, Горного Крыма, Большого и Малого Кавказа, Копетдага (так называемая Карпатско-Крымско-Кавказско-Копетдагская складчатая область) и Памира, Скифская и Южно-Туранская платформы, а также Днепровско-Североустюртское складчатое сооружение (метаплатформенная область - по Е.Е.Милановскому). Ниже

рассмотрены Кавказское складчатое сооружение, Скифская платформа и Черноморская впадина – тектонические структуры, территориально частично расположенные на территории России.

Кавказская складчатая система

В современной тектонической структуре Кавказе выделяют пять главных субширотных по простиранию продольных зон, в целом совпадающих с неотектоническими орографическими единицами региона: 1) зона Предкавказских краевых прогибов; 2) складчатое сооружение (мегантклинорий) Большого Кавказа (Передовой, Главный хребты); 3) зона Закавказских срединных массивов и межгорных впадин; 4) складчатое сооружение (мегантклинорий) Малого Кавказа; 5) Иранский (Южно-Армянский) срединный массив.

В структуре Кавказа отчетливо выражена также поперечная зональность, проявляющаяся в наличии субмеридиональной зоны Транскавказского поперечного поднятия, пересекающей все продольные зоны. В полосу этого поднятия входят: Ставропольское поднятие, горст-антиклинорий Главного хребта (с вулканами Казбек, Эльбрус и др.), Дзирульский массив, поля развития неоген-четвертичных вулканов Ахалкалакского и Армянского нагорий (в т.ч. вулканы Арагац, Арарат и др.).

Зона Предкавказских краевых прогибов включает в себя Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский прогибы, разделенные Минераловодской седловиной.

Прогибы выполнены мощной, в основном глинистой по составу толщей майкопской серии (олигоцен-низы миоцена), сменяющейся вверх по разрезу грубообломочными молассами верхов миоцена-квартера. Общая мощность олигоцен-четвертичных отложений достигает 10-15 км. Северные крылья краевых прогибов наложены и несогласно перекрывают южные участки Скифской плиты, сложенные мезозойско-палеогеновыми отложениями, южные – складчатый фундамент названной плиты (в частности, в пределах Лабино-Малкинской зоны). Осадочные породы в пределах прогибов характеризуются моноклинальными (пологим в северных и более крутым – в южных их крыльях) залеганием.

В пределах Минераловодской седловины полого залегающие отложения палеогена прорваны небольшими гипабиссальными интрузиями (лакколиты) граносиенит-порфилов миоценового возраста. Расположенные в окрестностях г. Пятигорска горы Бештау и Машук представляют собой выраженные в современном рельефе интрузии граносиенит-порфилов.

Мегантклинорий Большого Кавказа представлен ядром (осевой зоной), северным и южным крыльями.

В центральном сегменте мегантклинория роль ядра играет горст-антиклинорий Главного хребта, сложенный гнейсами, кристаллическими сланцами, мигматитами протерозоя, вулканогенными, осадочными породами,

гранитами среднего-позднего палеозоя, в восточном – горст-антиклинорий Восточного Кавказа, в строении которого принимают участие мощные существенно сланцевые толщи нижней юры, смятые в интенсивно сжатые (до изоклинальных) складки.

Палеозойские осадочно-вулканогенные комплексы, слагающие горст-антиклинорий Главного хребта, образуют ограниченные разрывами (взбросы, надвиги) дискретные блоки надвинутые и шарьированные (или пододвинутые) на протерозойские. Среди них выделяют: офиолиты раннего протерозоя и среднего девона, островодужный (андезит-дацитовый) комплекс среднего-позднего девона и пермский молассовый комплекс. Интрузии гранитоидов, пересекающие как протерозойские, так и палеозойские геологические комплексы, датируются средним карбоном.

С юга горст-антиклинорий Главного хребта и Восточного Кавказа ограничены разрывными нарушениями взбросо-надвигового типа (так называемый Главный надвиг), по которым отложения, их слагающие, надвинуты в южном направлении на геологические комплексы Южного склона, слагающие Абхазо-Рачинскую зону (ступень) и Чиатуро-Дибрарский синклинорий.

Абхазо-Рачинская зона (ступень) сложена (снизу вверх): терригенными отложениями J_1 , осадочно-вулканогенными (в их составе отмечены толеитовые базальты) отложениями J_2 , прорванными среднеюрскими гранитоидами. Названные комплексы смяты в сильно сжатые опрокинутые на юг и осложненные, надвигами (надвигание на юг) складок. Выше по разрезу несогласно залегают смятые в простые крупные складки карбонатные отложения J_3 -К.

С юга Абхазо-Рачинская зона ограничена Лечхушской шовной зоной (грабен-синклиналью), выполненной осадочными отложениями J_3 -К.

Чиатуро-Дибрарский флишевый синклинорий по своему тектоническому положению, разрезу и асимметричной, опрокинутой и надвинутой к югу структуре аналогичен Новороссийскому. Значительная часть его так же как и обрамляющий его с юга Кахетинско-Вандамской шовной зоны, скрыта под плиоцен-четвертичными отложениями наложенной Алазанской межгорной впадины.

Роль северного крыла в Восточном сегменте принадлежит зоне Известнякового Дагестана, лежащей на восточном продолжении горст-антиклинория Центрального Кавказа и в основном сложенной существенно карбонатными образованиями верхней юры и мела, смятыми в крупные коробчатые складки.

К востоку от Центрального сегмента сооружение Большого Кавказа сужается. Выступ палеозойского фундамента Главного хребта погружается, а продолжения северных зон (Лабино-Малкинской и Тырнаузской) скрываются под молласами краевых прогибов.

В Северо-Западном сегменте, отделенном от Центрального Пшехско-Адлерской зоной поперечных глубинных разломов, роль осевой зоны

мегаантиклинория приобретает сложенный нижней юрой и ааленом Гойтхский антиклинорий, возникший на западном продолжении северной части южного склона. К северу от него простирается Абино-Тунайский синклинорий, образованный флишoidными отложениями поздней юры - эоцена, смятыми в грабенovidные складки, а южное крыло сооружения представлено Новороссийским синклинорием, выполненным мощными толщами мелового-эоценового флиша, смятыми в опрокинутые к югу мелкие складки, осложненные надвигами и покровами. Южная часть этого синклинория срезается берегом Черного Северо-Западного Кавказа резко погружается под молласы (N-Q) Керченско-Таманской зоны поперечного опускания.

Узкий Юго-Восточный сегмент отделяется от Восточного зоной поперечного Самурского глубинного разлома: к востоку от него большая часть северного крыла Большого Кавказа скрывается под отложениями Кусарской предгорной впадины. Северное крыло Юго-Восточного Кавказа выражено Бешбармакским антиклинорием и Хизинским синклинорием, погружающееся к востоку продолжение осевого поднятия Большого Кавказа - Тхакским антиклинорием, а южное крыло образует продолжения Чиатуро-Дибрарского флишевого синклинория и Вандамской шовной зоны.

Западнее г.Баку складчатые зоны Юго-Восточного сегмента скрываются под водами Каспия и погружаются под мощный комплекс неоген-четвертичных моласс Апшероно-Кобыстанской зоны, смятых в грабенovidные брахиморфные, часто диапироидные складки, веерообразно расходящиеся к юго-востоку.

Зона Закавказских кристаллических массивов (палеомикроконтинентов раннего-среднего палеозоя) лежит в одной субширотной полосе с Черноморской и Южно-Каспийской впадинами.

В орографическом отношении зона представлена Рионской и Куринской межгорными впадинами, разделенными Дзирульским горным массивом. Впадины выполнены неоген-четвертичным по возрасту мощным молассовым комплексом, в состав которого входят различные по генезису континентальные (пролювиальные, аллювиальные и др.) и в областях, примыкающих к Каспийскому и Черным морям, - морские отложения.

Дзирульский горный массив представляет собой горстообразный выступ домезозойского (байкальского) фундамента на поверхности (а допозднекайнозойское основание Рионской и Куринской впадин – под чехлом N-Q). Он сложен метаморфитами позднего протерозоя, вулканитами (в том числе офиолитовыми) и гранитоидами среднего-позднего палеозоя, перекрытыми вулканогенными породами (андезито-базальтовыми порфиритами) баоса (J₂), образующими Понтийско-Закавказский вулканический пояс, и выше – мелководными осадочными породами J-K и Pg-N₁.

Мощность мезозойско-кайнозойских отложений в пределах Рионской и Куринской впадин по данным бурения достигает и участками превышает 5 км.

Черноморская впадина представляет собой остаточный океанический задуговой бассейн, заложенный в среднеюрское-раннемеловое время.

Восточным ее продолжением является Абхазо-Рачинская и северная часть зоны Закавказских «срединных» кристаллических массивов – тектонические структуры, функционировавшие в названное время в геодинамической обстановке задуговых бассейнов, где проявлялись мощные процессы задугового (тылового) рифтогенеза.

Начиная с миоцена Черноморская впадина развивается как пострифтовый остаточный осадочный бассейн, в котором в это время формируется мощная (до 10-14 км) осадочная толща.

Продолжением описываемой впадины на восток в новейшее время является зона Закавказских впадин (Рионская и др.), в пределах которых формируется комплекс континентальных отложений, свойственный межгорным впадинам: пролювиальные, аллювиальные и др.

Мегантиклинорий Малого Кавказа. В составе мегантиклинория выделяется 5 структурно-формационных зон северо-западного простирания (с севера на юг: Аджаро-Триалетская, Сомхето-Карабахская, Севанская, Еревано-Ордубаевская и Даралагезская). Последняя граничит Иранским (Армянским) палеомикроконтинентом основание которого сложено складчатыми комплексами байкальского возраста.

Геологические комплексы, слагающие Аджаро-Триалетскую зону, надвинуты на север на Дзирульский массив и Рионскую впадину. Сложены они (снизу вверх): континентальными отложениями базальт-андезит-базальтовой формации (K_2), известково-щелочными осеводужными вулканитами трахибазальтовой, толеит-базальтовой и андезитовой формаций (K_2-Pg_2). Названные комплексы в олигоцене подверглись разрывно-складчатым деформациям.

Скифская платформа

Северным ограничением Скифской эпигерцинской платформы является Манычская, а южным – Пшекиш-Тырнаузская зоны разломов.

В стратиграфическом разрезе данной структуры выделяется 3 единицы: складчатый фундамент, промежуточный комплекс и плитный комплекс.

Фундамент Скифской плиты неоднороден по составу и строению. Нижняя его часть представлена ранне- и позднедокембрийскими (?) глубокометаморфизованными гнейс-мигматитовыми комплексами.

Выше по разрезу залегает сложно дислоцированный глинистый по составу среднепалеозойский (возможно, частично, и позднедокембрийский) комплекс, участками прорванный интрузиями позднепалеозойских гранитов. Местоположение и состав этого комплекса позволяют предполагать, что формирование его происходило в пределах южной пассивной континентальной окраины Восточно-Европейской платформы.

Складчатый фундамент Скифской плиты залегает на глубинах от 1- 1,5 км (в пределах ограниченного флексурами Ставропольского свода, где он вскрыт бурением восточнее и северо-восточнее г. Ставрополя) до 7-10км и более.

На поверхность байкальско-герцинский фундамент фрагментарно выходит в пределах Лабино-Малкинской зоны. Здесь, в эрозионных окнах, наблюдаются поля развития смятых в складки вулканогенно-осадочных отложений палеозоя, на которые надвинуты и шарьированы (возраст надвигания определяется как раннекаменноугольный) пластины и блоки, сложенные среднедевонскими офиолитами, в свою очередь, перекрытые грубообломочной серо-красноцветной молассой позднего палеозоя формировавшейся в пределах небольших межгорных впадин. Складчатый фундамент несогласно перекрыт пологопадающими (углы до 10-20°) на север платформенными отложениями J-Pg мощностью до 2-3 км. В новейшее время этот участок Скифской плиты входит в состав структуры носящей название Северо-Кавказской моноклинали, вовлечённой в воздымание Центрального сегмента Большого Кавказа.

Промежуточный переходный комплекс (нижняя пермь-нижняя юра) сложен песчано-глинистыми (частично, вулканогенными) толщами общей мощностью до 2-4 км, образующими изометричные в плане синклинальные структуры, линейно вытянутые складчатые зоны (углы падения крыльев складок от 10-20° до 40-60°) и грабенообразные (грабен-синклинальные) формы.

Плитный комплекс (J₂-Q) залегает как на домезозойском фундаменте, так и на переходном комплексе. Он сложен пологопадающими на север (снизу вверх): карбонатными отложениями (J₂-K₂) → терригенно-карбонатными отложениями (Pg₁-Pg₂) → терригенными отложениями (Pg₂-Q). Мощность плитного чехла Скифской плиты варьирует от сотен метров в южной ее части до 5-8 км - в северной.

Отметим основные вехи в **геологической истории Кавказа**.

В палеозое южнее ВЕП существовал океанический бассейн (бассейн на океанической коре), обрамленный с севера пассивной континентальной окраиной (северная часть современной Скифской плиты). Южнее его располагается палеомикроконтинент (ПМК) Центрального Кавказа (геологические комплексы антиклинория Главного хребта). Наиболее молодые офиолиты, возникшие в рифтогенно - спрединговых центрах этого бассейна датируются средним девоном (?). Формирование островодужных (энсиматические дуги) осадочно-вулканогенных комплексов произошло в начале карбона, молассовых – в перми. Таким образом, можно определенно говорить о проявлении в пределах складчатого сооружении Большого Кавказа полномасштабного герцинского геодинамического цикла развития океанического бассейна.

Более поздние геологические события в пределах Большого Кавказа носили, как представляется автору, наложенный характер.

Лейас-ааленский век. Современные Большой Кавказ (северная окраина Кавказской складчатой области герцинид), Закавказский и Иранский (Армянский) ПМК развиваются в геодинамическом режиме пассивных континентальных окраин. Последние две структуры в это время разделены, вероятно, океаническим спрединговым бассейном, который может быть назван Армянским, или Севанским. В пределах существовавшего между Большим Кавказом (пассивная окраина ВЕП этого периода и Закавказским ПМК) здесь мелководного морского бассейна в течении юры-палеогена происходило образование терригенных осадков. При этом определенно установлено, что источником обломочного материала для их формирования является располагавшийся севернее Восточно-Европейский континент (в составе которого в это время развивается и Скифская платформа).

В конце этого периода в области, расположенной южнее Закавказского ПМК, начинается формирование зоны субдукции, направленной в северном направлении под Закавказский ПМК.

В байосе – бате в связи с функционированием этой зоны субдукции на теле Закавказского ПМК и южном склоне Большого Кавказа (Абхазо-Рачинская зона) формируется задуговый вулcano-плутонический пояс.

В позднем мелу – палеогене на территории современного Малого Кавказа функционирует серия островных дуг (островодужных систем) на океанической и переходной (формирующейся континентальной) коре. Реконструируемое падение зон субдукции – северное. Аккреционными призмами этих островных дуг являлись, в частности, геологические сформировавшиеся ранее (см. выше) комплексы Севанской и Еревано-Ордубаевской офиолитовых зон.

В конце периода происходят первые коллизионные события, сопровождающиеся формированием вулканических комплексов и интрузий гранитов.

Новейшее время (неоген-кватер) – период проявления главных коллизионных и периколлизионных событий, сопровождающихся столкновением Иранского, Закавказского и ряда более мелких ПМК друг с другом и Восточно-Европейским континентом. С этим периодом связано проявление интенсивного горообразования и формирование высокогорных сооружений Большого и Малого Кавказа и разделяющей их серии межгорных прогибов и впадин (Куринская, Рионская и др.).

Отметим здесь, что Лабино-Малкинская зона представляет собой приподнятый в новейшее время блок – фрагмент Скифской плиты, в пределах которого эрозийными процессами обнажен герцинский фундамент складчатого сооружения Большого Кавказа. В области, примыкающей с севера к Большому Кавказу, образуется серия Предкавказских краевых прогибов (Индоло-Кубанский и Терско - Каспийский), сложенных мощной (до 10 км) толщей континентальных моласс. Это типичная структура коллизионной стадии развития складчатых сооружений, которые располагаются на окраинах смежных с последними платформенных областей.

Магматические проявления новейшего времени концентрируются в пределах Кавказа и Скифской плиты в меридиональной полосе шириной в первые десятки километров (Урало-Оманский линиямент), проходящей по линии Ставропольское поднятие - Главный мегатинклинорий Большого Кавказа (с вулканами новейшего времени Казбек и Эльбрус) – Дзирульский массив – Ахалцихе – Араратская зона проявления современного вулканизма.

История геологического развития подвижных поясов неогей Северной Евразии.

По современным представлениям в конце раннего протерозоя древние платформы (Восточно-Европейская, Сибирская, Таримская, Китайско-Корейская, Аравийско-Африканская, Индийская, Северо-, и Южно-Американские и др.) составляли единый суперконтинент Пангея.

В рифее названный суперконтинент под действием подкорковых конвективных течений был расколот и фрагментирован.

В промежутках между расходящимися континентальными блоками формировались океанические (на океанической коре) спрединговые бассейны: вначале узкие, позднее – более широкие. В осевых частях этих бассейнов функционировали рифтогенно-спрединговые центры – зоны новообразования океанической коры. Периферийные области континентальных блоков развивались в геодинамическом режиме пассивных континентальных краин.

В пределах Евразии (в современных координатах) в раннем рифее начал формироваться Палеоазиатский (Урало-Охотский, Урало-Азиатский) палеоокеан, на ранних стадиях, вероятно, в виде серии узких (типа современного Красного моря) океанических бассейнов, постепенно, по мере удаления смежных блоков континентальной коры, расширяющихся. Этот палеоокеан располагался между Восточно-Европейской, Сибирской, Таримской и Китайско-Корейской древними платформами.

На юго-западе (в современных координатах) Палеоазиатский океан открывался в сторону Палеосредиземноморского (Палеотетис), на востоке и северо-востоке – в сторону Палеотихоокеанического, на западе – в сторону Палеоатлантического (Япетус) океанов.

Палеоазиатский океан (территория Урало-Азиатского подвижного складчатого пояса – УАПП) функционировал в течение раннего рифея – конца палеозоя (возможно, начала мезозоя). Отдельные его сегменты по времени проявления коллизионных событий относятся к байкалидам (Енисейско-Восточно-Саянская зона, Тимано-Печоро-Баренцевоморская и Байкальская области), каледонидам (восточная часть Алтае-Саянской области, Центральный Казахстан) и герцинидам (Урал, Обь-Зайсанская и Восточно-Забайкальско-Охотская складчатые системы).

Рифейские офиолиты в составе УАПП известны в западном обрамлении Сибирского кратона: в Исаковской зоне на северо-западе Енисейского кряжа,

зоне Главного Восточно-Саянского разлома, обрамлении Гарганской глыбы и Байкало-Витимской зоне и др., в составе Средиземноморского – в обрамлении кристаллических массивов Кавказа (Главный хребет, Дзирульский массив).

Геологические комплексы, сформированные в геодинамическом режиме пассивных континентальных окраин в периферийных частях Сибирской платформы представлены преимущественно терригенными образованиями, слагающими верхнепротерозойский этаж периферийных частей Сибирского кратона (Енисейский кряж и Восточный Саян, карбонатный чехол Гарганской глыбы, а также Байкало-Патомская зона и др.).

В западном обрамлении УАПП рифейские офиолиты известны в составе глубокометаморфозованных образований Урало-Тобольского и Центрально-Уральского (Кожимский и Харбейский блоки) поднятий.

В геодинамическом режиме пассивных континентальных окраин в рифее – раннем мезозое развивалась и восточная периферия Сибирской платформы (современные Верхоянский мегаантиклинорий и Яно-Индигорский мегасинклинорий) и южная периферия Восточно-Европейской (Скифская платформа).

Наиболее ранние коллизионные события в пределах УАПП датируются концом рифея (Восточный Саян, Енисейский кряж, Байкальская область, Таймыр) и концом венда – началом кембрия (Тимано-Печоро-Баренцевоморская область). Коллизионным событиям во многих из числа отмеченных областей предшествовало проявление геодинамического режима активных континентальных окраин и соответствующих этому режиму геодинамических ансамблей и комплексов.

Океаническое пространство (вероятно, серия океанических бассейнов, разделенных блоками континентальной коры – палеомикроконтинентами) между названными кратонами продолжало существовать и в конце протерозоя-фанерозое.

В венде океанические бассейны рифтогенно-спредингового типа функционировали в осевой – восточной части Палеоазиатского океана, в конце кембрия-ордовике – в западном (уральском) и центральном (казахстанском) его сегментах. Формирование островодужных ансамблей энсиматического типа в названных сегментах пояса датируется соответственно силуром-девонем и поздним палеозоем.

Основные коллизионные события и предшествовавшее им формирование активных континентальных окраин связаны соответственно с поздним карбоном-пермью и ранним карбоном (Урал, Обь-Зайсанская область), поздним ордовиком - силуром и средним-поздним кембрием (Алтае-Саянская, Джидино-Селенгино-Верхневитимская, Казахская области и др.) и наиболее поздние – с концом юры- ранним мелом (геодинамический ансамбль южного обрамления и Станового блока Алдано-Станового щита).

Основные этапы аккреции и последующей коллизии в пределах обрамлений Сибирской и Восточно-Европейской платформ датируются:

- концом рифея (Енисейский кряж, Восточный Саян, Байкало-Вилуйская зона, Северо-Таймырская зона);
- концом венда - началом раннего кембрия (Тимано-Печоро-Баренцевоморская область);
- концом ордовика - силуром (восточная часть Алтае-Саянской области);
- концом палеозоя (Урал, Обь-Зайсанская зона, Горный Алтай, Салаир, Восточное Забайкалье, Скифская складчатая зона);
- юрой-ранним мелом (восточная периферия – Восточный сегмент Урало-Азиатского пояса, Уяндино-Ясачненская складчатая зона).

Большая часть мезозоя (со средней юры) и ранний кайнозой – это период платформенного развития Западной Евразии. В это время морской литогенез происходил в пределах Западно-Сибирской молодой платформы, восточной части Сибирского и южной части Восточно-Европейского кратонов.

Урал, Алтае-Саянская область, Казахстан, Забайкалье в это время представляли собой обширные равнины – области проявления континентального литогенеза, господства теплого (жаркого) влажного климата и связанного с этими условиями мощного корообразования химического типа.

В новейший (неотектонический) этап развития на территории Северной Евразии отчетливо проявлены области господства различных геодинамических режимов.

Геодинамический режим внутриконтинентального эпиплатформенного рифтогенеза реализуется в контурах Байкало-Хубсугульского и Момского рифтогенов. Менее известны аналогичного происхождения структуры меридионального простирания, развитие в пределах Буреинского массива, Сихотэ-Алиня и Сахалино-Охотской области.

В рифтогенно-спрединговом геодинамическом режиме в неоген-четвертичное время развивается хребет Гаккеля – структура, представляющая собой окончание Срединно-Атлантического хребта. Отметим здесь, что по простиранию хребет Гаккеля продолжается как внутриконтинентальная структура – Момская рифтовая зона.

Геодинамические режимы субдукционной группы в новейшее время функционируют на полуострове Камчатка, Алеутской и Курильской островодужных системах. Это области пододвигания океанической коры Тихоокеанской плиты под океаническую (Курилы и Алеуты) и субконтинентальную (Восточная Камчатка).

Коллизионные события в контурах Северной Евразии проявляются в ряде регионов. В первую очередь, это Кавказская область (район столкновения Восточно-Европейской платформы и ряда мелких блоков-структур типа палеомикроконтинентов: Дзирульского, Иранского и др).

В платформенном режиме в контурах УАПП в новейшее время развивались: юго-восточный сектор Уральского складчатого сооружения (восточнее ГУГР), Западно-Сибирская платформа, Салаир (Алтае-Саянская

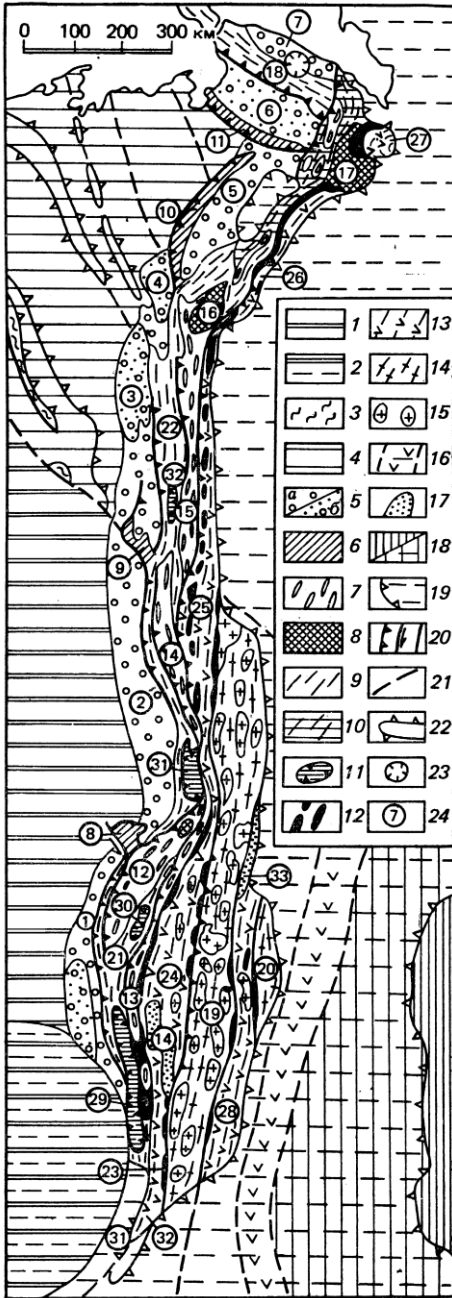
область), в ТПП – северная его часть (ядерная часть Колымского массива, побережье и южная часть Северного Ледовитого океана).

В геодинамическом режиме эпиплатформенного внутриконтинентального орогенеза в новейшее время развивался западный (палеоконтинентальный) сектор Урала, зона ГУГР и прилегающая полоса, охватывающая западную часть Магнитогорского «прогиба», большая часть Алтае-Саянской, Енисейско-Востоchnосаянская, Байкальская и Восточно-Забайкальско-Охотская области, южная часть Алдано-Станового щита и ряд структур в пределах Сибирской платформы (Тунгусская синеклиза, Байкитская, Непско-Присянская антеклизы, Верхояно-Чукотская область и др.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта России масштаба 1:2500 000 / Гл. редактор Б.А.Яцкевич. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004.
2. Золоев К.К. Подвижные пояса Земли: эволюция, особенности магматизма и эволюции // Геология и минерагиния подвижных поясов. Сб. науч. трудов. Под ред. К.К.Золоева. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. С. 60-78.
3. Золоев К.К., Попов Б.А., Рапопорт М.С. Глубинное строение и металлогения подвижных поясов. М.: Недра, 1990.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.:Наука, 1992.
5. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.:Недра, 1976.
6. Лазько Е.М. Региональная геология СССР. В 3-х томах. М.: МГУ, 1975.
7. Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч.І. М.: МГУ, 1987.
8. Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч.ІІ. М.: МГУ, 1989.
9. Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч.ІІІ. М.: МГУ, 1991.
10. Палеогеография СССР. Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР. Под ред. А.П.Виноградова. Т.1-4. М., 1974.
11. Полянин В.С. Региональная геология: Учебное пособие по курсу «Региональная геология» («Геология России»). Часть I. Древние платформы. Казань: Казанский госуниверситет, 2006.
12. Полянин В.С. Региональная геология: Учебное пособие по курсу «Региональная геология» («Геология России»). Часть II. Подвижные пояса неогей. Кн.1. Казань: Казанский госуниверситет, 2006.
13. Полянин В.С. Офиолиты Урало-Азиатского подвижного пояса: закономерности структурно-вещественной и минерагенической эволюции// Георесурсы, 2006, №2(19). С. 31-36.
14. Полянин В.С. Региональная и историческая минерагения офиолитов// Георесурсы, 2006, №4(21) С.23-27.
15. Тектоника Евразии. Объяснительная записка и тектоническая карта Евразии. М-б 1:5000000. Под ред. А.Л.Яншина. М.: ГИН АН СССР, 1966.

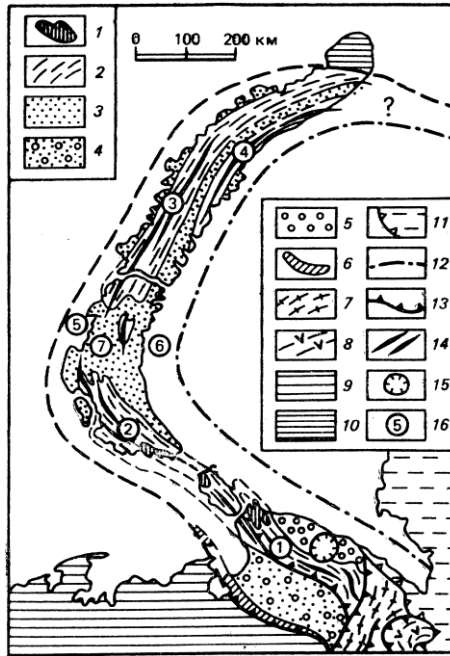
ПРИЛОЖЕНИЯ



Приложение 1. Схема тектонического строения Уральской складчатой области (по Е.Е. Милановскому с коррективами):

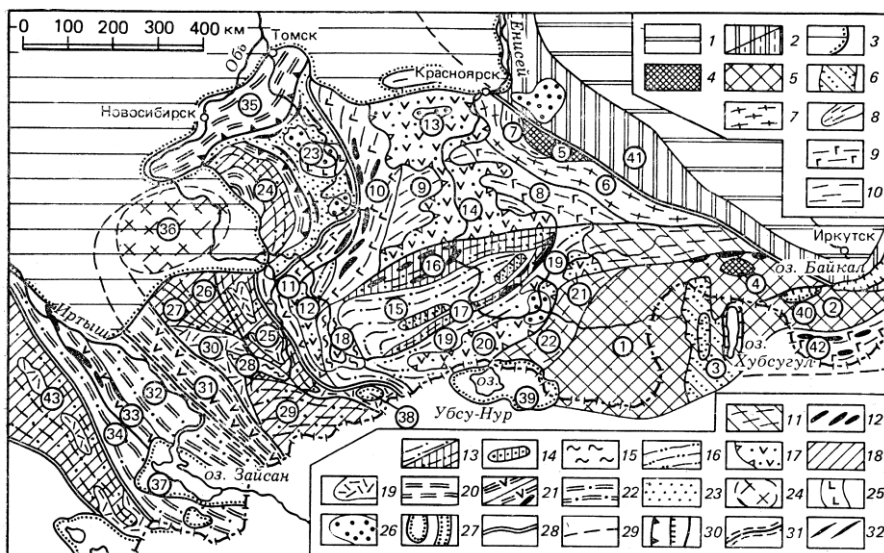
1-2 – Восточно-Европейская платформа: 1 – Восточно-Русская впадина, 2 – Прикаспийская синеклиза; 3-4 – Печоро-Баренцевоморская складчатая область: 3 – выступы байкальского (рифейского) складчатого комплекса, 4 – фанерозойский плитный чехол; 5-6 – Предуральский краевой прогиб: 5 – впадины, выполненные молассаами перми (а) и триаса (б), 6 – поднятия, сложенные рифеем-карбоном; герцинское складчатое сооружение Урала: 7-10 – западная мегазона (палеоконтинентальный сектор): 7 – антиклинории, сложенные рифеем-вендом (на севере Урала – и нижним кембрием), 8 – выступы нижнего докембрия в них, 9 – синклинории, моноклинории и антиклинории, сложенные осадочным верхним кембрием – карбоном, 10 – то же, частично перекрытые аллохтонным лемвинским комплексом (на севере Урала); 11 – аллохтонные пластины палеозоя и гипербазитов, перемещенные с востока; 12-15 – восточная (палеоокеанический сектор) мегазона: 12 – габбро-гипербазитовые пояса; 13 – синклинории, выполненные осадочно-вулканогенным силуром-карбоном, 14 – антиклинории, сложенные докембрием и вулканогенно-осадочным нижним-средним палеозоем, 15 – герцинские массивы гранитоидов и гранитогнейсовые купола; 16 – каменноугольный Валерьяновский вулканический пояс (Тюменско-Кустанайский грабен-синклинорий) под чехлом; 17 –

раннемезозойские грабены и впадины, выполненные континентальным триасом и юрой; 18 – Казахстанская каледонская складчатая система на поверхности (а) и под чехлом (б); 19 – позднемезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской и Северо-Туранской плит и его останцы на Урале; 20 – разломы типа надвигов, сдвигов и без подразделения; 21 – границы тектонических зон в фундаменте под чехлом; 22 – валобразные поднятия в чехле; 23 – Карская мезозойская астроблема; 24 – номер тектонических элементов. Цифрами на рисунке обозначены: впадины Предуральского краевого прогиба: 1 – Бельская, 2 – Уфимско-Соликамская, 3 – Верхнепечорская, 4 – Большесынинская, 5 – Косью-Роговская, 6 – Кортаихинская, (Припайхойская), 7 – Байдарацкая; поднятия в краевом прогибе: 8 – Каратау, 9 – Полюдов Камень, 10 – гряды Чернышева, 11 – гряды Чернова; антиклинории Уральского сооружения: 12 – Башкирский, 13 – Уралтау; 14 – Кваркушский, 15 – Ляпинский, 16 – Кожимское поднятие, 17 – Харбейское поднятие, 18 – Пайхойский, 19 – Восточно-Уральский (Урало-Тобольский), 20 – Зауральский; синклинии и моноклинории: 21 – Зилаирский, 22 – Западно-Уральский, 23 – Западно-Мугоджарский, 24 – Магнитогорский, 25 – Тагильский, 26 – Войкарский, 27 – Щучинский, 28 – Восточно-Уральский (Иргиз-Аятский). Аллохтонные комплексы: 29 – Сакмарский, 30 – Кракинский, 31 – Нязепетровский, 32 – Малопечорский; раннемезозойские впадины: 33 – Челябинская, 34 – Орская



Приложение 2. Схема тектонического строения Пайхойско-Новоземельской древнекаммержийской складчатой зоны (по Е.Е. Милановскому с коррективами):

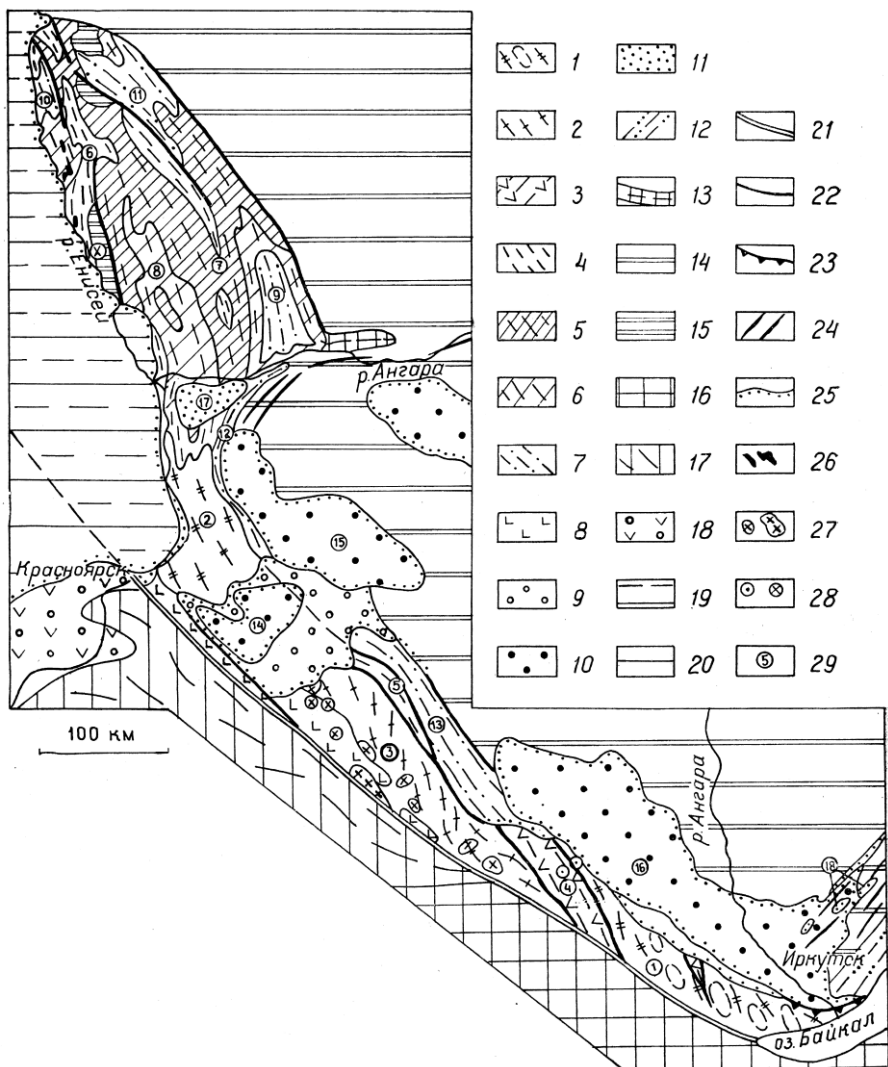
1-6 – Пайхойско-Новоземельская складчатая зона: 1 – выступы рифейско-вендско-нижнекембрийского метаморфизованного фундамента в ядрах антиклинориев, 2 – антиклинории, сложенные верхнекембрийско-каменноугольными терригенно-карбонатными отложениями, 3 – синклинории и седловины, выполненные пермскими и нижнетриасовыми терригенными отложениями; 4 – Кортаихинский (Предпайхойский) краевой прогиб, выполненный пермскими и триасовыми молассаами, 5 – Байдарацкий тыльный прогиб, выполненный пермскими молассаами; 6 – приразломное поднятие гряды Чернова; 7-8 – герцинское складчатое сооружение Урала: 7 – Западная мегазона; 8 – Восточная мегазона; 9-10 – Печоро-Баренцевоморская область: 9 – Печорская впадина с палеозойско-мезозойским чехлом, 10 – поднятие мыса Желания (юго-восточная часть Северо-Баренцевской антеклизы?); 11 – мезокайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 12 – западная граница гипотетического Карского погруженного кристаллического массива; 13 – надвиги и шарьжи; 14 – оси антиклинориев; 15 – Карская мезозойская астроблема (?); 16 – номер тектонических структур. Цифрами на рисунке обозначены антиклинории: 1 – Пайхойский, 2 – Вайгачско-Южноновоземельский, 3 – Североновоземельский, 4 – Восточноновоземельский; синклинории: 5 – Восточно-Баренцевский, 6 – Западно-Карский; 7 – Кармакульская седловина



Приложение 3. Схема тектонического строения Алтае-Саянской складчатой области (по Е.Е. Милановскому с коррективами):

1 – Сибирская древняя платформа; 2 – складчатое основание Саяно-Енисейской и Байкальской областей; 3 – мезокайнозойский осадочный чехол Западно-Сибирской плиты; 4-24 – Алтае-Саянская складчатая область: 4-17 – Кузнецко-Саянско-Тувинская салаиро-каледонская подобласть: 4 – выступы архейского фундамента Тувино-Северомонгольского кристаллического массива; 6 – наложенные на него позднерифейско-кембрийские грабенообразные (палеорифтовые) впадины, 7 – каледонско-байкальские складчатые зоны, 8 – остаточные салаирские прогибы, 9 – салаирские океанические складчатые зоны, 10 – то же, пассивноокраинные, 11 – салаирские складчатые зоны, наложенные на северо-западный край кристаллического массива, 12 – выходы позднерифейско-вендского офиолитового комплекса в салаиридах и каледонидах, 13 – каледонские складчатые системы и их относительно приподнятые краевые зоны, 14 – остаточные позднесилурийско-девонские впадины в каледонидах, 15 – метаморфические комплексы неясного возраста в каледонидах, 16 – регенерированные ордовикско-силурийские (синкаледонские) прогибы в салаиридах; 17 – наложенные и унаследованные девонско-пермские (сингерцинские) впадины с вулканогенно-терригенным выполнением; 18-24 – Салаиро-Алтайская герцинская подобласть: 18 – зоны раннегерцинской переработки каледонского и салаиро-каледонского основания, 19 – девонские вулканогенно-терригенные комплексы в этих зонах, 20 – раннегерцинские пассивноокраинные складчатые зоны, 21 – раннегерцинские океанические складчатые зоны и герцинские океанические зоны с додевонским (?) офиолитовым комплексом, 22 – позднегерцинские складчатые зоны, 23 – позднегерцинские краевые прогибы, 24 – погребенный Барнаулский массив; 25 – раннетриасовые траппы и терригенные отложения Кузнецкого прогиба; 26 – впадины, выполненные юрскими лимническими толщами; 27 – наложенные впадины и грабены,

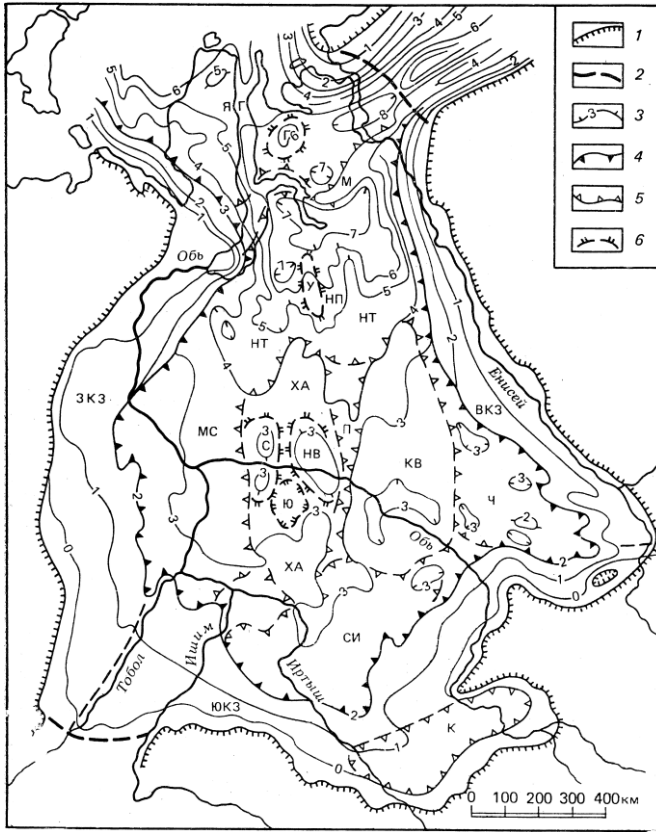
выполненные позднекайнозойскими континентальными толщами; 28 – границы складчатых областей и систем; 29 – погребенные под чехлом продолжения границ тектонических зон; 30 – крупные разломы взбросо-надвигового, сбросового типа и без подразделения; 31 – зоны смятия и рассланцевания; 32 – складчатые структуры. Цифрами в кружках обозначены: 1 – Сангиленская глыба Тувино-Северомонгольского массива; 2 – Хамардабанское поднятие того же массива; 3 – Дархат-Хубсугульская впадина; 4 – Гарганская глыба; 5 – Верхнеканская глыба; 6 – Дербинский антиклинорий (Протеросаян); 7 – Майский прогиб; 8 – Казыр-Кизирская зона (Кембросаян); 9 – Батенёвское поднятие; 10 – антиклинорий Кузнецкого Алатау; 11 – Катунский антиклинорий; 12 – Уйменско-Лебедский синклинорий; 13 – Северо-Минусинская впадина; 14 – Южно-Минусинская впадина; 15 – Западно-Саянский синклинорий; 16 – Джебашская зона; 17 – Куртушубинская зона Западного Саяна; 18 – Чулымшанский антиклинорий; 19 – Хемчик-Систигхемский прогиб; 20 – Тувинская впадина; 21 – Тоджинская впадина; 22 – Таннуольская салаирская зона; 23 – Кузнецкий краевой прогиб; 24 – антиклинорий Салаира; 25 – Ануиско-Чуйский синклинорий; 26-30 – мегантиклинорий Горного Алтая: 26 – Талицкий антиклинорий, 27 – Чарышский синклинорий, 28 – Теректинский блок, 29 – Холзунско-Чуйский антиклинорий, 30 – Коргонский грабен-синклинорий; 31 – зона Рудного Алтая; 32 – Калбинская зона; 33 – Чарская зона; 34 – Жарминско-Саурская зона; 35 – Томь-Кольванская зона; 36 – Барнаульский погребенный массив; 37 – Зайсанская впадина; 38 – Чуйская впадина; 39 – Убсунурская впадина; 40 – Тункинская впадина; 41 – Саяно-Енисейская метаплатформенная область; 42 – Джидинский синклинорий; 43 – Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий



Приложение 4. Тектоническая схема Енисейско-Восточносаюанской протерозойской складчатой системы (по Е.Е. Милановскому):

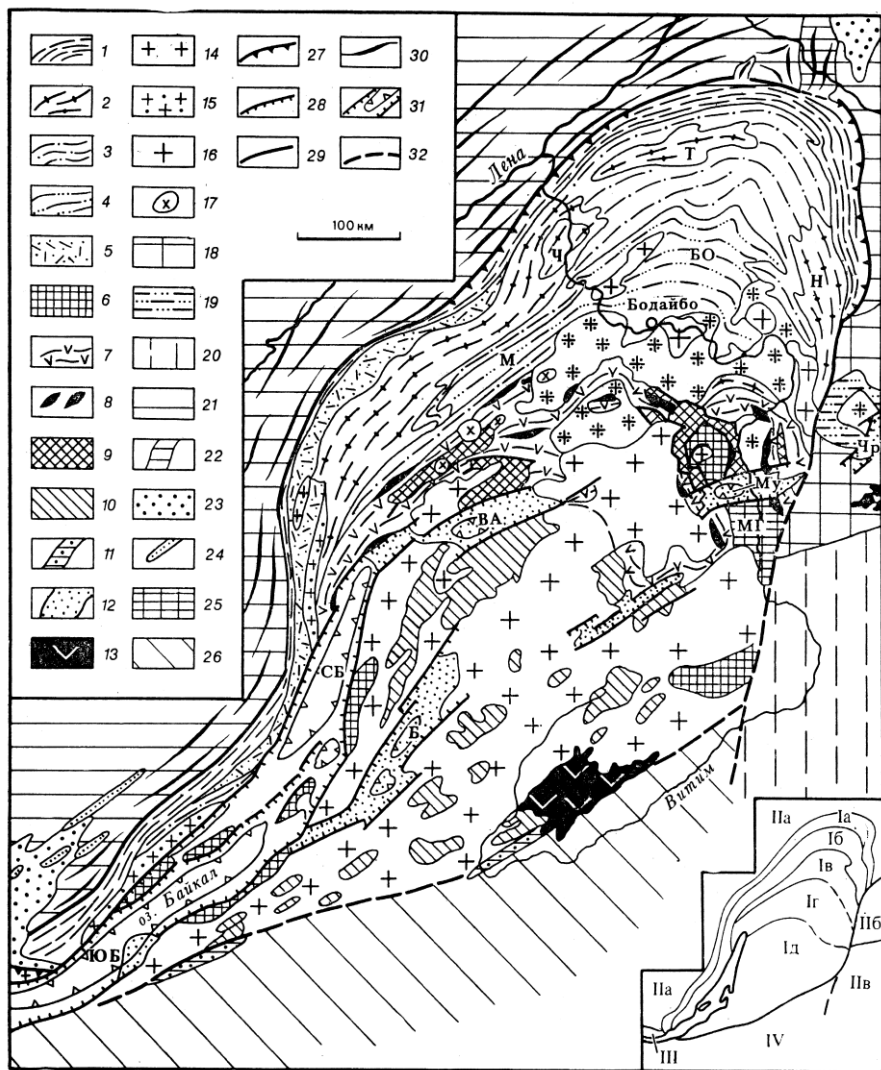
1-3 – Восточно-Саянское протерозойское складчато-глыбовое сооружение и Ангаро-Канское глыбовое поднятие: 1 – глыбовые поднятия, сложенные археем (1 – Шарьжалгайское, 2 – Ангаро-Канское); 2 – то же, сложенные археем – нижним протерозоем (3 – Бирюсинское); 3 – грабен-синклинали, выполненные метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями верхней части нижнего протерозоя (4 – Урикско-Ийская, 5 – Туманшетская); 4-7 – байкальское складчатое сооружение Енисейского кряжа: 4 – выступы нижнепротерозойских

метаморфических образований в ядрах антиклинориев; 5 – антиклинории, в основном сложенные средним рифеем (сухопитской серией) (6 – Приенисейский, 7 – Центральный, или Панимбинский); 6 – синклинории, в основном выполненные верхним рифеем (8 – Большепитский); 7 – остаточные, краевые и внутренние прогибы, в основном выполненные отложениями верхов рифея и юдомя (9 – Ангаро-Питский синклинории, 10 – Вороговский прогиб, 11 – Тейская группа впадин; 12 – Ангаро-Канский прогиб, 13 – Присяянский прогиб); 8 – Агульская приразломная впадина, выполненная вулканогенно-осадочными образованиями нижнего девона: 9 – Рыбинская наложенная впадина, выполненная молассами среднего-верхнего девона и низов карбона; 10 – впадины, выполненные юрскими угленосными отложениями на периферии поднятий Енисейско-Восточносаянской системы и в смежных районах Сибирской платформы (14 – Рыбинская, 15 – Канская, 16 – Иркутско-Черемховская); 11 – впадины, выполненные кайнозойскими континентальными отложениями в Енисейском сооружении и на Сибирской платформе (17 – Нижнеангарская, 18 – Прибайкальская); 12 – южный участок Байкало-Патомской складчатой зоны, сложенный рифеем и вендом; 13 – Иркинеевский авлакоген, испытавший инверсию перед вендом и перед юрой; 14 – палеозойско-нижнетриасовый чехол Сибирской платформы; 15 – фрагменты ниже-среднепалеозойского чехла в сооружении Енисейского кряжа; 16-18 – Урало-Монгольский складчатый пояс: 16 – Тувино-Монгольский древний массив; 17 – байкалиды, салаириды и каледониды Саянской складчатой области; 18 – наложенные впадины, выполненные девонем – карбоном; 19-20 – Западно-Сибирская молодая плита: 19 – Приенисейская зона с палеозойско-мезозойским чехлом на докембрийском фундаменте; 20 – внутренняя часть с мезокайнозойским чехлом на палеозойском фундаменте; 21 – главный Восточно-Саянский глубинный разлом; 22 – другие крупные крутые разломы; 23 – некоторые пологие надвиги; 24 – оси складок в платформенном чехле; 25 – стратиграфические несогласия; 26 – рифейские серпентиниты в Енисейском кряже; 27 – девонские кислые и щелочные интрузивы в Восточном Саяне; 28 – щелочно-ультраосновные массивы центрального типа (*a* – девонские массивы Зиминской группы, *a* – пермский Кийский массив); 29 – тектонические элементы, названия которых указаны в подписи к рисунку (докембрийские гранитоидные массивы не показаны)



Приложение 5. Структурная схема и районирование чехла Западно-Сибирской плиты по подошве юрско-кайнозойского плитного комплекса (по И. И. Нестерову, Л. Л. Подсосовой, М. Я. Рудкевичу, А. А. Трофимуку, 1984, с изменениями):

1 – границы Западно-Сибирской плиты со складчатыми областями и Сибирской платформой; 2 – границы Западно-Сибирской плиты с Тургайским и Пясина-Хатангским прогибами; 3 – стратоизогипсы подошвы мезокайнозоя; 4 – границы краевых зон и внутренней части плиты; 5 – границы главных тектонических элементов внутри этих зон; 6 – то же, частных элементов; ЗКЗ – западная краевая зона; ЮКЗ – южная краевая зона (К – Кулундинская впадина); МКЗ – восточная краевая зона; структурные элементы внутренней части плиты: МС – Мансийская синеклиза; ХА – Хантейская антеклиза (С – Сургутский свод, НВ – Нижневартовский свод; Ю – Юганская впадина); П – Пурский желоб; КВ – Кеть-Вахская антеклиза; Х – Худосейский желоб; Ч – Чулымская синеклиза; СИ – Среднеиртышская синеклиза; НТ – Надым-Тазовская синеклиза (У – Уренгойский мегавал, НП – Нижнепурская впадина); М – Мессояхский мегавал; ЯГ – Ямало-Гыданская синеклиза (Г – Гыданское поднятие)

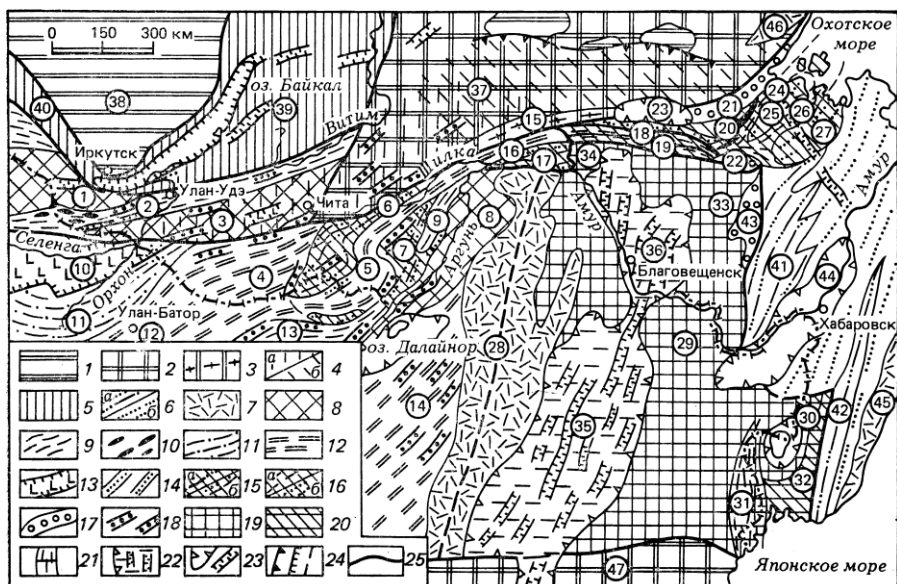


Приложение 6. Схема геологического строения Байкальской складчатой области (по Е.Е. Милановскому с коррективами):

1-17 – Байкальская область: 1 – Байкало-Патомская зона, средне-верхнерифейские и вендские отложения; 2-5 – Чуйско-Тонодская и Мамско-Бодайбинская зоны: 2 – архейские и нижнепротерозойские метаморфические образования, слагающие ядра антиклинориев (Ч – Чуйского, Т – Тонодского, Н – Нечерского), 3 – нижнепротерозойские метаморфизованные образования антиклинориев и крыльев синклиналильных зон, 4 – нижнепротерозойские (по другим данным – рифейские)

метаморфизованные отложения Мамского (М) и Бодайбинского (БО) синклиналиев, 5 – акитканская обломочно-вулканогенная серия верхов нижнего протерозоя, слагающая Северо-Байкальский вулканический пояс; 6-13 – Байкало-Витимская и Баргузино-Витимская зоны: 6 – глубокометаморфизованные архейские или нижнепротерозойские образования Муйской (МГ), Байкальской глыбы и пр., 7 – позднепротерозойские осадочно-вулканогенные океанические и островодужные образования муйской серии, 8 – подчиненные ей тела габброидов и гипербазитов, 9 – впадины, выполненные вендскими и ниже-среднекембрийскими образованиями, 10 – впадины и другие структуры, сложенные рифеем (?), вендом и кембрием в Баргузино-Витимской зоне, 11 – мезозойские грабены, 12 – кайнозойские впадины, выполненные неоген-четвертичными отложениями (ЮБ – Южно-Байкальская, СБ – Северо-Байкальская, Б – Баргузинская, ВА – Верхнеангарская, Му – Муйская, Чр – Чарская впадина на Алданском мегаблоке), 13 – неоген-четвертичные базальтовые покровы; 14 – свекофенские (1,8–1,9 млрд лет) гранитоиды мамско-оронского и тельмамского комплексов; 15 – гранитоиды конца раннего протерозоя (1,7 млрд лет) ирельского комплекса в Северо-Байкальском вулканическом поясе; 16 – гранитоиды конца позднего протерозоя – кембрия баргузинского, витимского, конкудеро-намаканского комплексов; 17 – среднепалеозойские щелочные центральные массивы сыннырского комплекса; 18-20 – Алдано-Становой щит: 18 – архейские комплексы Алданского мегаблока, 19 – нижнепротерозойская удоканская серия, выполняющая Кодаро-Удоканскую протоплатформенную впадину, 20 – архейско-нижнепротерозойские образования и палеозойские гранитоиды Станового мегаблока; 21-24 – Лено-Енисейская плита: 21 – рифейско-палеозойский чехол, 22 – Уринский авлакоген, 23 – впадины, выполненные юрскими отложениями, 24 – то же, третичными; 25 – Саяно-Енисейская область, Шарьжалгайский выступ архея; 26 – Селенгино-Яблоновая система Урало-Монгольского складчатого пояса; 27 – надвиги; 28 – сбросы; 29 – разломы без расчленения; 30 – складки в платформенном чехле; 31 – грабены и их внутренние части; 32 – условная юго-восточная граница Байкальской области.

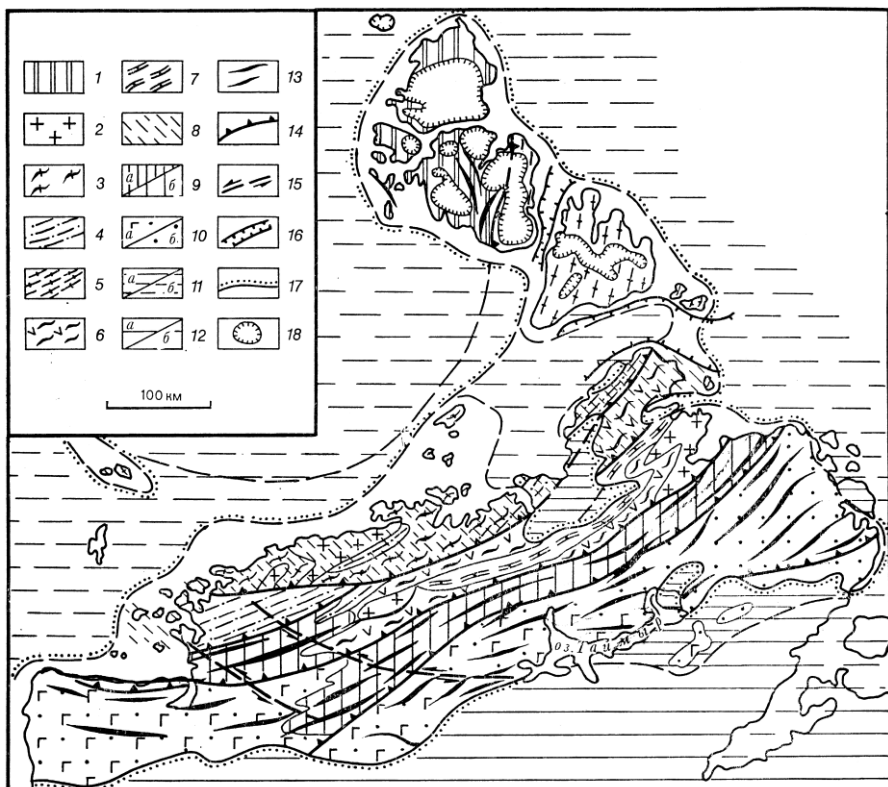
Врезка-схема тектонической зональности. I – Байкальская метаплатформенная область: Ia – Байкало-Патомская моноклиновая зона; Ib – Чуйско-Тонодская антиклинозная зона; Ic – Мамско-Бодайбинская синклинозная зона; Id – Байкало-Витимская (Средневитимская) зона поднятий и наложенных впадин; Ie – Баргузино-Витимская (Верхневитимская) зона (срединный массив). II – Сибирская платформа: IIa – Лено-Енисейская плита; IIб – Алданский и IIв – Становой мегаблока Алдано-Станового щита; III – Саяно-Енисейская метаплатформенная область; IV – Яблоново-Селенгинская система Урало-Монгольского эпигеосинклинального складчатого пояса



Приложение 7. Схема тектонического строения Забайкальско-Охотской складчатой области Урало-Монгольского подвижного пояса и Буреино-Дундзёйской складчатой области (по Е.Е. Милановскому с коррективами):

1-3 – древние платформы: 1 – плиты, 2 – щиты, 3 – южная зона Алдано-Станового щита; 4 – участки щитов и кристаллических массивов, подвергшиеся тектономагматической активизации в палеозое (а) и мезозое (б); 5 – Саяно-Енисейская и Байкальская складчатые области; 6 – Сихотэ-Алинская позднемезозойская складчатая область Тихоокеанского подвижного пояса: антиклинории (а) и синклинории (б); 7 – позднемезозойские наземные вулканические пояса; 8-16 – Урало-Монгольский подвижный пояс: 8 – досалаирские кристаллические массивы и поднятия, 9 – салаирские складчатые зоны, 10 – выступы пород офиолитового комплекса, 11 – каледонские складчатые зоны, 12 – герцинские складчатые зоны, 13 – пермско-раннетриасовые вулканоактивные впадины и грабены, 14 – наложенные впадины и грабены Западного Забайкалья, выполненные осадочно-вулканогенными континентальными образованиями лейаса и доггера, 15 – позднекиммерийские прогибы Восточного Забайкалья и верхнего Приамурья, выполненные верхним триасом (а) и лейасом-доггером (б); 16 – позднекиммерийские складчатые зоны Приохотья, сложенные палеозойскими и мезозойскими образованиями: антиклинории (а) и синклинории (б); 17 – позднемезозойские краевые прогибы, выполненные верхнеюрскими и меловыми молассаами и вулканитами; 18 – грабены и впадины Забайкалья, Восточной Монголии и северо-восточного Китая, выполненные верхнеюрскими и нижнемеловыми континентальными вулканитами и молассаами; 19-22 – Буреино-Дундзёйская складчатая область: 19 – выступы докембрийско-палеозойского основания кристаллических массивов и области в целом, 20 – краевые зоны массивов, переработанные под воздействием смежной Сихотэ-Алинской геосинклинальной области, 21 – палеозойские рифтогенные зоны, 22 – синеклизы

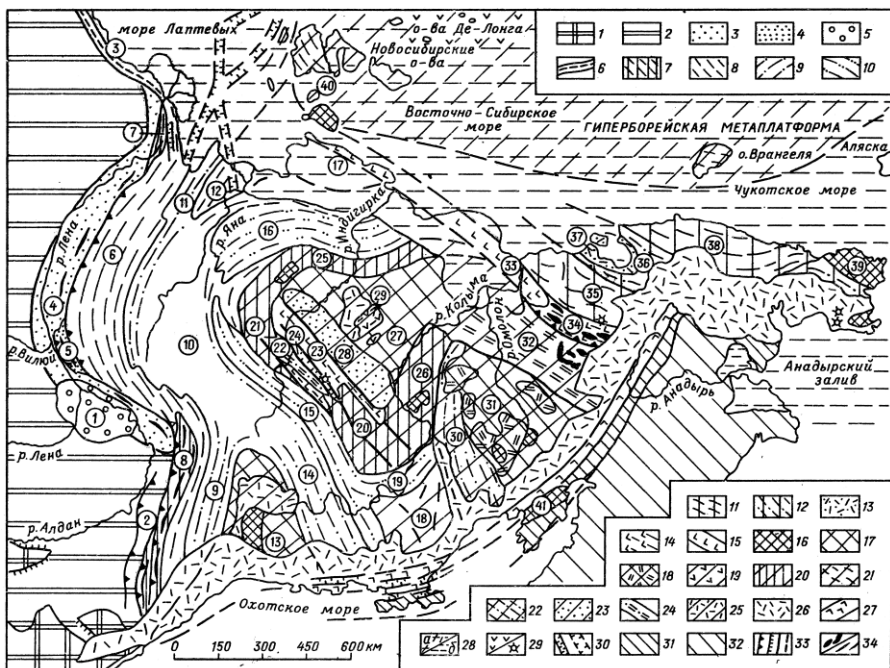
позднемелового - кайнозойского возраста и погребенные под ними мезозойские грабены; 23 – позднекайнозойские впадины и грабены; 24 – разломы типа надвигов, сбросов, без разделения и погребенные; 25 – границы главных тектонических областей. Цифрами в кружках обозначены: 1 – Тувино-Северомонгольский массив; 2 – Джидино-Селенгино-Верхневитимская салаирская складчатая зона; 3 – Малхано-Яблоновое поднятие; 4 – Даурская зона герцинид; 5 – Агинская зона; 6 – Ингодинская позднекиммерийская складчатая зона; 7 – Восточно-Забайкальская (Газимурская) позднекиммерийская складчатая зона; 8 – Аргунский кристаллический массив; 9 – Приаргунская байкало-салаирская складчатая зона; 10 – Орхон-Селенгинская впадина; 11 – Северохентейская каледонская складчатая зона; 12 – Хангай-Хентейская герцинская складчатая зона; 13 – Керуленская салаирская складчатая зона; 14 – Южно-Монгольская герцинская складчатая система; 15 – Амазар-Гилнойская зона; 16 – Тукурингская герцинская складчатая зона; 17 – Верхнеамурский позднекиммерийский прогиб; 18 – Джагдинская позднекиммерийская складчатая зона; 19 – Гагско-Сагаянская зона; 20 – Ланская зона; 21 – Зейско-Удский краевой прогиб; 22 – Норско-Селемджинский краевой прогиб; 23 – Верхнезейская кайнозойская впадина; 24 – Баладекский горст-антиклинорий; 25 – Торомский синклинорий; 26 – Шантарский антиклинорий; 27 – Амгинский (Тугуро-Нимеленский) синклинорий; 28 – вулканический пояс Большого Хингана; 29 – Буреино-Дунбэйская складчатая область (в целом); 30 – Ханкайский кристаллический массив; 31 – Западно-Приморская рифтогенная складчатая зона; 32 – Арсеньевская зона; 33 – Буреинский кристаллический массив; 34 – Гонжинский выступ; 35 – впадина (синеклиза) Сунляо; 36 – Амуро-Зейская впадина (синеклиза); 37 – Алдано-Становой щит; 38 – Лено-Енисейская плита; 39 – Байкальская складчатая область; 40 – Саяно-Енисейская складчатая область; 41 – Буреино-Хинганский антиклинорий; 42 – Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий; 43 – Буреинский краевой прогиб; 44 – Среднеамурская впадина; 45 – Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс; 46 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 47 – Китайско-Корейская платформа



Приложение 8. Тектоническая схема Таймыро-Североземельской складчатой области (по Е.Е. Милановскому):

1 – Североземельская мегазона – карбонатно-терригенный комплекс ордовика – девона, слабо деформированный в герцинском этапе; 2-8 – Северо-Таймырская мегазона гренвильской и повторной байкало-салаирской складчатости: 2 – нижнепротерозойский гнейсо-амфиболитовый (тревожинский) комплекс основания мегазоны; 3-5 – северная (Челюскинская) зона: 3 – метатерригенный нижне-среднерифейский комплекс, смятый, метаморфизованный и прорванный гранитоидами в дальсландскую (гренвильскую) эпоху; 4 – терригенный верхнерифейско-кембрийский комплекс, деформированный и слабометаморфизованный в байкальскую (?) и салаирскую эпохи; 5 – нерасчлененные протерозойские и кембрийские метаморфизованные образования северной части зоны (на востоке Северной Земли); 6-7 – южная (Шренк-Ленинградская, или Шренк-Фаддеевская) зона: 6 – осадочно-вулканогенный нижне-среднерифейский комплекс, смятый, метаморфизованный и прорванный гранитоидами в дальсландскую (гренвильскую) эпоху; 7 – терригенно-карбонатный почти не метаморфизованный верхнерифейский комплекс, смятый в байкальскую эпоху; 8 – проявления пермотриасовой тектоно-термальной активизации в Северо-Таймырской мегазоне; 9-10 – Южно-Таймырская (Бырангская) мегазона раннекембрийской складчатости: 9 –

Северо-Быррангская зона – глинисто-карбонатные отложения венда – нижнего и среднего палеозоя, смятые в линейные складки (*a* – северная подзона относительно глубоководного некомпенсированного прогиба, *b* – южная мелководная подзона); 10 – Южно-Быррангская зона (*a* – терригенные отложения верхнего палеозоя и траппы нижнего триаса, *b* – терригенные отложения верхнего палеозоя и триаса); 11 – относительно маломощный мезокайнозойский, в основном юрско-меловой терригенный чехол (*a* – на поверхности, *b* – на дне морей); 12 – то же, мощный (*a* – в Пясино-Хатангской впадине, *b* – на дне морей); 13 – крупные антиклинали в палеозойско-триасовом деформированном чехле; 14 – крупные разломы типа взбросов и надвигов; 15 – сдвиговые зоны; 16 – грабены; 17 – основание несогласно залегающего юрско-мелового чехла; 18 – крупные современные ледники

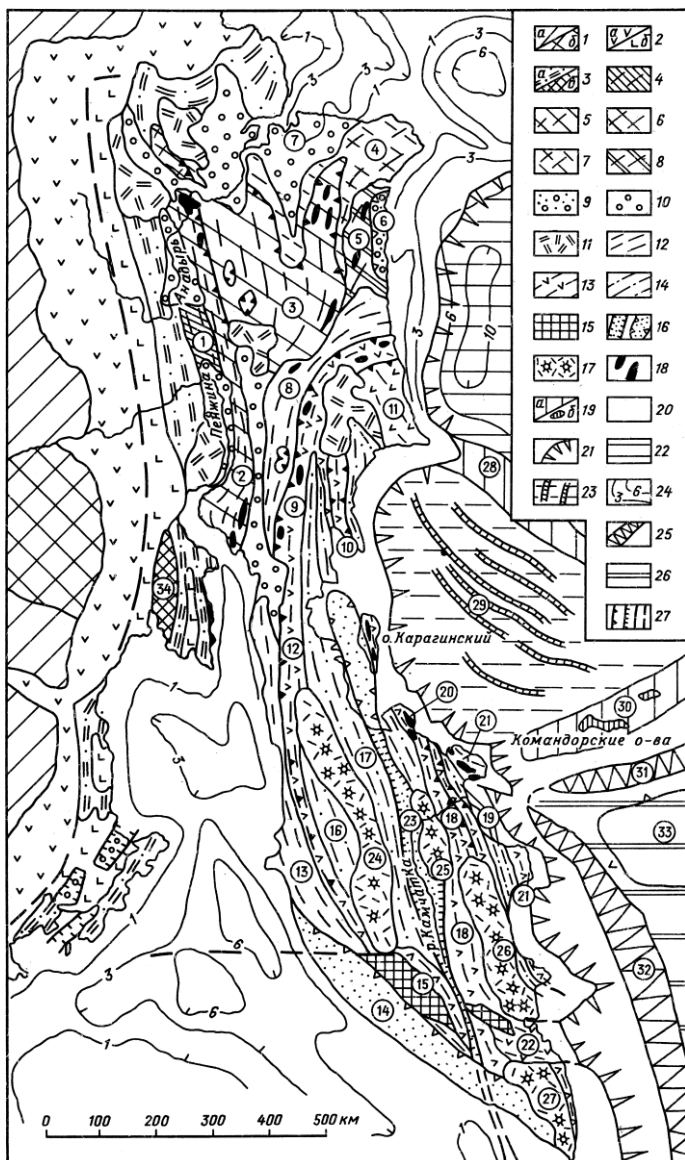


Приложение 9. Схема тектонического строения Верхояно-Чукотской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканического пояса (по Е.Е. Милановскому с изменениями):

1-2 – Сибирская платформа: 1 – Алдано-Становой щит; 2 – Лено-Енисейская плита; 3 – Предверхо́янский краевой прогиб, выполненный меловой молассой; 4 – его приподнятый средний участок; 5 – наложенная кайнозойская Нижнеалданская впадина; 6 – Оленекская рифтогенная складчатая зона; 7-10 – Верхояно-Инди́гирская складчатая система: 7 – ядра антиклинориев, сложенные рифеем-средним палеозоем; 8 – антиклинории, сложенные верхним палеозоем; 9 – синклинории, выполненные пермью и триасом; 10 – наиболее глубокие синклинории, выполненные юрой; 11-15 – Ново́сибирско (Аню́йско)-Чуко́тская складчатая система: 11 – антиклинории, сложенные средним палеозоем и нижним-средним триасом; 12 – синклинории, выполненные верхним триасом-лейасом; 13 – наложенные впадины, выполненные мальмом-нижним мелом; 14 – складчатые и складчато-надвиговые зоны, возникшие на месте позднеюрских-раннемеловых островодужно-офиолитовых зон (- рифтов) (также на Колымском массиве); 15 – раннемеловой Южноаню́йско-Святоно́ский вулканический пояс; 16-25 – кристаллические массивы и Гиперборейская платформа; 16 – выступы дорифейского метаморфического фундамента; 17 – пологозалегающий рифейско-палеозойско-мезозойский чехол; 18 – девонские вулканы в чехле Смоленского массива; 19 – складчатые зоны, сложенные средне-верхнепалеозойскими вулканогенно-осадочными толщами; 20 – горст-антиклинории в краевых зонах Колымского массива, в основном сложенные рифеем-средним палеозоем; 21 – мезозойские складчатые деформации в чехле массивов и метаплатформ; 22 –

наложенные мезозойские прогибы; 23 – раннемеловые внутренние впадины, выполненные угленосной молассой; 24 – Момо-Селенянский раннемеловой прогиб; 25 – покровы наземных ранне- и позднемеловых вулканитов; 26-27 – Охотско-Чукотский вулканический пояс, в основном сложенный наземными вулканитами верхов нижнего – низов верхнего мела: 26 – внешняя зона, "фланги" (окончания) и апофизы в Верхояно-Чукотской области; 27 – внутренняя зона; 28 – субгоризонтально залегающий верхнемеловой-кайнозойский чехол на массивах (а) и на складчатых системах (б); 29 – покровы кайнозойских базальтов и четвертичные базальтовые вулканиты; 30 – кайнозойские грабены на суше и на дне морей; 31-32 – Тихоокеанский подвижный пояс: 31 – Кони-Тайгоноская складчатая система; 32 – Корякская и Олюторско-Камчатская системы; 33 – взбросы и надвиги, сбросы, разломы без разделения и погребенные; 34 – выходы офиолитового комплекса и складки в некоторых зонах Верхояно-Чукотской области.

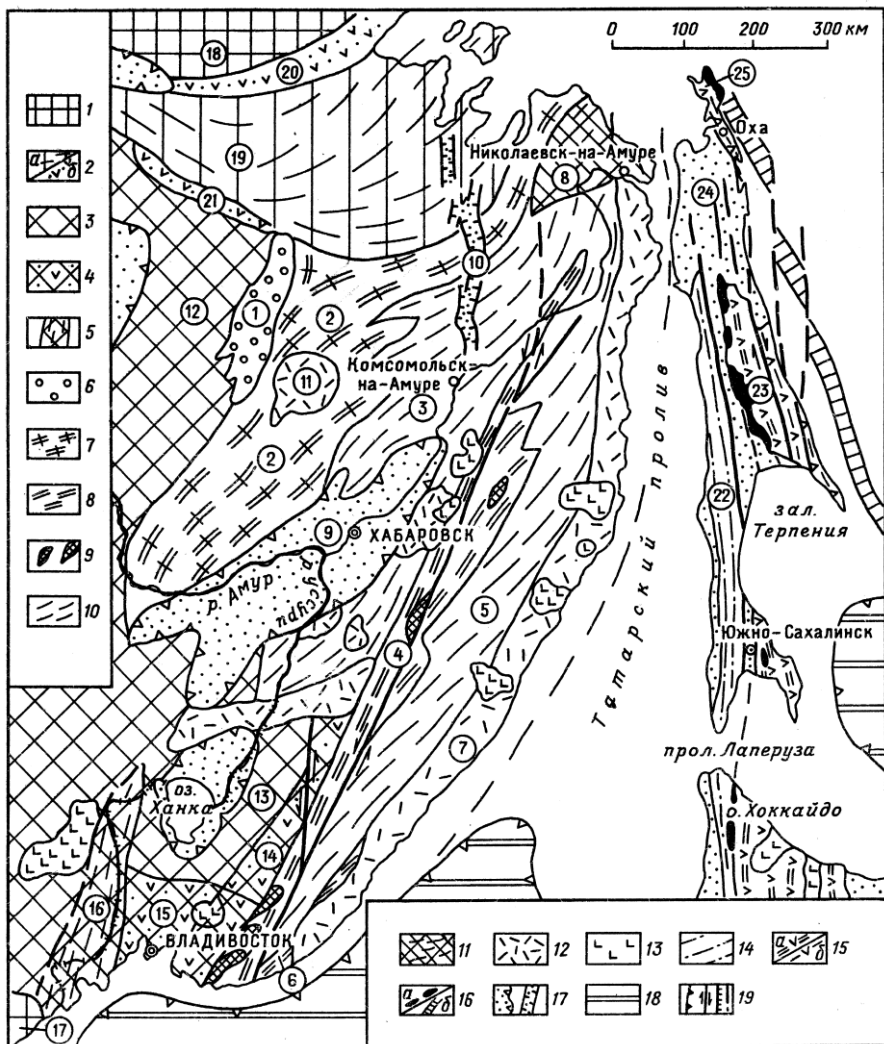
Цифрами в кружках обозначены: 1 – Нижнеалданская впадина; 2 – Нельканская зона надвигов; 3 – Оленекская рифтогенная складчатая зона; 4 – Предверхоянский краевой прогиб; 5 – Китчанское поперечное поднятие в его внутренней зоне; 6 – Верхоянский мегантиклинорий; 7 – Туора-Сисское краевое поднятие; 8 – Сетта-Дабанский антиклинорий; 9 – Южно-Верхоянский синклинорий; 10 – Эльги-Адычанская пологоскладчатая зона; 11 – Омолонский синклинорий; 12 – Куларское поднятие; 13 – Охотский кристаллический массив; 14 – Индигиро-Колымский синклинорий; 15 – Иньяли-Дебинский синклинорий; 16 – Ольджойский (Полоусненский) синклинорий; 17 – Хромский массив; 18 – Ат-Юряхский синклинорий; 19 – Балыгачанское поднятие; 20 – Момский (Омулевский) горст-антиклинорий; 21 – Тас-Хаяхтахский горст-антиклинорий; 22 – Момо-Селенянский прогиб; 23 – Илль-Тасский антиклинорий; 24 – Момо-Селенянский кайнозойский грабен; 25 – Полоусный горст-антиклинорий; 26 – Приколымский (Юокагирский) горст-антиклинорий; 27 – внутренняя часть Колымского кристаллического массива; 28 – Зырянский внутренний прогиб; 29 – Алазейское поднятие; 30 – Приомолонский прогиб; 31 – Омолонский кристаллический массив; 32 – Олойская зона; 33 – Святоносско-Южноанюйская зона; 34 – Южно-Анюйский обращенный антиклинорий; 35 – Анюйский мегантиклинорий; 36 – Чаунский синклинорий; 37 – Раучуанская наложенная впадина; 38 – Чукотский мегантиклинорий; 39 – Восточно-Чукотский кристаллический массив; 40 – Новосибирский кристаллический массив; 41 – Тайгоносский кристаллический массив



Приложение 10. Схема тектонического строения Кони-Тайгоносской, Корякской, Олюторско-Камчатской складчатых систем (по Е.Е. Милановскому с изменениями):

1 - Верхояно-Чукотская среднемезозойская (позднекимерийская) складчатая область: *a* - складчатые зоны; *б* - кристаллические массивы; 2 - Охотско-Чукотский вулканический пояс: *a* - внешняя зона (наложенная на область 1); *б* - внутренняя зона (в пределах системы 3); 3-19 - Тихоокеанский подвижный пояс: 3 - Кони-Тайгоноская позднемезозойская складчатая система (*a*) и Тайгоносский блок дорифейского фундамента в ней (*б*); 4-9 - позднемезозойско-раннекайнозойская покровно-складчатая система Коряжского нагорья; 4 - Пенжинская зона; 5 - Таловско-Пекульнейская зона и связанные с ней аллохтонные блоки; 6 - Алганско-Майницкая зона; 7 - Алякватваямская зона; 8 - Эконайская зона; 9 - Нижнехатырский кайнозойский прогиб; 10 - неоген-четвертичные наложенные впадины в Кони-Тайгоносской и Коряжской системах; 11 - позднекайнозойские наземные вулканические покровы в них и Олюторской зоне; 12-17 - Олюторско-Камчатская кайнозойская складчатая система: 12 - Укеляятская зона и ее продолжение на Камчатке; 13 - поднятия в Олюторской складчатой зоне, в основном сложенные верхним мелом-нижним эоценом, и их продолжение на Камчатке; 14 - прогибы в Олюторской зоне, в основном выполненные верхним эоценом-плиоценом, и их продолжение на Камчатке; 15 - выступы докембрийского и палеозойского метаморфического фундамента на юге Камчатки; 16 - плиоцен-четвертичные впадины и грабены; 17 - плиоцен-четвертичные наземные вулканические покровы и крупные вулканы; 18 - выходы пород офиолитовой ассоциации в Коряжской и Камчатско-Олюторской системах; 19 - островные дуги (*a*) и выходы кайнозойских осадочно-вулканогенных образований на островах (*б*); 20-26 - структуры дна морей и океана: 20 - кайнозойский чехол на разновозрастном складчатом фундаменте в пределах шельфа; 27 - континентальный склон; 22 - глубоководные впадины окраинных морей с мезозойской корой субокеанического типа; 23 - то же, с кайнозойской корой субокеанического типа и отмершие зоны спрединга в них; 24 - стратоизогипсы подошвы осадочной толщи; 25 - глубоководные желоба; 26 - окраинно-океанические валы и поднятия; 27 - разломы покровно-надвигового, сбросового типа, без разделения и погребенные.

Цифрами в кружках обозначены: 1 - Пенжинская зона; 2 - Таловско-Пекульнейская зона; 3 - Алганско-Майницкая зона; 4 - Алякватваямская зона; 5 - Эконайская зона; 6 - Хатырский прогиб; 7 - Анадырская впадина; 8 - Укеляятская зона; 9 - Западно-Олюторское поднятие; 10 - Говенское поднятие; 11 - поднятие Олюторского хребта; 12 - Лесновское поднятие; 13 - Тигальское поднятие; 14 - Большещерецкий прогиб; 15 - поднятие Срединного хребта Камчатки; 16 - Паланско-Воямпольский прогиб; 17 - Центральнокамчатский (Камчатско-Литкинский) прогиб; 18 - Восточно-Камчатский горст-антиклинорий; 19 - Тюшевский прогиб; 20 - поднятие п-ова Озерного; 21 - зона поднятий Восточных полуостровов; 22 - Малкинско-Петропавловская зона поперечных дислокаций; 23 - Срединно-Камчатский грабен; 24 - Срединно-Камчатская вулканическая зона; 25 - то же, Ключевская; 26 - то же, Восточно-Камчатская; 27 - то же, Южно-Камчатская; 28 - поднятие (островная дуга) Ширшова; 29 - Командорская глубоководная впадина; 30 - Командоро-Алеутская островная дуга; 31 - Алеутский желоб; 32 - Курило-Камчатский желоб; 33 - поднятие Обручева; 34 - Тайгоносский массив

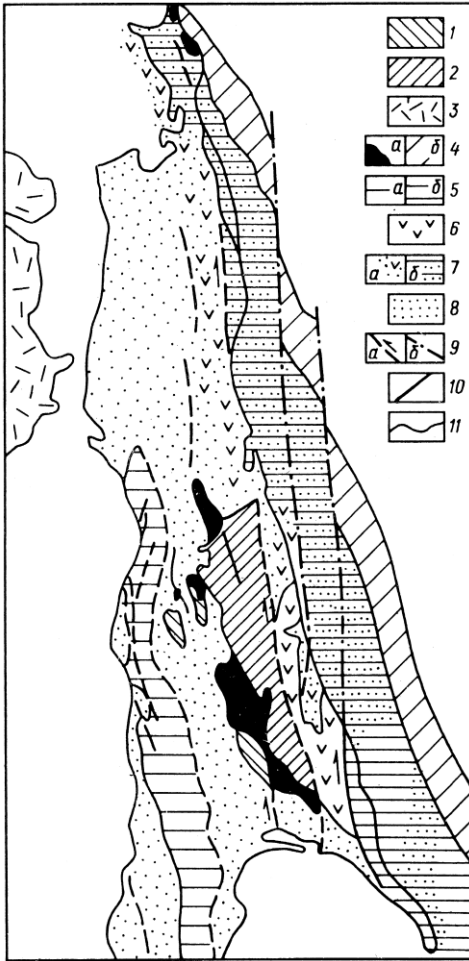


Приложение 11. Схема тектонического строения Сихотэ-Алинской и Сахалинской областей (по Е.Е. Милановскому):

1 - щиты древних платформ; 2 - герцино-позднекиммерийские складчатые зоны (а) и краевые прогибы (б) Амуро-Охотского сегмента Урало-Монгольского подвижного пояса; 3-5 - Буреино-Дукбэйский кристаллический массив: 3 - приподнятые части массива; 4 - краевые участки Ханкайского массива, подвергшиеся опусканиям и тектономагматической переработке в палеозое и мезозое; 5 - Западно-Приморская палеозойская складчатая зона; 6-18 - Тихоокеанский подвижный пояс: 6-13 - Сихотэ-Алинская позднемезозойская складчатая область: 6 - Буреинский краевой прогиб; 7 -

Хингано-Буреинский мегантиклинорий, сложенный протерозойскими, палеозойскими и нижнемезозойскими отложениями; 8 -Сихотэ-Алинский и Прибрежный антиклинории, сложенные верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими отложениями; 9 - блоки метаморфического фундамента в зоне Сихотэ-Алинского антиклинория; 10 - синклинии, в основном выполненные юрскими и меловыми отложениями; 11 - гипотетический Тахтинский массив с мезозойским пологоскладчатым чехлом; 12 - сенонско-палеогеновый Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс и синхронные ему наложенные вулканические структуры; 13 - плиоцен-четвертичные базальтовые покровы; 14-17 -Сахалинско-Хоккайская кайнозойская складчатая система; 14 - Западно-Сахалинская зона, испытавшая складчатость в неогене; 15 - Восточно-Сахалинская островодужно-офиолитовая зона, испытавшая складчатость в конце мела: а - триас-сеноманский комплекс; б- верхнемеловой комплекс; 16 - офиолитовые комплексы на поверхности (а) и погребенные, предполагаемые по геофизическим данным (б); 17 - неоген-четвертичные впадины, грабены и прогибы во всех тектонических зонах; 18 - глубоководные впадины окраинных морей; 19 - разломы типа надвигов, сдвигов, сбросов и без расчленения.

Цифрами в кружках обозначены: 1 - Буреинский краевой прогиб; 2 - Буреино-Хинганский мегантиклинорий; 3 - Нижнеамурский синклиний; 4 - Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий; 5 -Восточно-Сихотэалинский синклиний; 6 - Прибрежный (Тетюхинский) антиклинорий; 7 -Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс; 8 - Тахтинский массив; 9 - Среднеамурская впадина; 10 - Тугурская зона грабенов; 11 - Баджальская вулканотектоническая впадина; 12 - Буреинский метаплатформенный массив; 13 - Ханкайский метаплатформенный массив; 14 -Арсеньевская зона; 15 - Южно-Приморская зона; 16 - Западно-Приморская складчатая зона; 17 - Китайско-Корейская платформа; 18 - Алдано-Становой шит; 19 -Амуру-Охотская складчатая система; 20 - Зейско-Удский краевой прогиб; 21 - Селемджинский краевой прогиб; 22 - Западно-Сахалинская складчатая зона; 23 - Восточно-Сахалинская складчатая зона; 24 - Северо-Сахалинский поперечный прогиб; 25 - Охинское поднятие



Приложение 12. Структурно-формационные зоны северной и средней частей Сахалина (по В.С.Рождественскому, 1987):

1 – триас–нижнемеловые отложения Западной мегазоны (долдаганская серия); 2 – то же, Восточной мегазоны); 3 – образования Восточно-Сихотэалинского мел-палеогенового вулканического пояса; 4 – офиолито-метаморфические пояса: а – на суше (шовная зона Центрального Сахалина); б – предполагаемые по геофизическим данным под водой и покрывкой осадочных толщ; 5 – верхнемеловые терригенные отложения: а – Западно-Сахалинского преддугового прогиба; б – Восточно-Сахалинского преддугового прогиба; 6 – верхнемеловые вулканогенные образования (палеовулканическая островная дуга Восточного Сахалина); 7 – верхнемеловые отложения Восточного Сахалина (а); то же, перекрытые кайнозойскими образованиями (б); 8 – кайнозойские отложения; 9 – глубинные разломы (сдвиги): а – на суше, б – в акваторий Охотского моря; 10 – поперечные разломы; 11 – стратиграфические границы

ГЕОЛОГИЯ РОССИИ

Учебное пособие по курсу
«Геология России»

Часть 2
Подвижные пояса неогена

Автор
Полянин Валерий Сергеевич
Шиловский Олег Павлович