

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ  
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН**

**КАЗАХСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ  
имени К. И. САТПАЕВА**

**Т. Л. ТЕСЛЕНКО**

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ  
ЛИТОСФЕРЫ**

*Рекомендовано Ученым Советом Казахского национального технического  
университета в качестве монографии*

**АЛМАТЫ 2006**

УДК 551.24.01  
ББК 26.3  
Т 36

**Рецензенты:** Р. Г. Жилинский, доктор геол. - мин. наук профессор, кафедра  
ГСП и РМПИ КазНТУ им. Каныша Сатпаева  
О. В. Подольный, доктор геол.- мин. наук, профессор,  
КазГИДЭК

**Тесленко Т.Л.**

Т 36

**Геодинамические условия формирования литосферы. Монография.**  
**Алматы: ТОО «ЖАНИЯ – Полиграф». 2006. – 229 с.**

**ISBN 9965-758-55-7**

На основании результатов последних исследований теории тектоники литосферных плит уточнены геодинамические условия формирования литосферы. Уточнена эволюционная последовательность формирования земной коры и модель формирования островных дуг и задуговых бассейнов. Объясняется фазовое внедрение интрузий. Обосновано применение стратиграфических подразделений для выделения литосферных пластин. Разработана методика, которая позволяет определить время образования коры континентальных выступов. На основании представлений о рециклинге пород составлена матрица, отражающая стадийность формирования полезных ископаемых. Разработана легенда геодинамической карты, являющейся основой для прогнозирования месторождений полезных ископаемых, сейсмического и инженерно-геологического районирования. Предложена модель формирования композиционной коры территории Казахстана. На примере Зырянского района Рудного Алтая объясняется методика геодинамического анализа для поисков месторождений полиметаллов, скрытых на глубине.

Изложенный в книге материал дополняет теорию тектоники плит и рекомендован для геологов всех специальностей, геофизиков, а также преподавателей, аспирантов и студентов вузов соответствующих профилей.

Ил. 45, табл. 25 Библиогр.: 216 назв.

ББК 26.3

*Протокол заседания Ученого Совета КазНТУ № 6 от 27 июня 2006 г.*

Т 1805000000  
00 (05)-06

ISBN 9965-758-55-7

© Тесленко Т.Л., 2006

## ВВЕДЕНИЕ

Тектоника литосферных плит – новая теория, способная непротиворечиво и просто объяснить все геологические процессы, протекающие в недрах Земли с единых позиций. Но, несмотря на это, у теории довольно много противников. Чтобы понять суть спора между противоборствующими научными школами, необходимо совершить небольшой экскурс в историю развития геологии.

Учение о геосинклиналях, возникшее во второй половине XIX века создано на базе контракционной гипотезы Эли де Бомона. Контракционная гипотеза в свою очередь основывалась на представлениях Канта и Лапласа о первичном горячем состоянии Земли, охлаждение которой привело к образованию складок и разрывов. С этих позиций Э. Зюсс и Г. Штилле объясняли процессы горообразования. Еще два открытия, сделанные в XIX веке, повлияли на укрепление геосинклинальной гипотезы. Первое заключалось в том, что недра планеты горячие и вещество в них находится в расплавленном состоянии, а второе – явление изостатического равновесия. Согласно принципу изостазии внешняя твердая оболочка земного шара состоит из крупных блоков, «плавающих» в более плотном, но пластичном материале, при этом каждый из блоков уравновешен в соответствии с законом Архимеда. Это открытие способствовало объяснению наличия океанических впадин, сложенных более плотными породами, и континентов, состоящих из более легких пород.

Изучение массивов, смятых в складки, навело исследователей на мысль о том, что в процессе аккумуляции осадков, под влиянием увеличивающегося давления, нижележащие породы прогибались, образуя синклинальные структуры. Достигнув разогретых и расплавленных недр, эти слои, прорываясь интрузиями, поднимались, формируя антиклинальные структуры и горно-складчатые пояса. Представления о формировании складчатых массивов, изученных в одном районе земного шара, распространялись и на другие складчатые объекты. Но, поскольку породы, слагавшие эти массивы, имели различный возраст, и в некоторых случаях в них отмечался «перерыв» в осадконакоплении, был сделан вывод об эпохах и фазах складчатости.

Контракционная гипотеза «подпитывалась» наблюдениями за расположением материков. Считалось, что нет сил, которые бы могли изменить их взаимное расположение. Поэтому сторонников геосинклинальной теории называют «фиксистами». Согласно фиксистской концепции все геологические структуры, включая континенты, горные сооружения, океаны и острова всегда находились на поверхности Земли в строго фиксированном положении.

Изменение представлений о формировании Солнечной системы, имеющиеся доказательства того, что она образовалась за счет аккреции твердых частиц холодного газопылевого протопланетного облака, способствовали разработке новой научно обоснованной теории, подтверждаемой законами физики. После соответствующих физических расчетов и астрономических наблюдений, был сделан важный вывод: *во время роста Земли температура в недрах оставалась ниже температуры плавления первичного, недифференцированного земного вещества, а сама Земля была*

*лишена ядра и земной коры.* Следовательно, ни о каком сжатии планеты речи быть не может. Такой вывод потребовал пересмотра гипотезы, объясняющей формирование земной коры.

Благодаря океанологическим исследованиям, был получен большой объем новых материалов, касающихся процесса рудообразования. Постепенно была создана новая теория, которая совершенно иначе, чем геосинклинальная, объясняла процесс формирования Земли и земной коры: формирование коры происходит на активных окраинах континентов, а континенты находятся в постоянном движении.

Для описания процессов и геодинамических моделей мобилистами используются некоторые термины и понятия, заимствованные из геосинклинальной теории. Но эти две теории настолько различны по своей сути, что употребление терминов и понятий в том смысле, в котором они применялись в геосинклинальной теории, приводит к неоднозначным выводам и заблуждениям. Поэтому возникла необходимость в проведении ревизии терминов и понятий, применяемых в геодинамике и геотектонике. Корректировка терминологической базы способствует дальнейшему развитию теории тектоники плит.

Книга состоит из четырех глав.

В первой главе приведен хронологический обзор основных достижений в области развития и применения теории тектоники плит, рассмотрены палеореконструкции положения континентов для раннего палеозоя, составленные различными авторами по материалам изучения минералов-ферромагнетиков. Установлены причины расхождения в применении результатов палеомагнитных исследований для доказательства дрейфа континентов и выбрана цель дальнейших исследований: уточнить механизм формирования земной коры.

Вторая глава имеет концептуальный характер. Для уточнения механизма формирования земной коры, проведен анализ гипотез, объясняющих проявление геодинамических процессов. Здесь объясняются условия формирования и существования астеносферы, предложена модель развития конвекции в астеносфере и мантии. Поясняются причины появления океанических валов и зон субдукции. Приведен механизм формирования зон спрединга. Проводится критический анализ гипотез, объясняющих формирование задуговых бассейнов и островных дуг. Поднимается вопрос о возрасте пород и времени формирования коры, слагающей континенты, объясняются причины возникновения складчатых областей и проявления различных фаз магматизма, причины проявления межслоевых интрузий. Выработаны критерии, по которым можно провести переинтерпретацию геологических материалов для доказательства действенности теории тектоники плит. Кроме того, объясняются причины проявления «косой субдукции» и другие вопросы. На основании предложенной теоретической концепции, усовершенствована легенда геодинамической карты «третьего» поколения, методика построения которой была предложена А.А. Ковалевым. Усовершенствованная геодинамическая карта может быть использована не

только для прогноза месторождений полезных ископаемых, но и для сейсмоструктурного и инженерно-геологического районирования. Рассмотрены геодинамические условия и стадии формирования полезных ископаемых.

В третьей главе, проведен анализ геологических формаций и предложена модель образования композиционной коры, слагающей территорию Казахстана.

Четвертая глава имеет прикладное значение для прогноза месторождений полезных ископаемых – в ней охарактеризованы формации с точки зрения возможности содержания в них тех или иных рудных компонентов. Обоснованы рекомендации для проведения поисково-разведочных работ на полиметаллы на территории Рудного Алтая.

Автор благодарна профессору, д.г.-м.н., академику Инженерной академии Республики Казахстан Г. Ж. Жолтаеву и д.г.-м.н., профессору, почетному члену РАЕН, члену международной академии минеральных ресурсов, А. А. Ковалеву за ценные советы и предоставленную современную литературу; д.г.-м.н. О. В. Подольному, Р.Г. Жилинскому и к.г.- м.н., доценту В. П. Олексенко, за критические замечания и пожелания, высказанные при прочтении рукописи; членам редколлегии научных журналов, способствовавших публикации статей: Г.Г. Улезько («Новости науки Казахстана»), О.К. Вагнер (КазгосИНТИ), Н.С. Шариповой («Вестник Национальной инженерной академии Республики Казахстан»), В.С. Музгиной («Промышленность Казахстана»), З.В. Толубаевой («Геология Казахстана»), В.С. Горяевой («Геология и охрана недр»).

Особую благодарность выражаю моей семье за безграничное терпение, понимание и поддержку.

## 1 ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕОРИИ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

Становление и развитие теории тектоники плит связано с именами выдающихся исследователей: О. Фишера (1889), А. Вегенера (1912), А. Холмса и А. Д. Тойта (1949); Dietz R. S., Hess H.H., Vine F.J., Matthews D.H., Wilson J.T., Bullard E. C., Morgan W.J. и др.(1949-1968) [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9], Хаина, Моница, Сорохтина, Ушакова, Лобковского, Лисицына, Ковалева и др.

В таблице 1.1 в хронологической последовательности отражены становление и эволюция взглядов основоположников тектоники плит, а также особенности практического применения новой теории для поисков и прогноза месторождений полезных ископаемых [30-73].

Одним из наглядных примеров, подтверждающих гипотезу А. Вегенера о существовании в геологическом прошлом единого суперконтинента, является сходство очертаний береговой линии Атлантического побережья Европы и Северной Америки, Африки и Южной Америки. Именно этот факт и явился основой для выяснения причин, способствовавших разрушению Пангеи и последующему дрейфу вновь образованных континентальных глыб. Для доказательства был использован метод палеомагнитных исследований, основанный на изучении способности изверженных и некоторых осадочных пород, содержащих ферромагнитные минералы – магнетит, титаномагнетит, пирротин и гематит, сохранять неизменным направление вектора естественной остаточной намагниченности с момента их образования.

Изучение палеомагнетизма [34, 85, 87] пород позволило получить новые доказательства дрейфа континентов для мезо-кайнозойского времени. Большинство имеющихся реконструкций заключается в воссоздании Пангеи. Глобальных реконструкций для раннего и среднего палеозоя сравнительно немного [88, 89, 90, 91, 87, 92, 93, 94, 73, 95]. Но схемы, основанные на палеомагнитных данных, дают удовлетворительные реконструкции для перми и карбона, а палеомагнитные исследования, проводимые разными авторами, существенно отличаются друг от друга и в ряде случаев являются дискуссионными (Рисунки 1.1, 1.3, 1.4, 1.5). Существенным является вопрос о знаке палеомагнитного полюса: определение полярности по палеомагнитным данным становится неоднозначным в том случае, если в кривой дрейфа полюсов имеются значительные перерывы. Довольно часто знак полюса определяется косвенно на основе сопоставления с геологическими и палеоклиматическими реконструкциями. Главным при использовании геологических и палеоклиматических данных является метод актуализма.

Еще одним доказательством в пользу подвижности земной коры явилось открытие, сделанное в 1963 г. Vine F.J., и Matthews D.H. [35] при изучении пород океанического дна. Они установили симметричные по отношению к срединному океаническому хребту (СОХ) магнитные аномалии. Это позволило выявить основные закономерности в перемещении плит для Северной Атлантики, в дальнейшем аналогичные исследования были проведены и в других океанах. Установлено, что в процессе раздвижения

Таблица 1.1 – Хронология основных достижений в развитии и применении теории тектоники плит

Дата	Автор	Заслуга
1	2	3
1889	О.Фишер	Определена мощность континентальной коры – около 40 км. Создана первая геодинамическая модель развития Земли: образование океанической коры в зонах растяжения; затягивание океанической коры под окраины континентов и островов (связь с землетрясениями); движущий механизм, перемещающий блоки земной коры, – конвективные течения магмы в подкоровом слое
1912	А. Вегенер	Сходство геологического строения, фауны и флоры материков гондванской группы; доказательство различного состава коры океанов и континентов; палеореконструкции Гондваны и Пангеи на основании данных о позднепалеозойском оледенении
1929	А. Холмс	Механизм движения континентов объяснен существованием конвекционных потоков в недрах Земли. Разогрев недр происходит благодаря распаду радиоактивных элементов. Движение литосферы представляется в виде транспортной ленты
1958	П.Н.Кропоткин	Использование палеомагнитных и геологических данных для доказательства дрейфа континентов в прошлые геологические эпохи
1962	Г. Хесс	Повторно высказана идея О.Фишера об образовании океанической коры в срединно-океанических хребтах, возрасте и расширении океанического дна, погружении океанической коры в зонах глубоководных желобов
1963	Дж. Уилсон	Выделение трансформных разломов и перемещение по ним блоков земной коры относительно друг друга с различной скоростью
1963	Ф. Вайн и Д. Мэтьюз	Полосчатые магнитные аномалии на океаническом дне – «запись» инверсий магнитного поля Земли в базальтах расширяющегося океанического дна
1965	Дж. Уилсон	Литосферная оболочка Земли состоит из плит. Границы плит: рифтовые зоны, зоны поддвига плит, трансформные разломы. Трансформные разломы возникают при развитии в ней сдвиговых напряжений.
1965	Е. Буллард	Использование теоремы Эйлера для реконструкции положения дрейфующих континентов в предыдущие геологические эпохи
1968	Хейрцлер и др.	Теоретически рассчитан возраст океанического дна; возраст океанического дна увеличивается с удалением от срединно-океанических хребтов, возраст самой древней коры – позднемезозойский.
1968	В.Морган и Кс. Ле Пишон	Рассчитаны параметры движения крупных литосферных плит
1968	Б. Айзекс, Дж. Оливер и Л. Сайкс	Доказано: сейсмичность Земли определяется движениями литосферных плит по ее поверхности
1968	С.А. Ушаков	Нарушения изостазии в районах островных дуг объяснены динамическим эффектом поддвига океанических плит под островные дуги

Продолжение таблицы 1.1

1	2	3
1969	А. Митчелл и Г. Ридинг	Четыре типа геосинклиналей: атлантический, андийский, островной дуги и Японского моря. Показаны особенности осадконакопления в них. Высказана идея о трех типах орогенеза (андском, островной дуги и гималайском)
1969	А.В. Пейве	Развита идея Г. Хесса о том, что офиолитовые покровы представляют собой фрагменты древней океанической коры, надвинутой на континентальные окраины
1970	Дж. Дьюи и Дж. Берд	Рассмотрено образование горных поясов Земли с позиций тектоники литосферных плит
1972-2006	А.А. Ковалев	Классификация и металлогенический анализ основных структурных элементов земной коры по условиям ее образования
1972	А. Миясиро, С. Уеда	Изучены условия образования и проявления регионального метаморфизма пород и осадков в зонах поддвига плит; изучен механизм погружения океанической литосферной плиты в мантию в зонах субдукции
1973	А.Митчелл и Г. Ридинг	Островодужные структуры формируются в результате прерывистого поглощения литосферы в районах глубоководных желобов; модель островной дуги; стадии эволюции островных дуг; определены характерные для островных дуг комплексы вулканических, вулканоплутонических и метаморфических пород
1973	Дмитриев А.В.	Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов
1974	Дж. Дьюи и Дж. Берд	Орогенические пояса являются результатом тангенциальных движений литосферных плит, доорогеническое накопление осадков происходило в океанах и на окраинах континентов; рассмотрены фазы эволюции океанов, континентальных окраин и орогенов. Выделены стадии развития, даны модели эволюции окраин континентов атлантического типа, горных поясов кордильерского типа и возникающих при столкновении островной дуги и континента (новогвинейский тип) и двух континентов (гималайский тип)
1974	О.Г. Сорохтин	Разработан механизм образования океанических литосферных плит, происхождения срединно-океанических хребтов и возможные механизмы образования региональных надвигов.
1974	У. Диккинсон	Выполнен анализ обстановки схождения литосферных плит; выделены четыре возможных типа их столкновения
1974-1983	О.Г.Сорохтин, С.А.Ушаков, А.С. Монин	Определены природа конвекции и основные источники ее энергии, исследован механизм химико-плотностной дифференциации земного вещества в гравитационном поле Земли; химико-плотностная, гравитационная конвекция является причиной дрейфа литосферных плит. Определены скорость образования ядра, конвективного массообмена в мантии, средний уровень тектонической активности Земли; выяснены основные закономерности эволюции Земли
1976	О.Г. Сорохтин, Л.И. Лобковский	Предложены и обоснованы современные модели строения океанической литосферы, теоретически обоснован механизм поддвига литосферных плит и предсказано явление затягивания осадков в зоны поддвига плит



Продолжение таблицы 1.1

1	2	3
1978	А.М. Городницкий, Л.П. Зоненшайн, Е.Г. Мирлин	Выполнены палеогеодинамические реконструкции, прослежена эволюция океанов в течение всего кайнозоя и позднего мезозоя
1979	С.А. Ушаков, Ю.И. Галушкин	Факт затягивания океанических осадков под островные дуги подтвержден сейсмическими данными
1980	А.П. Лисицын	Использованы изменения условий осадконакопления для определения направлений и скоростей смещения океанских плит
1989, 1990, 1993	А.П. Лисицын, Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г.	Изучение гидротермальных образований рифтовых зон океана
1988	Л.И. Лобковский.	Комплексные геодинамические модели процессов спрединга и субдукции; выдвинута и обоснована концепция двухъярусной тектоники плит
1989	А.В. Авдеев, А.А. Ковалев	Проанализирована геологическая позиция офиолитовых зон Северного, Срединного и Южного Тянь-Шаня, предложены схема тектонического районирования и модель эволюции литосферы Киргизии
1993-1999	Шенгер и др.	Предложена фундаментальная концепция тектонической эволюции литосферы для Казахстана и сопредельных территорий
1995	Г.С. Гусев, В.В. Зайков, Е.В. Зайкова, А.А. Ковалев Е.И. Леоненко и др.	Охарактеризованы типовые месторождения полезных ископаемых эталонных современных и палеогеодинамических обстановок, предложены новые модели формирования вольфрамовых месторождений. Выполнена типизация месторождений на геодинамической основе и условия их формирования. Разработаны методы прогноза месторождений полезных ископаемых с позиций теории тектоники литосферных плит
1996-2003	Г.Ж. Жолтаев	Разработаны геодинамические модели эволюции и строения юга Евразийской плиты для конца палеозоя. Разработана модель геодинамической эволюции Большого Каспия, что позволило понять условия нефтегазообразования и закономерности размещения углеводородов
2001	В.Е. Хаин	Определены основные черты строения и тектонического развития главных структурных элементов земной коры – континентов и океанов
2002	Коллектив авторов	Составлен атлас литолого-палеогеографических палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии
2004	Перчук А.Л.	Изучение условий образования и эксгумации метаморфических горных пород из зоны субдукции

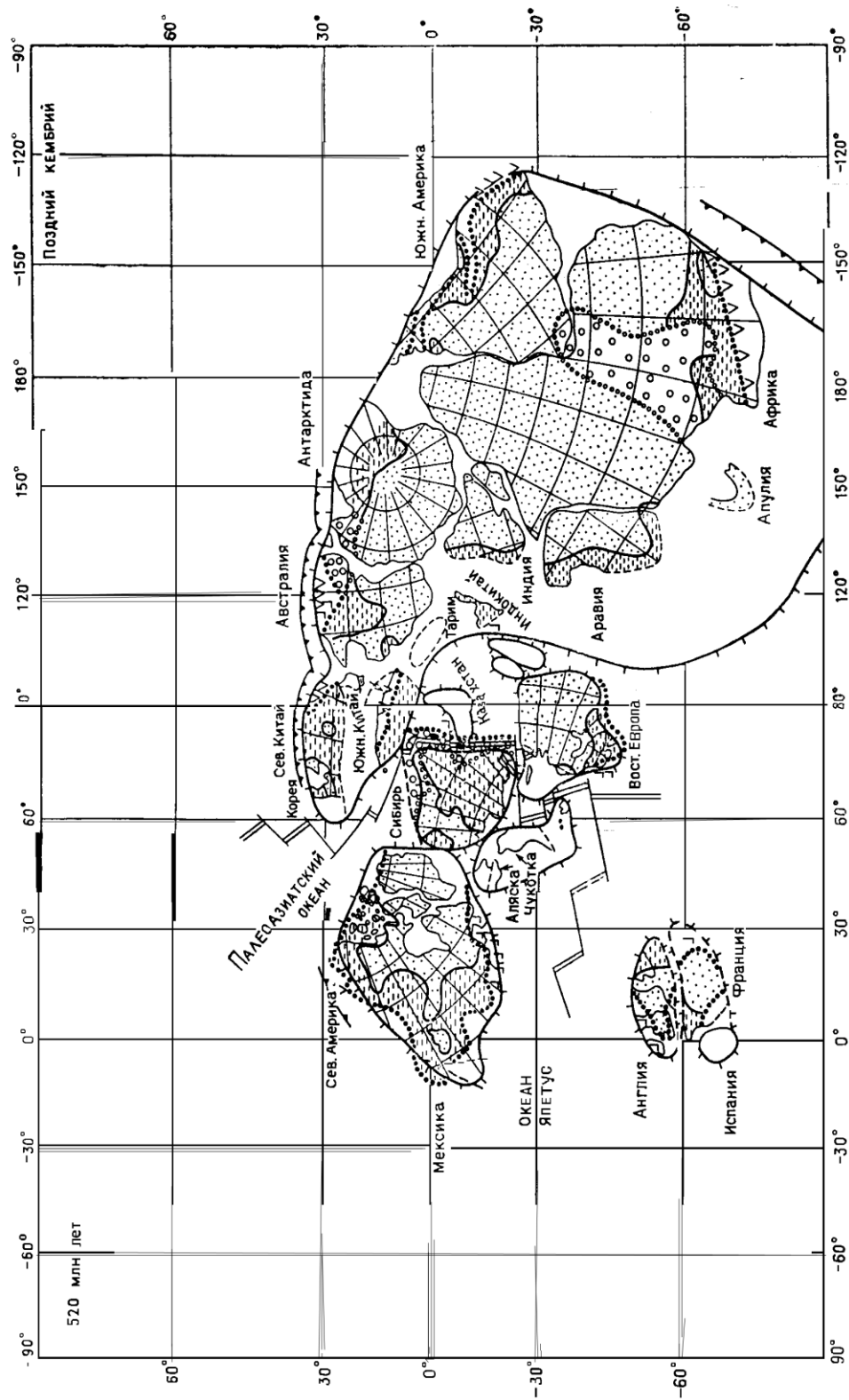


Рисунок 1.1 – Палеотектоническая реконструкция для позднего кембрия (проекция Меркатора с центром  $0^{\circ}$  с.ш. и  $90^{\circ}$  в.д.) [95]. Условные обозначения см. на рис.1.2.

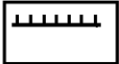
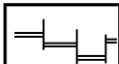
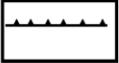

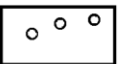
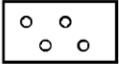

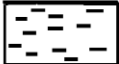

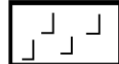
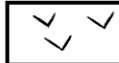
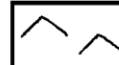
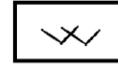
-  1- границы континентов;
-  2- оси спрединга и трансформные разломы;
-  3 – зоны субдукции;
-  4 границы областей континентальной коры;
-  5 –границы крупных областей с орогенным режимом развития;
-  6 - области поднятий на континентах с высоким рельефом;
-  7 – области поднятий на континентах с низким рельефом;
-  8 – морские осадочные бассейны на континентах;
-  9 – районы проявления гранитизации ;
-  10 – офиолитовые комплексы;
-  11 – островодужные комплексы;
-  12 комплексы окраинно-континентальных вулканических поясов;
-  13 - бимодальные комплексы;

Рисунок 1.2 – Условные обозначения к палеотектоническим реконструкциям [95]

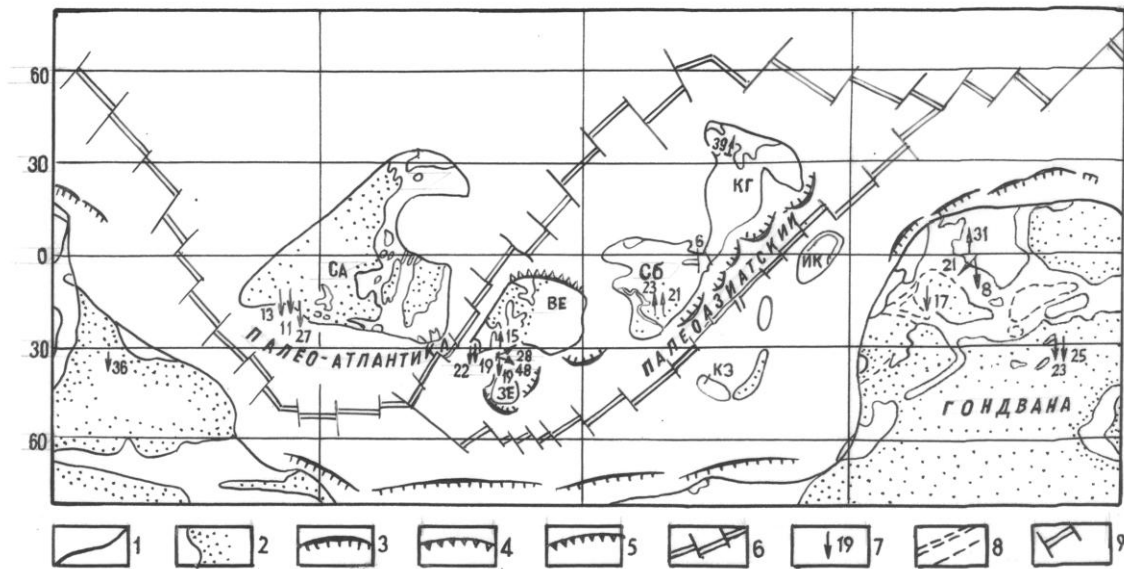


Рисунок 1.3 – Реконструкция континентов и океанов раннего кембрия (460-450 млн лет) [93]. 1 – контуры континентов и микроконтинентов; 2 – континенты в пределах современной суши; 3 – системы островных дуг; 4 – активные континентальные окраины; 5 – зоны столкновения континентов и континентов с островными дугами; 6 – системы срединно-океанических хребтов и пересекающих их трансформных разломов; 7 – палеомагнитный вектор (цифра – палеомагнитная широта, градусы); 9 – сравнительно достоверное положение осевых зон срединно-океанических хребтов; 9 – отмершие системы спрединга. Континенты и микроконтиненты: ВЕ – Восточно-Европейский, ЗЕ – Западно-Европейский, Ик – Индокитайский, Ин – Индийский, Ир – Иранский, К – Китайский, Кз – Казахстанский, Сб–Сибирский

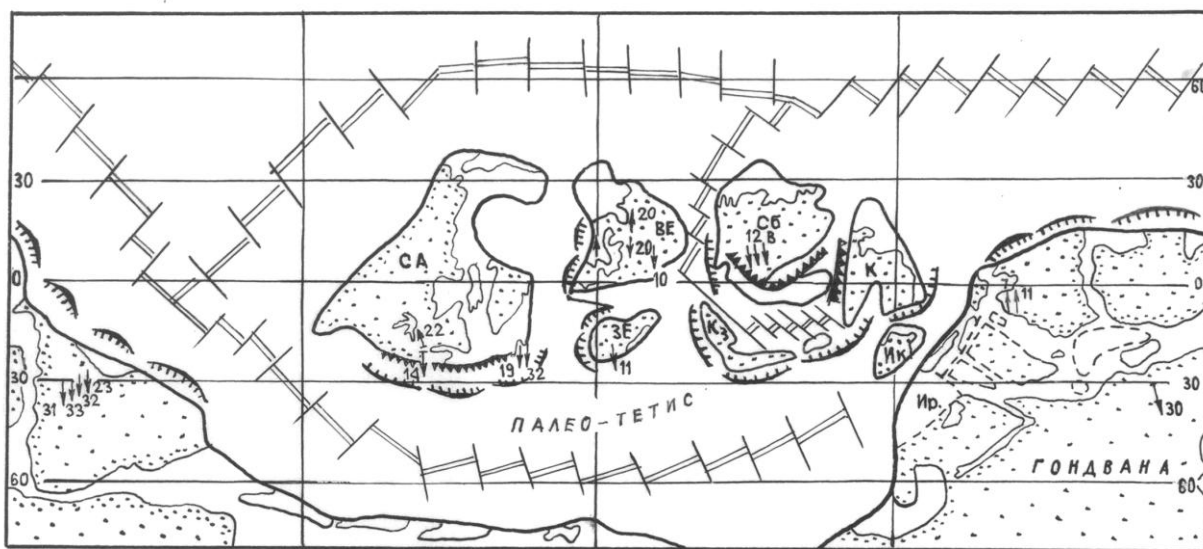


Рисунок 1.4 – Реконструкция континентов и океанов среднего–позднего ордовика (460-450 млн лет) [93]

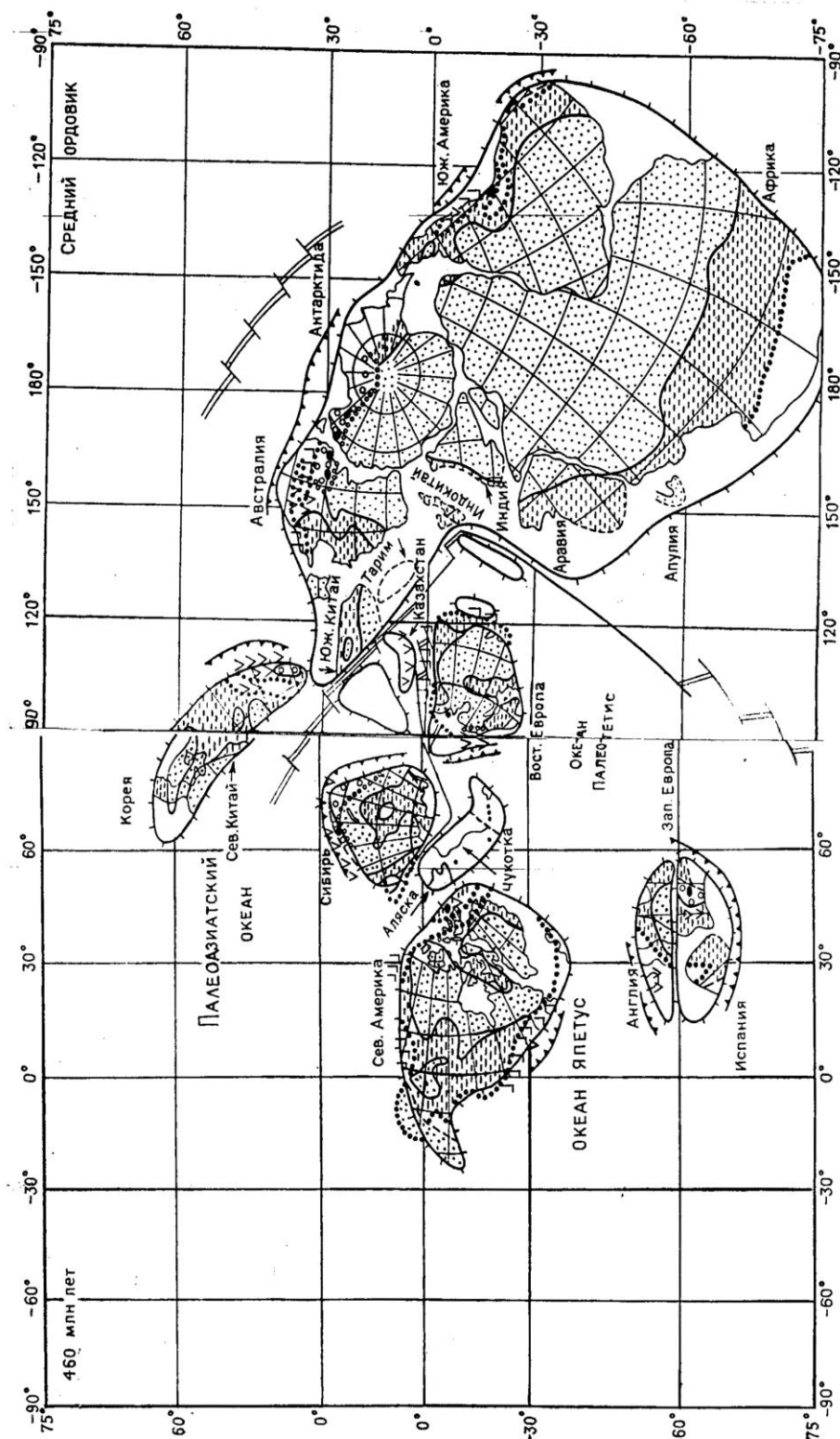


Рисунок 1.5 – Палеотектоническая реконструкция для среднего ордовика (проекция Меркатора с центром 0° с.ш. и 90° в.д.) [95]. Условные обозначения см. на рис.1.2.

литосферных плит под толщей океанических вод происходит гидратация мантийных пород, которая сопровождается обогащением ультраосновных пород щелочами и другими растворенными в них элементами, в том числе калием, ураном и торием. С удалением от зоны спрединга, возраст океанических литосферных плит становится более древним [76]. Дальнейшее изучение океанического дна позволило доказать, что возраст плит от момента их формирования на дивергентной границе до момента поглощения в зоне субдукции составляет около 150-160 млн лет. Таким образом, у пассивной окраины континента возраст пород, слагающих кору океанической литосферной плиты соответствует времени начала формирования литосферной плиты в СОХ.

В отличие от прежних построений, связанных с решением вопросов касающихся перемещения континентов, авторским коллективом [96], с использованием материалов, опубликованных в работе [97] обобщены результаты изучения палеомагнетизма определенного структурно-тектонического блока, сложенного докембрийскими и палеозойскими породами Полярного, Среднего и Южного Урала. На Среднем и Южном Урале изучены ордовикские и силурийские породы Восточно-Уральского микроконтинента. Рассмотрены породы океанической коры, вулканогенно-осадочные образования островных дуг и осадочные отложения континентальных окраин. В результате выполненных исследований сделаны следующие выводы:

1. Протоуральская островная дуга в вендское время находилась у уральской окраины Восточно-Европейского континента (ВЕК) на широте  $34,9 \pm 7^0$  ю.ш.;

2. Лемвинская зона в кембрии-тремадоке располагалась около экватора на широте  $3,9 \pm 4^0$  с.ш.;

3. Елецкая шельфовая зона ВЕК в ареннге находилась на широте  $9,3 \pm 4^0$  с.ш.;

4. Офиолиты Полярного Урала в ордовике формировались на широте  $10,8 \pm 2,6^0$  с.ш.

5. Формирование пород малоуральской энсиматической островной дуги в позднем ордовике – раннем силуре происходило вблизи Казахстанского микроконтинента на широте  $14,9 \pm 6,3^0$  ю.ш.;

6. Восточно-Уральский микроконтинент в среднем-позднем ордовике находился на широте  $4,0 \pm 3,2^0$  ю. ш., для раннего силура в разных частях этого микроконтинента определены палеошироты  $9,1 \pm 4,5^0$  и  $12,2 \pm 3,4^0$  ю. ш.;

7. Окраинная зона Казахстанского сиалического блока, обращенная к Уральскому океану, имела в девонское время восточно-юго-восточное направление, Тобольский участок этой зоны находился на широте  $20,6 \pm 3,8^0$  с.ш.;

8. Океаническое пространство между Ирландской островной дугой и Казахстанским микроконтинентом в девоне составляло  $2800 \pm 450$  км ( $25,6 \pm 4,1^0$  в направлении палеомеридиана). Палеомагнитные данные по офиолитам Южных Мугоджар [98] свидетельствуют о том, что ось палеоспрединга в этом

палеобассейне имела широтное простирание и находилась примерно на широте 15° с.ш.

Из приведенных примеров ясно, что методика, используемая для доказательства дрейфа континентов по палеомегнитным данным не верна, однако она может быть успешно использована для решения задач по перемещению составных частей континентов – различных структурных элементов, сформированных в определенных геодинамических обстановках.

Другим ярким примером необходимости проведения геодинамического анализа является вопрос о возрасте пород. Ошибки в определении абсолютного возраста и отнесение метаморфических пород и офиолитов к докембрийским образованиям происходят из-за того, что метаморфизм пород рассматривается как показатель древности.

Как правило, при большом разбросе изотопных данных выбираются показатели наиболее древнего возраста. Для определения времени формирования и продолжительности существования горных пород применяют изотопные методы, но они имеют ограничения: анализ изотопного состава дает достоверный результат при условии, что со времени образования исследуемого вещества не происходило частичного выноса или приноса радиоактивного элемента или продукта его распада. Известно, что определение возраста магматических пород калий-аргоновым методом дает надежные результаты только для пород не древнее девона. Калий-аргоновый метод позволяет определить время кристаллизации исследуемого объекта только в том случае, если с момента формирования кристаллической решетки она не подвергалась нарушению и сохранила весь радиогенный аргон (захват или потеря аргона, принос или вынос калия). Нарушение по каким-либо причинам этого условия приводит к смещению радиоактивного равновесия между калием и аргоном и получению фиктивного значения возраста минерала [75].

Кроме того, получению ошибочных результатов благоприятствовали как фиксистские представления о залегании на больших глубинах древней континентальной коры, так и тенденция к расширению исследований по проблеме докембрия [74].

Анализируя с позиций теории тектоники литосферных плит ранее полученные геологические материалы, некоторые ученые пришли к важному выводу об ошибочных определениях возраста пород. Идея «антидревнения», высказанная Л.И. Боровиковым [77, 78] и А.А. Ковалевым [79; 74, 9], проверялась на Киргизском геодинамическом полигоне [80, 81, 82, 83], где было установлено, что многие метаморфические породы по комплексам океанической коры неправильно относились к докембрию [84, 74, 79]. На основании проведенного геодинамического анализа в работе [47] сделан вывод о том, что все породы «докембрийских» серий и свит в Кокчетавской провинции, являются метаморфизованными породами 1 и 2 слоев океанической коры. В Чу-Илийском рудном поясе Казахстана к образованиям протерозойского, а иногда и архейского возраста ранее относили многие толщи гнейсов и кристаллических сланцев, образованные по вулканитам и глубоководным пелагическим осадочным толщам (слои 1 и 2) океанической

коры. Анализ тектонической структуры и условий регионального метаморфизма показал, что эти породы образованы в процессе скупивания пластин океанической коры венд-кембрийского и, возможно, ордовикского возраста.

В середине 70-х г. XX в. Сорохтиным О.Г., С.А.Ушаковым, А.С. Мониним [10,11,12,13,14, 15,16, 17,18,19,20] объяснена природа глобальных процессов, управляющих тектонической активностью Земли. Но хорошо доказываемая геологическими данными [21, 22, 23, 24,25,26,27,28] новая теория столкнулась с затруднениями в объяснении процессов и явлений при описании региональных горизонтальных движений земной коры. В конце 80-х г. XX столетия Л.И. Лобковским [29] разработана концепция двухъярусной тектоники плит. Новая концепция дополнила теорию тектоники литосферных плит и объяснила многие явления законами механики. Она позволила понять, что глобальные горизонтальные движения литосферных плит происходят под влиянием мантийных конвективных потоков – это нижний литосферный ярус системы, а на проявление региональных тектонических процессов оказывает влияние верхний ярус – корово-плитный.

Развитие теории тектоники плит повлияло на ряд открытий, связанных с процессом формирования месторождений полезных ископаемых: открытие и изучение рециклинговых гидротермальных систем в современных срединно-океанических хребтах и в задуговых бассейнах, явилось толчком для дальнейшего развития металлогенических исследований.

В настоящее время, несмотря на убедительные доказательства в пользу истинности теории тектоники плит, она еще не завоевала всеобщего признания.

Как видно из таблицы 1.1, тектоника плит интенсивно развивалась за рубежом, основоположниками и теоретиками являлись иностранные специалисты. Отставание от мировой геологической науки произошло по нескольким причинам: во-первых, иностранные ученые раньше, чем отечественные, получили возможность проводить исследования океанического дна. А «ключ» к разгадке геологии континентов находится именно на дне океана: в глубоководных желобах и прилегающих к ним вулканических островах, в срединно-океанических хребтах. Отставание от зарубежной геологической науки привело к формированию в СССР сильной геологической школы, в которой получила широкое развитие классическая форма геосинклинального учения. Во-вторых, в СССР в 70-80-е г. XX столетия господствовал административно-командный и авторитарный принцип управления, отрицательно сказавшийся на развитии науки. Вот как вспоминает о времени «запретов» О.Г. Сорохтин, подготовивший в 1971 г. статью, в которой дан «прогноз существования в океанических рифтовых зонах и на склонах срединно-океанических хребтов мощнейших гидротермальных источников, выносящих около 30% излучаемого Землей тепла: «На статью был дан отрицательный отзыв, обоснованный тем, что «нельзя на одну недоказанную гипотезу (тектоника плит) нанизывать другую, еще более фантастическую». Эта идея была включена в диссертацию в 1973 г., а в монографии опубликована только в 1974 г. Аналогичная прогнозная статья



была опубликована К. Листером в 1972 г., в результате Советский Союз потерял приоритет в предсказании существования величайшего гидротермального пояса планеты» [30].

## Резюме

Условно развитие теории тектоники плит можно разделить на 4 этапа: 1 – накопление фактических данных – (конец XIX- 1940 г. XX в. в.); 2 – Появление идей, объясняющих сущность наблюдаемых процессов и явлений (1949 – 1968); 3 – (1972-1983) – разработка концепции теории тектоники плит, объясняющей формирование литосферы и полезных ископаемых; 4 (Конец XX – начало XXI в.в.) – Внедрение новых теорий в практику.

На первом этапе была высказана идея о мобильности континентов, но не было ответа на вопрос о причинах, вызвавших их движение. С появлением новых фактов, появились гипотезы, объясняющие их. Так развились новые научные направления, изучавшие геодинамику мантии, причины проявления мантийной конвекции, палеомагнетизм, сейсмичность зон субдукции и спрединга, причины образования и движения литосферных плит, условия рудообразования зон спрединга и субдукции. Постепенно начала формироваться новая теория. Но, поскольку, не на все вопросы сразу находились ответы, возникали новые гипотезы. Объяснив одно явление, они не могли объяснить другое. Причина заключалась в том, что исследователи объясняли наблюдаемые процессы и явления, используя теоретическую базу, выработанную геосинклинальной теорией. Они не отрицали формирование прогибов, и соответственно, возникновение геосинклиналей. Неоспоримым фактом являлось наличие локальных магматических очагов в мантии. И вместе с тем, мантия представлялась огненно-жидким расплавом. Одним из важнейших моментов, перешедших из геосинклинальной теории, является понятие о складчатости. И, только в конце 80-х г. XX столетия предложенная Л.И. Лобковским концепция двухъярусной тектоники плит, дополнившая теорию тектоники литосферных плит позволила понять, что глобальные горизонтальные движения литосферных плит происходят под влиянием мантийных конвективных потоков, а на проявление региональных тектонических процессов оказывает влияние верхний ярус – корово-плитный. Тем не менее, возникшие новые школы, отделившиеся от теории тектоники плит, продолжают свое развитие, для объяснения какой-нибудь одной идеи.

Вопросы, касающиеся создания палеотектонических реконструкций расположения континентов, возраста метаморфических пород, условий формирования месторождений полезных ископаемых, сейсмического и других видов районирования требуют проведения тщательного геодинамического анализа условий формирования земной коры.

## **2 ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ**

Представления о строении Земли и делении ее на сферы (литосферу, мантию и ядро), основанные на геофизических методах и лабораторных экспериментах, общепризнанны. Верхняя часть литосферы – поверхность земной коры, доступная для непосредственного наблюдения, хорошо изучена на относительно небольшую глубину геологическими методами. О мантии и процессах, происходящих в ней, судят по совокупности геологических и геофизических данных. О составе ядра высказываются различные гипотезы. Подвижность литосферных плит уже почти ни у кого не вызывает сомнений, тем более, что их движение подтверждается океанологическими исследованиями, изучением при помощи спутниковой геодезии и доказаны в теоретических разработках О.Г. Сорохтина и других исследователей.

Глава посвящена анализу современных представлений и выявлению взаимосвязи между процессами формирования литосферы, коры и астеносферы. Это позволило уточнить геодинамическую модель формирования литосферы и усовершенствовать методику составления геодинамических карт, являющихся основой для составления прогнозных металлогенических, сейсмотектонических, инженерно-геологических и других карт.

### **2.1 Предпосылки для проведения анализа геодинамической модели формирования литосферы с позиций теории тектоники плит**

Геология как наука возникла сравнительно недавно в результате обобщения наблюдений и фактов, накапливаемых человечеством с глубокой древности. Это нашло отражение в терминах. Причем, часть терминов, используемых в современной геологии, заимствована из географии, являющейся родоначальницей наук о Земле. Другая часть терминов возникла благодаря развитию наиболее прогрессивной для своего времени геосинклинальной теории.

По мере накопления новых фактов выяснилось, что они не укладываются в рамки фиксированных концепций о физической сути тех или иных процессов и явлений. Для объяснения новых фактов, выдвигались новые гипотезы, это привело к созданию новой теории – теории тектоники литосферных плит. А старые термины и понятия, выработанные геосинклинальной теорией, настолько прочно вошли в сознание геологов, что они не смогли от них отказаться даже при создании новых гипотез. Таким образом происходит усложнение теории тектоники плит, и в ней возникают внутренние противоречия.

Поэтому при создании новой теории необходимо строго следить за применением терминов: они должны отражать суть процесса и не находиться с ней в противоречии.

## 2.2 Обоснование модели мантийной конвекции

Представление о глубинном строении Земли мы имеем благодаря сейсмологическим исследованиям. Нам известно, что под литосферной оболочкой расположена мантия. Исследованиями Сорохтина О.Г. [10, 53, 30], доказано, что на границе с ядром происходит локальный разогрев мантии (рисунок 2.1). Причины возникновения крупномасштабной мантийной конвекции, источником которой является энергия гравитационной дифференциации мантийного вещества, доказаны О.Г. Сорохтиным [52, 30]. Обычно рассматривают однослойную и многослойную модели мантийной конвекции, объясняя это изменением плотности мантийного вещества с глубиной, и изображая конвективные ячейки замкнутыми (рисунок 2.2).

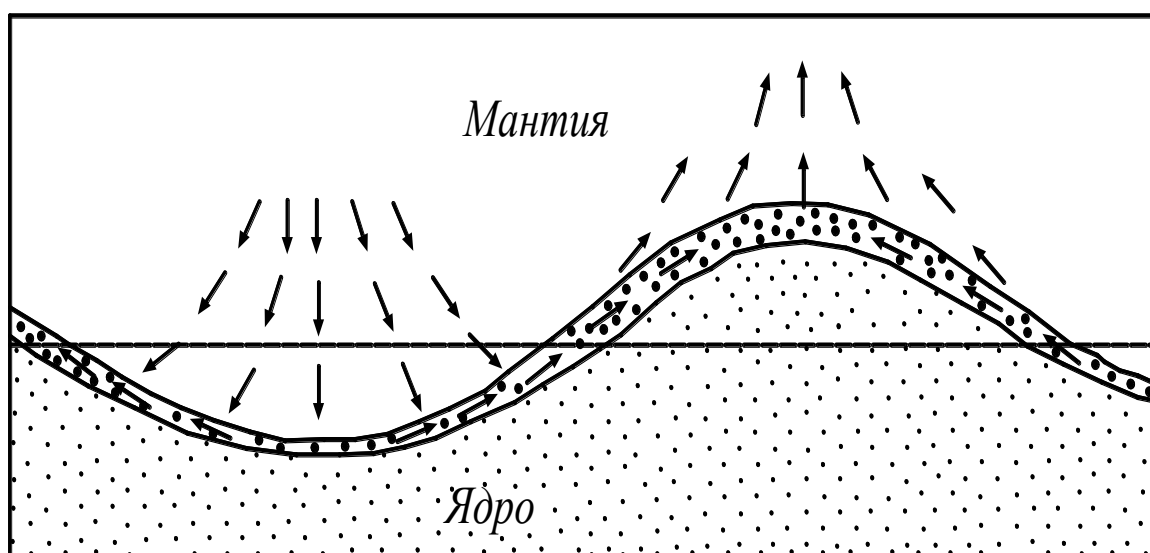


Рисунок 2.1 – Схема конвективных течений вблизи границы мантия-ядро и формирование восходящих потоков в мантии [10]



Рисунок 2.2 – Модель конвективных ячеек в мантии (по Л.П.Зоненшайну)

Для моделирования мантийной конвекции используются вещества жидкой консистенции, различающиеся по плотности. При задании граничных условий модели не учитывается расположение источников тепла, имеющих неравномерный разогрев и другие особенности. Кроме ошибки, связанной с масштабным эффектом, возникает неточность в результате эксперимента и при моделировании получается, что горизонтальные составляющие конвективных ячеек распространяются прямолинейно. Но, поскольку, мантия и астеносфера это не жидкость, то горизонтальные ветви конвективных ячеек приобретают другую форму. Рассмотрим механизм и условия возникновения конвекции в следующих моделях: 1 – 4, изображенных на рисунках 2.3-2.6, изображены механизм и условия мантийной конвекции.

Механизм развития процесса конвекции в модели 4 (рисунок 2.6) объясняется следующим образом: вещество, прогретое восходящим конвективным потоком, поднимаясь к поверхности, охлаждается и опускается до тех пор, пока вновь не прогреется от нижележащего горячего вещества. Температура вещества с удалением от области максимального прогрева уменьшается, постепенно это приведет к совпадению нисходящих элементов конвективных ячеек, т.е. вышележащее постепенно остывающее вещество начнет погружаться.

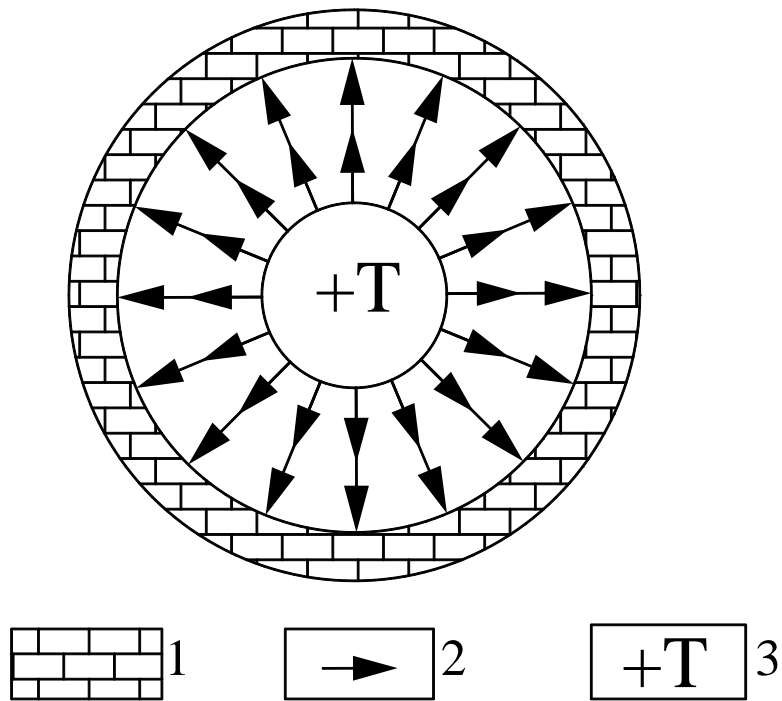


Рисунок 2.3 – Разогрев вещества снизу осуществляется постоянным источником, расположенным внутри сферы. Снаружи сфера не охлаждается. Такие условия исключают возможность развития конвекции. Модель 1.

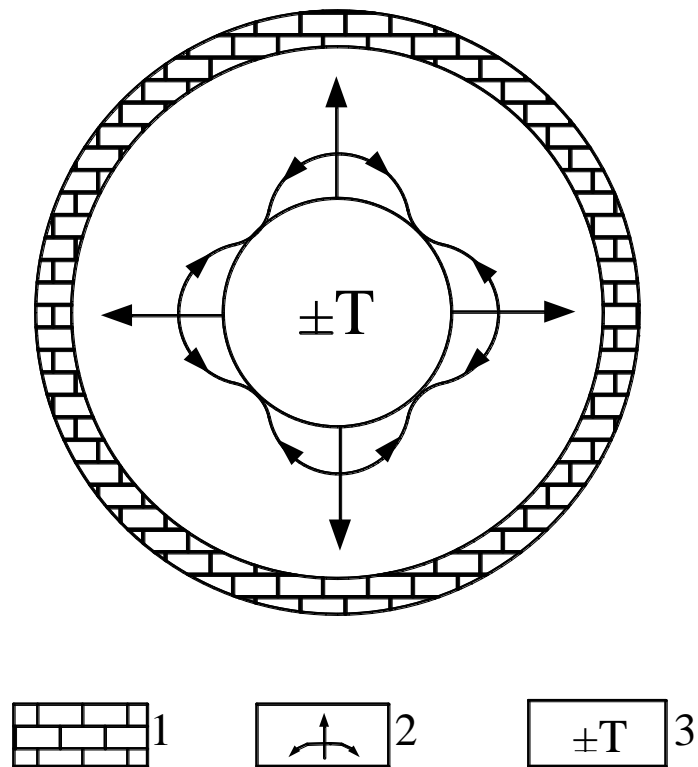


Рисунок 2.4 – Источник тепла оказывает неравномерный прогрев на вышележащие зоны. Сфера не охлаждается. Слабая конвекция возможна непродолжительное время только в районе источника тепла. Модель 2.

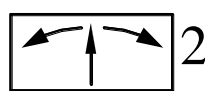
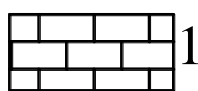
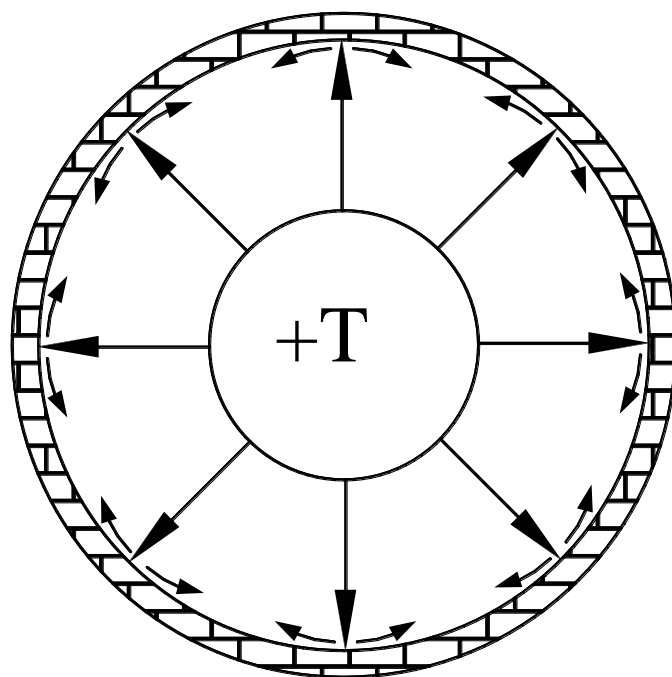


Рисунок 2.5 – Разогрев вещества снизу осуществляется постоянным источником, расположенным внутри сферы. Снаружи сфера охлаждается. Такие условия способствуют развитию волнообразной конвекции только в верхней части сферы, где будет происходить попеременное прогревание от нижележащих зон и охлаждение сверху. Модель 3.

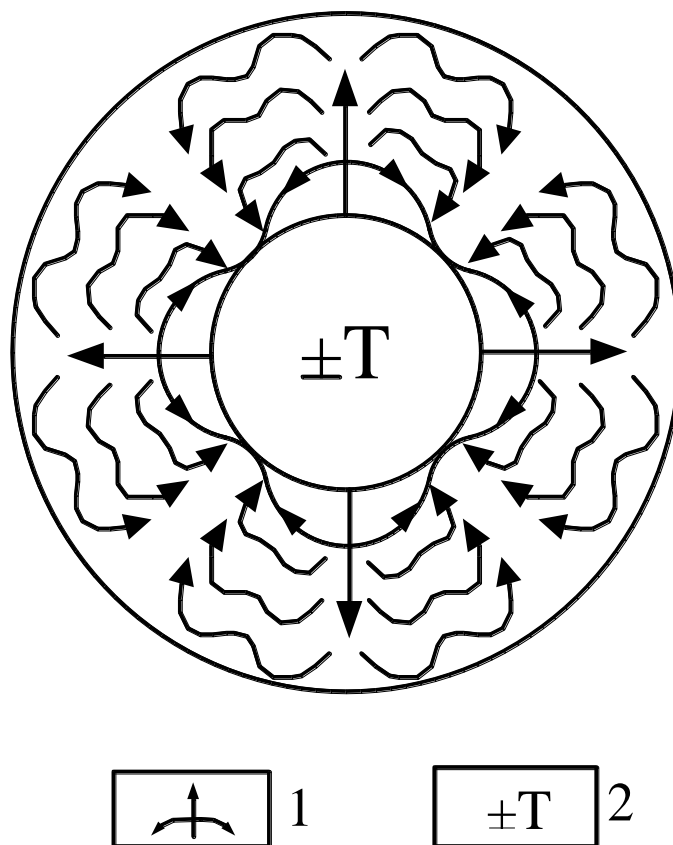


Рисунок 2.6 – Источник тепла имеет сложное строение: одна часть прогревает вышележащие слои сильнее, чем другая. Снаружи сфера охлаждается. Нагревание вещества происходит снизу вверх и в стороны от восходящего потока, а охлаждение сверху вниз и по мере удаления от зоны восходящего конвективного потока. Модель 4.

Такие условия способствуют развитию волнообразной конвекции на горизонтальном отрезке конвективной ячейки. Волнообразная конвекция будет развиваться до тех пор, пока нижележащее вещество мантии сможет прогревать вышележащие области мантии, когда нижележащие слои остынут до температуры вышележащих, сформируется зона нисходящего конвективного потока. Описываемая модель объясняет причины заложения зоны субдукции, неравномерной мощности литосферы, наличие на океаническом дне зон повышенного температурного фона, возвышение спредингового хребта над океаническим дном и другие явления.

### 2.3 Условия формирования литосферы и коры

Литосфера – силикатная оболочка Земли, объединяющая жесткие слои, лежащие над пластичной астеносферой. Мощность литосферных плит, оцениваемая сейсмическими методами, варьирует от 50 – 60 до 150 км, мощность древних литосферных плит достигает 200-250 км., а в СОХ она составляет первые километры. Расчетами [53] установлено, что мощность океанской литосферы закономерно увеличивается в направлении от осевых частей срединно-океанических хребтов (СОХ), где она близка к 2-3 км, к глубоководным котловинам, под которыми ее мощность возрастает до 70-80 км. Наибольшая мощность океанской литосферы 85–90 км отмечается в Северо-Западной котловине Тихого океана и под абиссальными равнинами Атлантического океана.

Литосфера формирует тонкий тепловой погранслои на конвективной ячейке земной мантии. Под действием приложенных достаточно высоких нагрузок в литосфере могут возникать послойные дифференциальные движения, в частности горизонтальные смещения верхних слоев коры относительно подстилающей литосферы, т.е. литосфера реологически расслоена [99]. Реологическая стратификация литосферы обусловлена наличием слоев резко пониженной прочности в пределах земной коры.

Литосферная оболочка состоит из крупных и мелких плит. Плиты разделены подвижными границами. Различают три типа границ плит: дивергентные, конвергентные и трансформные. Дивергентные границы характеризуются раздвижением (спрединг) литосферных плит. Вдоль этих границ образуются рифтовые зоны, в океанах им соответствуют СОХ. Рифт – это крупная линейная структура горизонтального растяжения земной коры, выраженная в ее верхней части грабенообразной впадиной, ограниченной разломами сбросового (реже сдвигового) типа, с которой связаны сейсмическая и магматическая активность. Литосферные плиты обладают долговременной жесткостью, при отсутствии внешних воздействий они способны сохранять неизменными форму и строение. Для разрушения и деформирования плит, необходимы большие механические напряжения, превышающие  $1\text{т/см}^2$  [99].

Плиты в плане не однородны (гомогенные и гетерогенные). Нижняя часть выделяемых типов плит соответствует лерцолитовому (по Дмитриеву А.В. [100]) или перидотитовому (по Ringwood А.Е. [101]) составу мантии.



Гомогенные плиты в верхней части состоят из закристаллизованного мантийного вещества, перекрытого пелагическими и терригенными осадками. Обычно это океанические плиты. Гетерогенные плиты представлены океанической и континентальной частями плиты соединенными между собой. Кора континентальной части плиты отличается не только строением, но и составом, т.е. гетерогенность плит выражается и в плане, и в разрезе.

*Комментарий.* Литосферная оболочка неоднородна по строению и составу. Латеральная и вертикальная неоднородность в верхней части плит заключается в различии литолого-петрографического состава литосферной оболочки, слагающей дно океана и континентальные выступы, и зависит от геодинамических условий образования литосферы на границах.

Положение нижней границы литосферных плит зависит от баротермических ( $P-t$  °C) условий в мантии. Это означает, что переход от литосферы к мантии не резкий, как принято изображать на схемах внутреннего строения Земли, а постепенный. Поэтому мощность литосферы зависит от изменения температуры конвективного потока относительно литосферной оболочки (рисунки 2.7-2.9). Охлаждение мантийного вещества происходит либо на контакте с атмосферой, (рисунок 2.10), либо на контакте с гидросферой (рисунок 2.11), т.е. в спрединговом хребте под поверхностью океана, либо под плитой, несущей на себе континентальный выступ (рисунок 2.12).

Глобальная мантийная конвекция способствует перемещению мантийного вещества, покрытого коркой. Подвижность мантии приводит к расколу литосферной оболочки на «плиты», разделенные подвижными границами спрединга, субдукции и скольжения. Глубина распространения границ соответствует толщине литосферы. Поскольку нижней границы литосферные «плиты» не имеют, поэтому термин «плита» принимается нами условно, а употребление выражения «движение литосферной плиты» означает, что движется конвектирующая мантия, переходящая в каменную корку, разбитую на поверхности подвижными границами. Движение литосферных плит, наблюдаемое современными приборами, является косвенным подтверждением движения мантии, т.е. направление движения плит отражает направление движения мантии. На рисунках 2.13-2.16 изображен механизм возникновения зоны раздвижения и формирования коры на дивергентной границе. Зона раздвижения формируется в том месте, где восходящий конвективный поток, поднимается к поверхности земли. Разогрев плиты происходит снизу. По мере удаления конвективного потока от зоны разогрева температура мантии понижается. Охлаждаясь на границе с экзосферой, конвектирующее вещество мантии «растекается» и разрывает нижнюю часть плиты (рисунок 2.13). Постепенно разрыв достигает поверхности литосферы (рисунок 2.14). После разрыва литосферной оболочки, в ней происходит перераспределение напряжений. Установлено, что горизонтальная составляющая поля напряжений увеличивается с глубиной и на

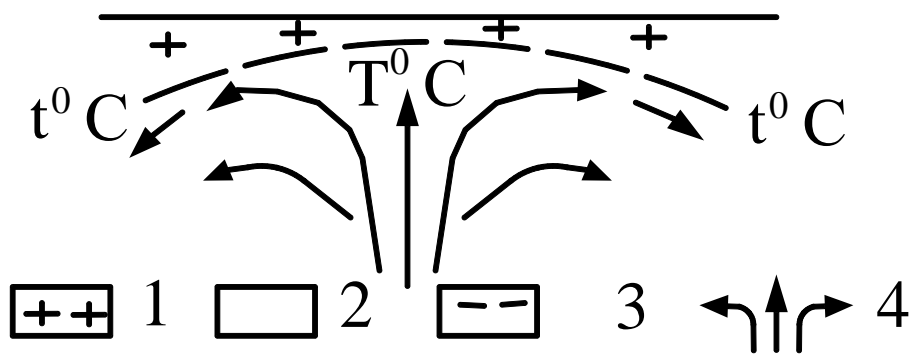


Рисунок 2.7– Уменьшение мощности литосферы обусловленное повышением температуры мантии в зоне восходящего конвективного потока. По мере удаления от зоны разогрева, происходит увеличение мощности литосферы: 1– литосфера; 2 – мантийное вещество; 3 – граница литосферы; 4 – восходящий конвективный поток мантии;  $T^0 C$  – повышенное значение температуры в зоне восходящего конвективного потока;  $t^0 C$  – пониженное значение температуры, возникающее по мере охлаждения конвектирующего вещества

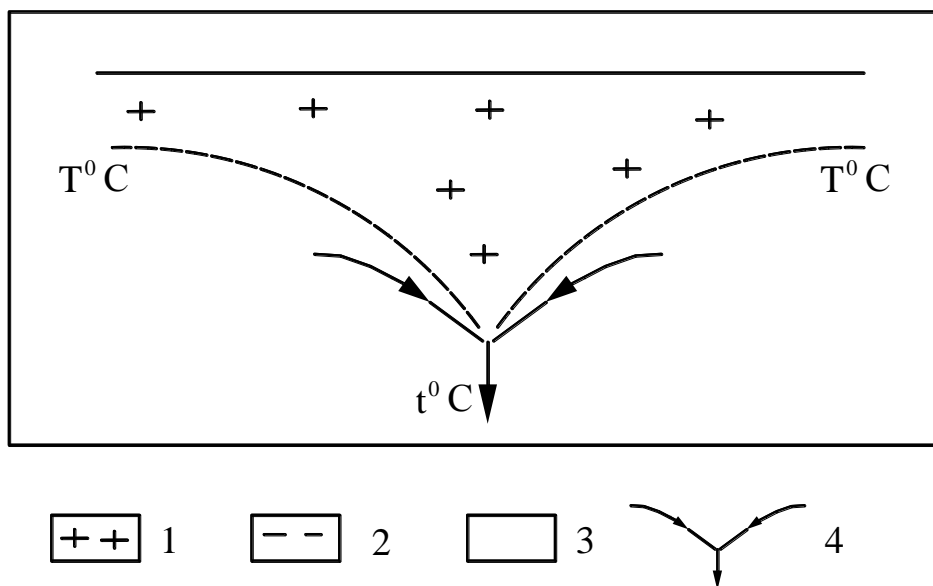


Рисунок 2.8 – Увеличение мощности литосферы обусловлено понижением температуры в зоне нисходящего конвективного потока: 1– литосфера; 2 – граница литосферы; 3 – мантийное вещество; 4 – нисходящий конвективный поток;  $T^0 C$  – повышенное значение температуры конвектирующего вещества мантии;  $t^0 C$  – пониженное значение температуры, возникающее по мере охлаждения конвектирующего вещества мантии

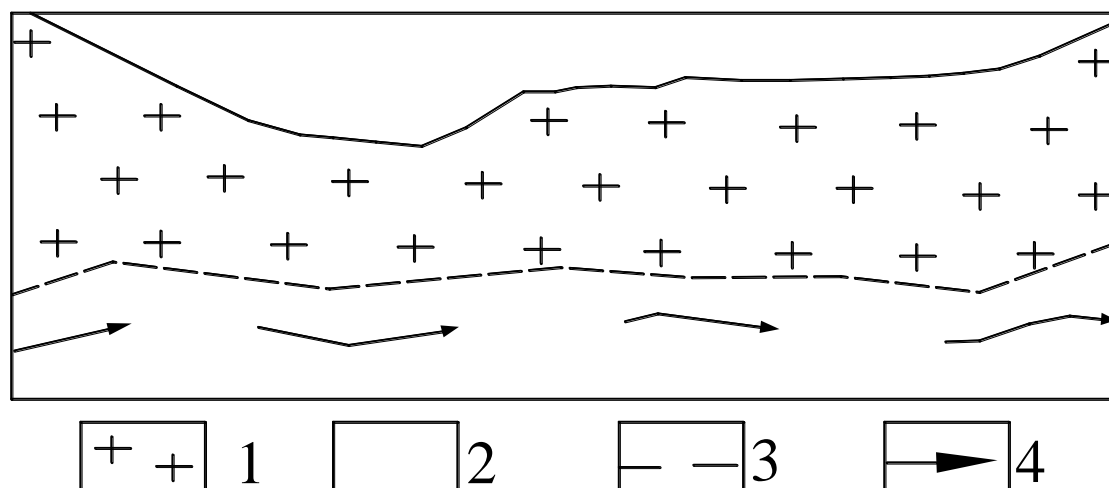


Рисунок 2.9 – Локальное изменение мощности литосферы за счет гипсометрии континента на участке движения постепенно охлаждающегося конвективного потока от зоны разогрева: 1 – литосфера; 2 – мантия; 3 – граница литосферы; 4 – направление движения конвективного потока

каждом данном уровне обычно в несколько раз превышает вес перекрывающих горных пород [102]. Эта закономерность подтверждается материалами непосредственных измерений, выполненных в различных районах мира. Перераспределение напряжений выражается в формировании трещин разгрузки вдоль зоны разрыва и смещении блоков коры в сторону открытого пространства, т.е. формируются оползни в скальных породах (рисунок 2.15). Продолжающееся раздвижение плит приводит к формированию межконтинентального бассейна (рисунок 2.16). Если разрыв литосферы привел к формированию океанического бассейна, в зоне разрыва формируется СОХ. СОХ возвышаются над дном океана на 2-4 км и не достигают уровня океана на 2-2,5 км. Гипсометрически СОХ расположены значительно ниже, чем континентальные выступы. В зоне СОХ происходит постоянный направленный прогрев снизу и быстрое охлаждение вещества сверху. Интенсивная конвекция мантийного вещества в зоне СОХ способствует приподниманию вновь образуемой тонкой корки (рисунок 2.17), ее разламыванию и смещению блоков коры, поэтому гребни рифтовых долин разорваны на отдельные участки трансформными разломами, по которым происходят сдвиговые смещения плит. Но, как показывают исследования океанического дна, не все океанические хребты занимают срединное положение на океаническом дне. Поэтому в работе принят термин спрединговый хребет (СХ), который отражает динамический процесс. Эволюцию СХ можно представить по следующей схеме: рифтовая зона литосферной плиты (раскол плиты может произойти в любом месте: и в океане и на континенте) – межплитный рифт (межматериковый рифт) – СХ в океане. Поэтому термин «**грабенообразная впадина СОХ**» можно заменить на термин «**оползнева зона СХ**», а выражение «**разломы сбросового типа в**

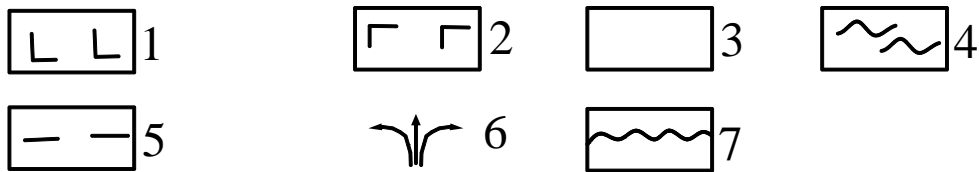
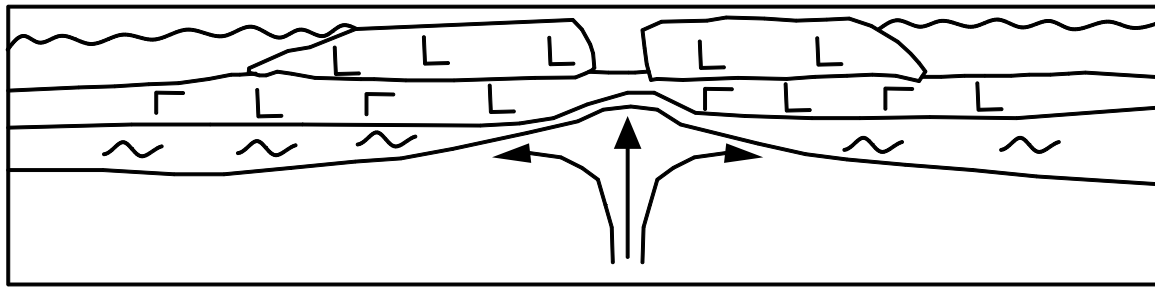


Рисунок 2.10 – Схема охлаждения мантийного вещества на контакте с атмосферой: 1 – базальты; 2 – габбро; 3 – ультраосновные породы мантии; 4 – серпентинизированные породы мантии; 5 – граница литосферы; 6 – восходящий конвективный поток; 7 – уровень воды в океане

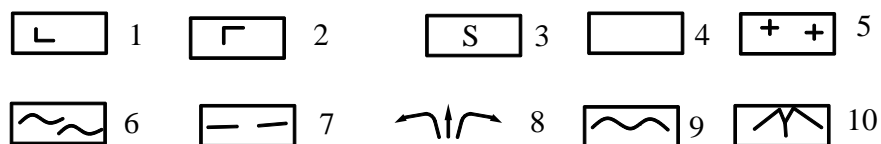
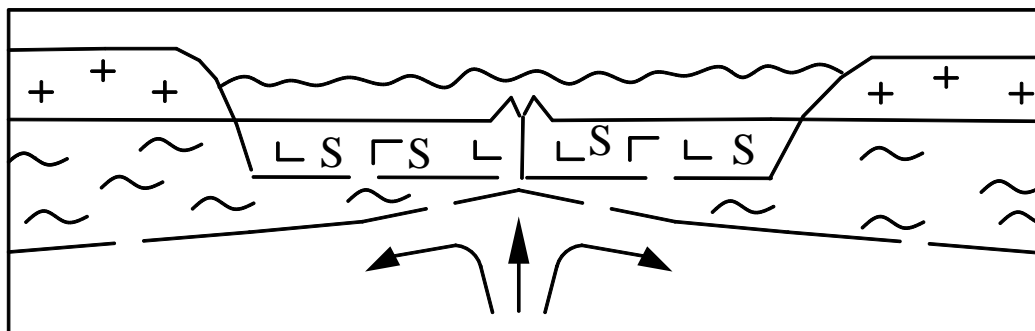


Рисунок 2.11 – Схема охлаждения мантийного вещества на контакте с гидросферой: 1 – базальты; 2 – габбро; 3 – серпентиниты; 4 – ультраосновные породы мантии; 5 – кора континентальных выступов; 6 – нижняя часть литосферы; 7 – граница литосферы; 8 – восходящий конвективный поток; 9 – уровень воды в океане; 10 – СХ в океане

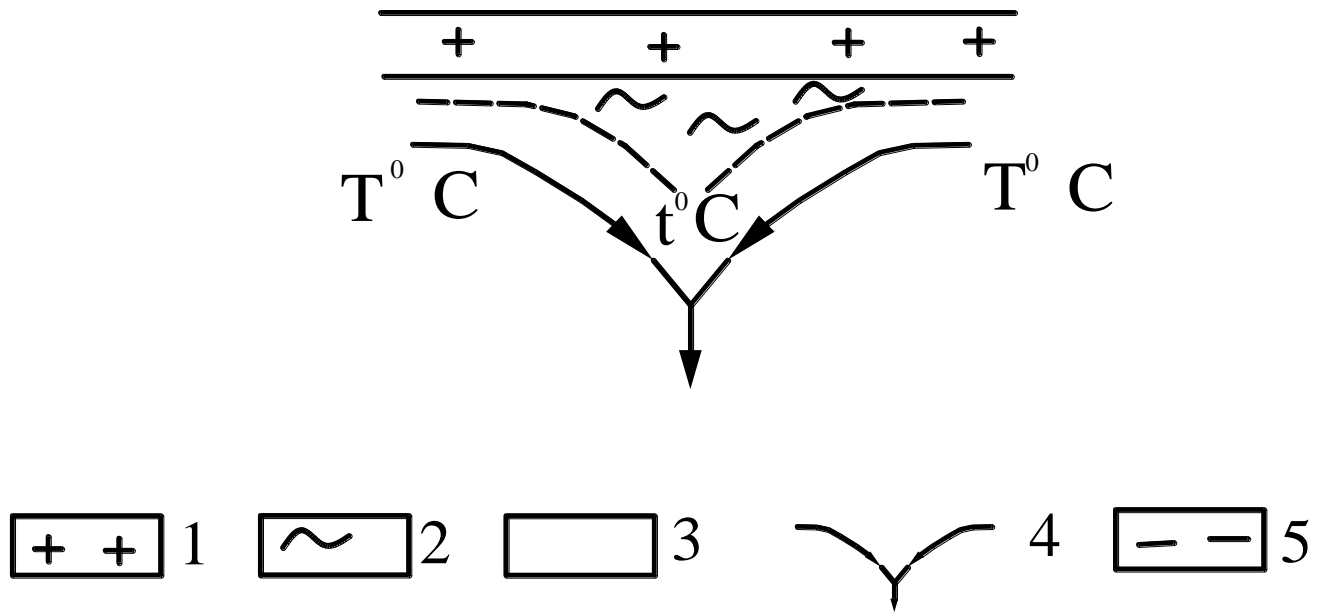


Рисунок 2.12 – Схема охлаждения мантийного вещества под плитой, надстроенной сверху континентальным выступом: 1 – кора континентального выступа; 2 – нижняя часть литосферы; 3 – ультраосновные породы мантии; 4 – нисходящий конвективный поток; 5 – граница литосферы;  $T^0 C$  – зона повышенных значений температуры;  $t^0 C$  – зона пониженных значений температуры

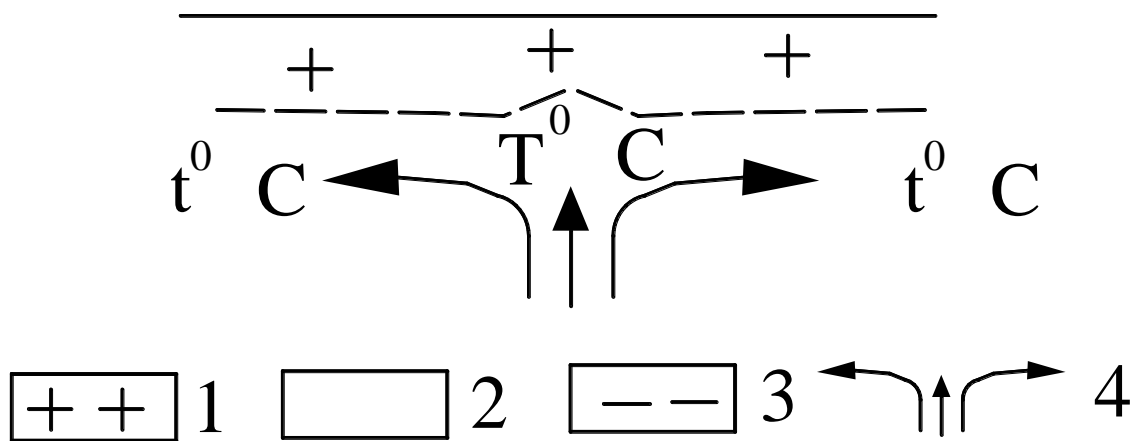


Рисунок 2.13– Восходящий конвективный поток разогревает плиту снизу. По мере охлаждения поток расходится в стороны, вместе с корой, покрывающей его. 1 – литосфера; 2 – мантия; 3 – условная граница между литосферой и мантией; 4 – восходящий конвективный поток;  $T^0 C$  – повышенное значение температуры в зоне восходящего конвективного потока;  $t^0 C$  – пониженное значение температуры, возникающее по мере охлаждения конвектирующего вещества

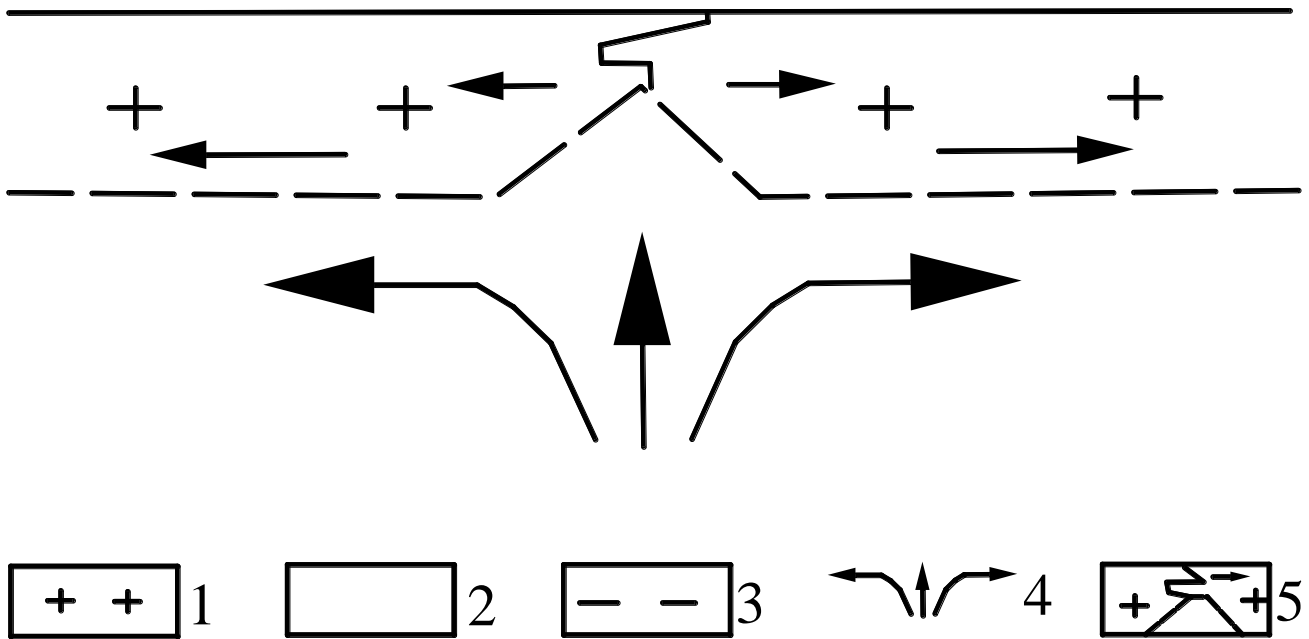


Рисунок 2.14 – Разогрев плиты снизу и «растекание» охлаждающегося потока приводят к разрыву в нижней части литосферной плиты. По мере раздвижения плит, зона разрыва продвигается к поверхности плиты: 1 – литосфера; 2 – мантия; 3 – условная граница между литосферой и мантией; 4 – восходящий конвективный поток; 5 – формирование зоны разрыва литосферной плиты

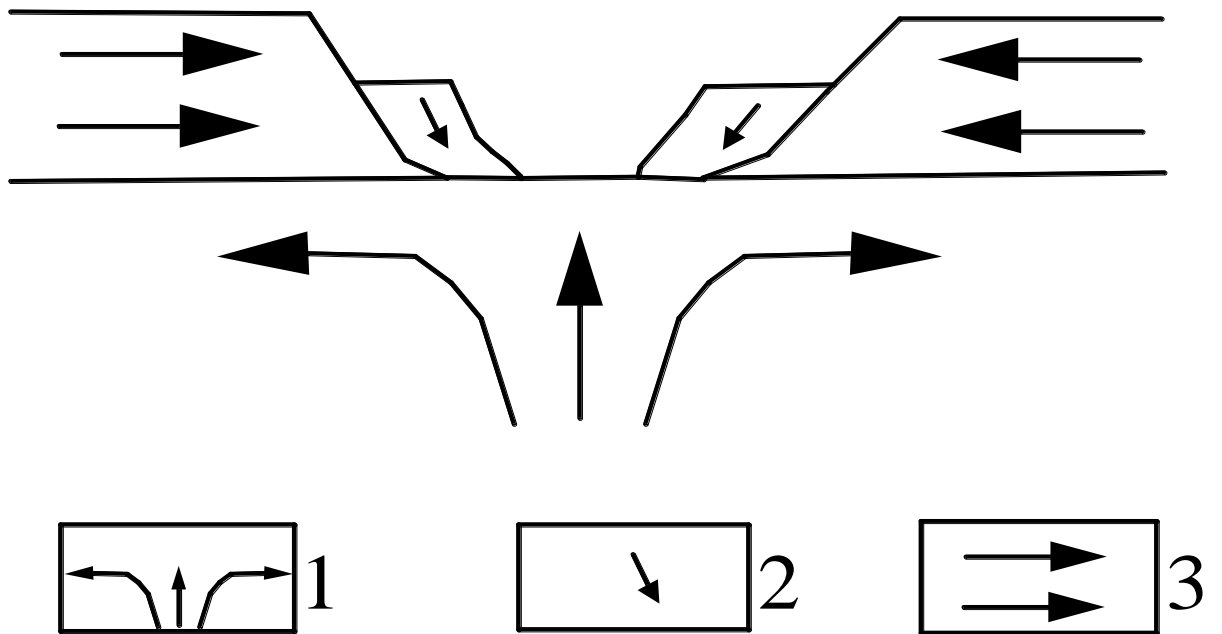


Рисунок 2.15 – Разрыв в плите приводит к перераспределению напряжений в литосфере и смещению блоков коры в сторону открытого пространства, т.е. формируется рифт: 1 – направление движения конвектирующей мантии; условная граница между литосферой и мантией; 2 – направление смещения блоков горных пород в сторону открытого пространства; 3 – перераспределение напряжений в литосфере

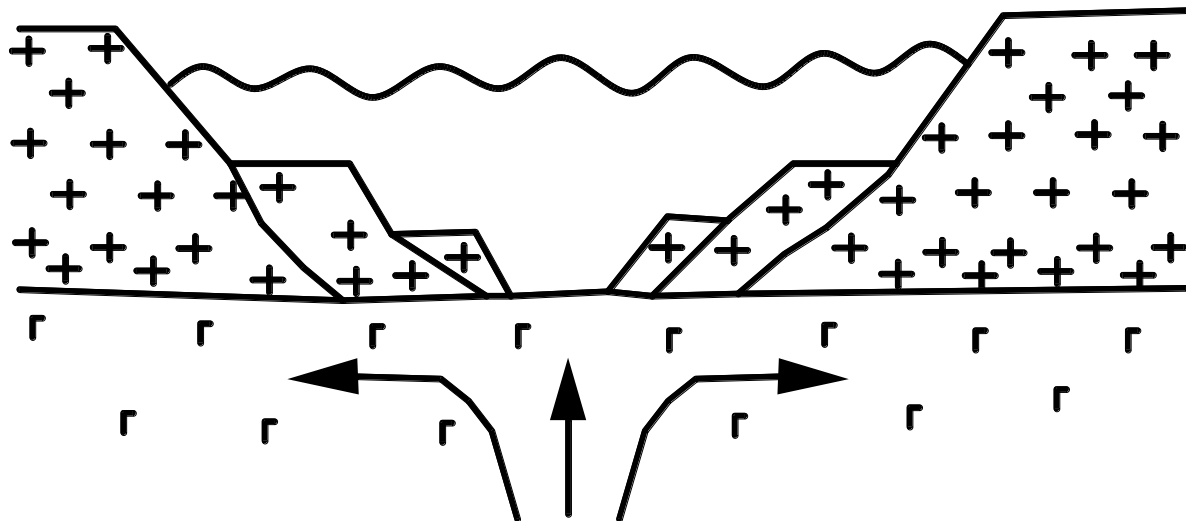


Рисунок 2.16 – Продолжающееся раздвижение плит приводит к возникновению океанического бассейна и формированию СХ: 1 – литосферная оболочка; 2 – мантийное вещество; 3 – направление движения конвектирующей мантии; 4 – уровень воды в океаническом бассейне

**СОХ»** – на «поверхности оползания блоков коры в СХ». Существование рифта не означает, что он формировался в процессе спрединга. Рифт - это морфологический объект, а причины растяжения могут быть различные. **«Слоистое» строение Земли.** Корой принято называть верхнюю часть каменной (литосферной) оболочки Земли. На основании геофизических исследований принято считать, что кора имеет слоистое строение. Поэтому на континентах выделяют «осадочный», «гранитный» и «базальтовый» слои. В океанических впадинах различают «осадочный», «базальтовый» и «габбро-серпентинитовый» слои. Кора переходного типа аналогична по строению названным типам, но отличается от них меньшей мощностью. Соответственно эти типы коры называют **«океаническим», «континентальным» и «переходным» типами коры.**

Названия выделяемых типов коры не объясняют физическую суть геодинамического процесса. Сам по себе термин «слой» применим только для осадочных пород, а земная кора, как известно, состоит из пород различного генезиса, не имеющих слоистого строения. Поэтому применение термина



«слои» для описания разновидностей коры, слагающей континентальные выступы и океанические впадины невозможно. Рассмотрим условия формирования коры в СХ.

Океан – это морской бассейн, где могут формироваться только осадочные породы. Но под осадочным слоем залегают породы магматического генезиса основного состава. Постоянно обновляющаяся и конвектирующая мантия максимально приближена к экзосфере в рифтовой зоне, где находится в условиях низких давлений и повышенных температур. Это способствует формированию магматического очага в рифтовой зоне. Обычно считается, что в рифтовой зоне СХ расплавленные базальты выдавливаются холодными плитами. На самом деле, процесс развивается иначе: в зазоре между расходящимися плитами, обнажается или расположен близко к поверхности участок конвектирующей расплавленной мантии. Мантийное вещество, «расползаясь» на границе с экзосферой, одновременно покрывается медленно остывающей и растрескивающейся каменной коркой. «Через трещины океаническая вода проникает в мантию, сложенную ультраосновными породами, которые подвергаются гидратации и превращаются в серпентиниты. Серпентиниты закрывают доступ воды в более глубокие зоны мантии» [30]. Породы, слагающие океаническое дно не похожи на слои, поскольку не имеют четких границ и признаков осадочных толщ. Скорее, они напоминают зоны выветривания в трещиноватой породе (рисунок 2.18), что зависит от условий их образования. Плиты, слагающие дно океанов, перекрыты пелагическими осадками, они **первичны**.

Как мы выяснили выше, плиты, состоящие из остывшего мантийного вещества, могут формироваться не только в рифтовой зоне на дне океана, но и при раскалывании «континентальной» плиты. Раскалывание плиты под влиянием расходящегося конвективного потока можно назвать спрединговой зоной (СЗ). Если охлаждение мантийного вещества в СЗ происходит в атмосферных условиях, а не под поверхностью океана, где формируется СХ, серпентиниты не образуются. Выяснив суть процесса образования коры в СЗ, заменим географический термин «**океаническая кора**» на термин – «**мантийная кора**».

Так называемая «континентальная» кора формируется на конвергентной границе плиты, где происходит субдукция (поглощение) мантийной плиты в мантию. Субдукция сказывается на сдвигании (сдвигании, поддвигании, надвигании, столкновении или коллизии) литосферных пластин и блоков – различных фрагментов структурных элементов земной коры. Конвергентным границам соответствуют характерные формы рельефа: сопряженные структуры глубоководных желобов с цепью вулканических островных дуг или горных сооружений, если субдукция происходит под континенты. Образовавшись в зоне спрединга, гидратированная мантийная кора вместе с покрывающими ее пелагическими осадками погружается в зону субдукции. Отдельные блоки мантийной коры при закрытии окраинных морей надвигаются на окраину литосферной плиты, под которую происходит субдукция. Продукты

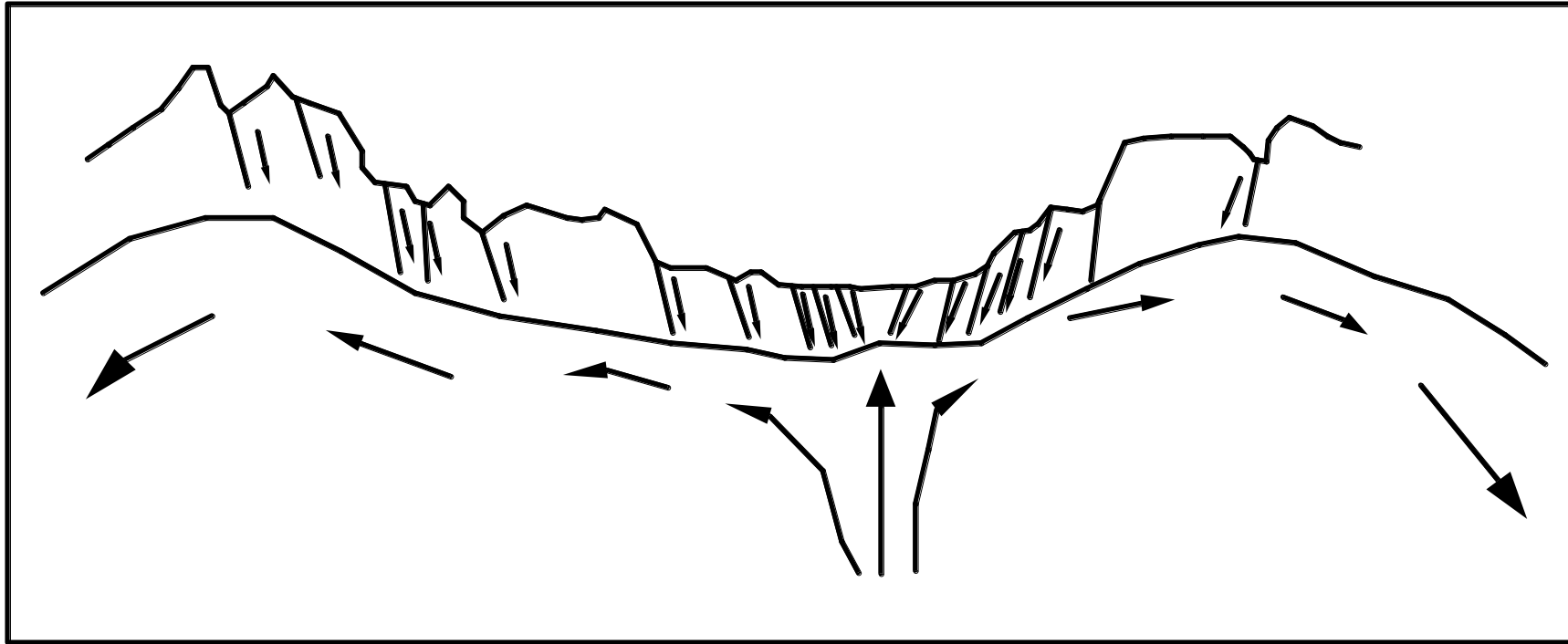


Рисунок 2.17 – Схема формирования спредингового хребта: 1– направление движения конвектирующей мантии; 2 – гравитационное смещение оползневых блоков вследствие перераспределения напряжений (по данным Le Pichon X. [8], с дополнениями автора)

переработки мантийной коры и осадков, а также формы рельефа, осложняющие океаническое дно, надвинутые на окраину плиты или затянутые в зону субдукции являются материалом для формирования коры, слагающей континентальные выступы. Кора континентальных выступов – **композиционна**, т.к. она состоит из фрагментов структурных элементов земной коры (литосферных пластин и блоков), сформировавшихся в различных геодинамических обстановках и надстроивших плиту сверху. Более подробно механизм формирования композиционной коры будет рассмотрен в подразделе «**Геодинамическая модель эволюции литосферных плит**».

Условия возникновения **коры «переходного типа»** связаны с формированием СЗ. Обычно предполагается, что переходная кора слагает шельфовую зону и является границей между континентом и океаном (рисунок 2.19). Шельф перекрыт осадочным слоем большей мощности, чем осадки мантийной коры. Это можно объяснить условиями его формирования. Шельф формируется, начиная с раскола литосферной плиты. С момента раскола последовательно формируются осадки. Чем ближе к месту раскола плиты, и чем ниже залегают слои, тем они древнее (рисунок 2.20). Не важно, каким типом коры сложена литосферная плита в зоне шельфа: мантийным, или композиционным, поскольку рудообразование происходит в трещинах при раскалывании коры, а не в цельной породе. Поэтому термин «**кора переходного типа**» в геодинамике является лишним.

Изучая геодинамические условия формирования верхней оболочки Земли, мы пришли к выводу, что термины «кора» и «литосфера» являются синонимами и описывают каменную оболочку Земли. Но необходимо иметь в виду два обстоятельства. Во-первых, понятия «**литосфера**» и «**кора**» применяются к объектам различного масштаба: термин «литосфера» – к глобальным объектам, охватывающим всю каменную оболочку Земли, а термин «кора» – при изучении и описании процессов и явлений верхней части литосферы. Во-вторых, литосфера формируется за счет охлаждения мантийного вещества, а кора – продукт переработки пород на границах плит.

Различие в строении коры объясняется условиями образования и преобразования вещества верхней части литосферных плит в период формирования земной коры на дивергентных и конвергентных границах.

## **2.4 Представления об условиях образования горных пород**

По современным представлениям, материалом для формирования пород, слагающих дно океана (мантийная кора), является мантийное вещество. Для возникновения композиционной коры, необходимы породы мантийной коры с перекрывающим их осадочным слоем. В зоне спрединга океанического дна происходят реакции гидратации [103] и формирование мантийной коры, а в зоне субдукции – дегидратация, частичное переплавление пород, слагающих и перекрывающих мантийную кору, и наращивание композиционной коры вновь образованными породами.

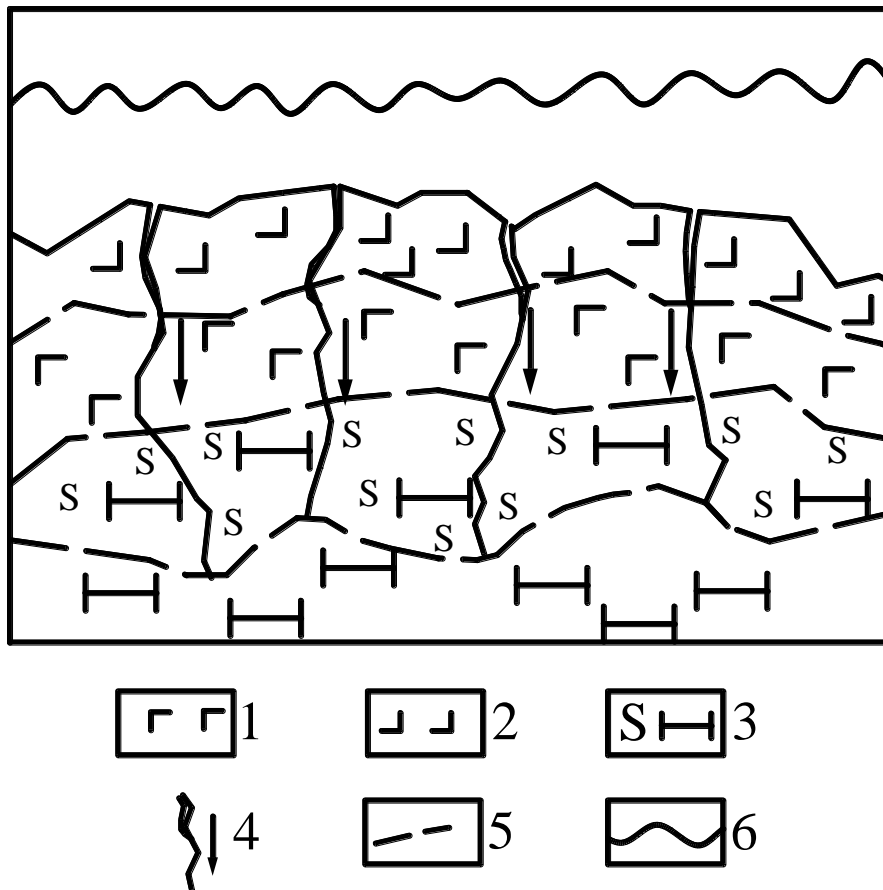


Рисунок 2.18 – Схема строения коры в зоне СХ. Продукты магматической дифференциации мантийного вещества: 1 – габбро; 2 – базальты; 3 – серпентинизированные (S) ультраосновные породы; 4 – трещины, возникающие в результате охлаждения дифференцированного мантийного вещества, являются путями миграции океанических вод в новообразованной мантийной коре; 5 – условные границы между магматической дифференциации мантийного вещества в мантийной коре

В зонах СХ формируются: толеитовые базальты (подушечные лавы), долериты (комплекс параллельных даек), габбро, серпентиниты. Но необходимо помнить, что аналогичные породы могут формироваться и в зонах субдукции в задуговых бассейнах. Магматические очаги формируются на поверхности погружающейся мантийной коры, затагиваемой в желоб, и внедряются по трещинам. Условия образования и преобразования некоторых пород по данным различных авторов [53; 30; 103; 10; 18; 27; 45; 74;48;104;105; 106;51] представляются следующим образом: в зонах раздвижения плит возникают магматические очаги основного состава. Глубина формирования базальтовых расплавов (слой толеитового габбро) от 2-3 до 10-15 км. Габбро формируются за счет медленной кристаллизации расплавов

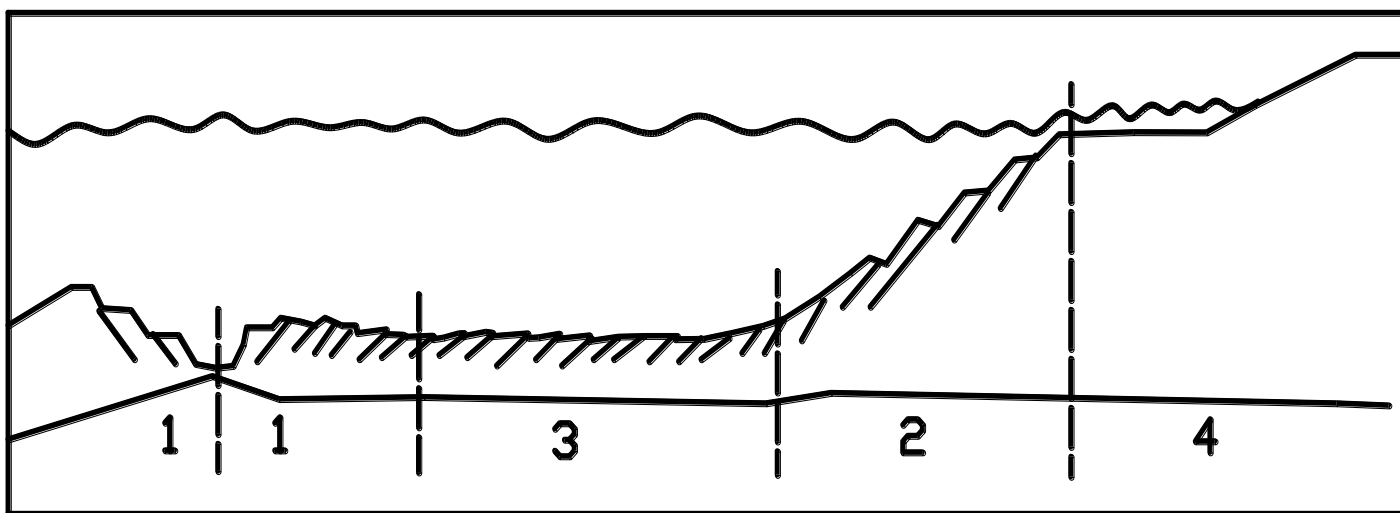


Рисунок 2.19 – Сходство остаточных структур СХ: 1– зона современного СХ, осложненного структурами оползания; 2 – граница «континентальной» части плиты определяется по оползневой зоне останца борта древнего СХ; 3 – ложе океана с остаточными структурами оползания, которые при раздвижении плит в стороны от СХ, взбрасываются по границам оползневых блоков. Это приводит к нивелированию рельефа океанического дна. С границами структурных блоков может быть связано локальное гидротермальное оруденение; 4 – континентальная часть плиты

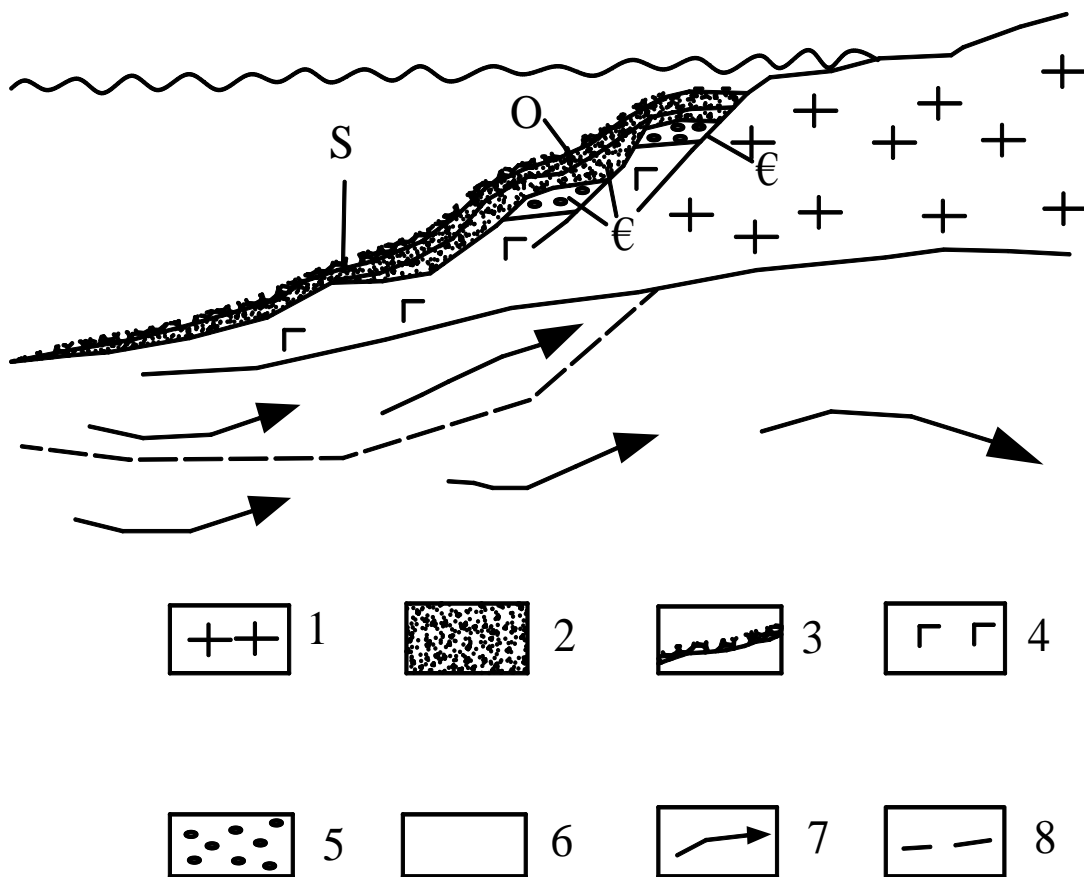


Рисунок 2.20 – Схема строения шельфа. Бывшая область разрыва плиты с течением времени, по мере удаления от СХ, превратится во внутриплитный шельф: 1 – композиционная кора; 2 – литифицированные осадочные слои (терригенные и пелагические); 3 – нелитифицированные пелагические осадки; 4 – гидратированная мантийная кора; 5 – продукты разрушения остаточных структур СХ; 6 – мантийное вещество; 7 – направление движения конвектирующей мантии

основного состава в магматическом очаге, питавшем базальтовый вулканизм рифтовых зон. Базальты внедряются по трещинам. В зоне раздвижения плит на дне океанического бассейна происходит гидратация ультраосновных пород. Вода проникает до глубины, ограниченной литостатическим давлением 2,3 кбар. Реакции гидратации являются экзотермическими и сопровождаются выделением тепла. Процесс гидратации пород мантийной коры сопровождается выносом из нее кремнезема, кальция, магния, сульфидов железа и других рудных элементов, формирующих вблизи рифтовых зон рудоносные осадки. Гидратация коры приводит к ее обогащению калием, натрием и некоторыми другими литофильными элементами, в том числе

ураном, попадающим в нее вместе с морской водой. Серпентиниты являются гидратированным веществом мантии.

Зоны субдукции характеризуются интенсивным выделением большого количества тепла – около 500-700 кал на 1 г пород мантийной коры, идущего на разогрев и переплавление пород в окрестностях этой зоны. Зеленосланцевая и глаукофансланцевая формации образуются при медленной субдукции за счет терригенных осадков, сдираемых у зоны субдукции.

Непосредственно в зоне субдукции давление повышается до 4-13 Кб, а температура – до 550-800<sup>0</sup>С, что соответствует амфиболитовой фации метаморфизма. В таких условиях происходит дегидратация и анатексис мантийной коры, перекрытой осадочным слоем. Дегидратация и анатексис мантийной коры сопровождаются выделением воды, кремнезема, щелочей, особенно калия и других литофильных элементов, при пониженном содержании магния, кальция железа и других переходных металлов группы железа. Выяснено [106], что на ранней стадии субдукции на глубине менее 20 км возникает вязкопластичное течение метаосадочных пород в пределах аккреционной призмы. По мере прогрессирующей гидратации и серпентинизации мантийного клина на глубине 30-70 км зарождаются области циркуляции вещества. Процесс формирования пород регионального метаморфизма зависит от геодинамической обстановки: скорости субдукции; деформаций мантийной коры в зонах закрытия океанических бассейнов [74]; глубины погружения субдуцируемой плиты. Биотит-плагиоклазовые, диопсид-роговообманковые, пироксен-полевошпатовые, амфибол-биотит-полевошпат-кварцевые, андалузит-кордиеритовые и др. – формируются на субдуцируемой плите на глубине до 70 км [106].

При закрытии окраинного моря преобразованные в зоне субдукции породы надвигаются на окраину континента, формируя терригенно-карбонатные метаморфизованные толщи [27, 45].

Водонасыщенные силикаты начинают плавиться при температурах около 700-800<sup>0</sup>С [30]. При дальнейшем повышении температуры происходит расплавление амфиболов и слюд, кальций и щелочи связываются в полевых шпатах.

Благодаря процессу субдукции образуются новые магматические породы: андезиты, диориты, гранодиориты, гранитоиды. Исходным веществом для их возникновения являются осадочные породы, затагиваемые в желоб вместе с мантийной корой.

Граниты формируются в процессе переплавления гидратированных осадочных, песчано-глинистых отложений, сформированных на внутриплитном шельфе за счет сдвижения литосферных пластин на стадии закрытия окраинных морей и при метасоматической переработке осадочно-вулканогенных толщ перегретыми и минерализованными водами, поднимающимися из зон поддвига плит в тылу островных дуг и активных окраин материков [105]. По мнению Э. Митчелла [48] при закрытии окраинного моря под надвинутой островной дугой из осадков осадочной призмы, сформированной на склоне пассивной окраины, выплавляется палингенная

гранитная магма. В зонах обдукции происходит разогрев литосферных пластин,двигающихся на окраину континента или микроконтинента, и это приводит к образованию палингенных гранитоидов [27; 74; 30, 104].

При затачивании в зону субдукции эвапоритов, карбонатных пород, происходит ассимиляция карбонатов, что приводит к десицификации магмы и к относительному увеличению содержания в ней щелочей. После ассимиляции соленосных отложений, первоначально кислые магмы насыщаются щелочами, хлором, фтором и другими рассеянными элементами, и теряют кальций. В результате образуются сиениты и другие породы с повышенным содержанием щелочей или щелочных элементов.

## 2.5 Анализ причин различия в скоростях движения литосферных плит

Существование в мантии интенсивной и крупномасштабной конвекции рассматривается в теоретических разработках [10; 30; 11; 12; 107; 13; 14; 15, 16, 61]. Доказано, что *химико-плотностная гравитационная конвекция является причиной дрейфа литосферных плит* [14,15]. Размер конвективных ячеек около 700 км, крупных литосферных плит – около 10 тыс. км [29]. Предполагается [108], что наблюдаемый под юго-восточной частью Тихого океана, в Северной Атлантике и под центром Индийского океана подъем рельефа ядра является признаком восходящих, а понижение – признак нисходящих конвективных потоков (рисунок 2.1).

На рисунке 2.21 видно, что скорость взаимного перемещения литосферных плит различна. Этот факт объясняется [109, 10; 52] наличием в мантии слоев различной вязкости, в которых проявляется конвекция. В нижней мантии и низах верхней мантии, доминируют вертикальные потоки вещества. В астеносфере формируются преимущественно горизонтальные сравнительно быстрые – до нескольких десятков сантиметров в год астеносферные течения [110]. Они влекут за собой относительно тонкие (от 10 до 80 км) океанические плиты Тихого океана от восходящего конвективного потока под Восточно-Тихоокеанским поднятием к нисходящим потокам в мантии, т.е. к зонам субдукции, окружающим этот океан. Такие течения не препятствуют движениям плит, если они вызываются механизмом затачивания океанической литосферы в мантию, ведь в рассматриваемом случае направления движения плит к зонам субдукции действительно совпадают с ожидаемыми направлениями астеносферных течений под этими плитами [53]. Кроме такого объяснения существуют и другие, например, в работе Д.Форсайта и С. Уеда [111] говорится, что скорость движения плит зависит от длины окружающих их зон субдукции.

Комментарий. Свойства мантии под континентами и океанами различны. Под океанами верхний слой мантии отличается от нижележащих зон большей пластичностью – это **астеносфера**. О наличии такой зоны под континентами единого мнения нет: часть ученых считает, что астеносфера распространена только под дном океанов, другие считают, что она есть и под континентами,



третьи считают, что астеносфера распространена под континентами частично (прерывисто).

Судить о наличии или отсутствии астеносферного слоя можно, если определить условия образования и существования астеносферы. Астеносфера может быть сформирована только в рифтовой зоне СХ, где конвектирующая мантия, постепенно остывая и покрываясь коркой, наращивающей плиту, расползается, удаляясь от СХ. Литосферная кора создает тепловой экран, мощность которого увеличивается по мере удаления от СХ к континентам (рисунок 2.22). Увеличение мощности коры приводит к восстановлению  $P-t$   $^{\circ}C$  условий, характерных для этой части мантии, и прерывистому распространению астеносферы под континентом. Иначе говоря, существование ослабленной зоны в верхней мантии зависит от разницы температур: чем больше разница температур охлаждения и прогрева, тем больше вероятность формирования ослабленной зоны. Обнаруживаемые геофизическими методами на континентах ослабленные зоны, имеют локальное распространение. Локальные участки в земной коре с ослабленными свойствами называют «астенослоями», «астенолинзами». Формирование ослабленных зон зависит от геодинамических условий. В районах недавнего или продолжающегося столкновения литосферных плит, где под вновь образованной композиционной корой еще не восстановлены  $P-t$   $^{\circ}C$  условия, характерные для мантии, фрагмент астеносферы некоторое время может сохраняться. То есть процесс охлаждения астеносферы под окраиной континента, где происходит формирование композиционной коры за счет переработки мантийной коры в зоне субдукции, еще не завершился. Гидратированные океанические осадки расплавляются в зоне субдукции за счет трения между литосферными плитами или пластинами и формируют магматический очаг [30], т.е. возникает ослабленная зона. Расплавленные осадки формируют астенолинзы. В том случае, если на континенте наблюдаются участки локального повышения температуры, это может указывать на наличие молодых шовных зон. Зону шва сталкивающихся литосферных плит на континенте можно назвать астеношвом. В современных зонах коллизии литосферных плит астеношвы некоторое время сохраняются. В моделях (рисунки 2.3-2.6) отсутствует анализ влияния плотности и состава вещества, тем не менее, ясно, что скорость конвекции зависит:

- 1) от плотности вещества, слагающего конвектирующий слой;
- 2) от разницы температур на границах конвектирующего слоя;
- 3) от толщины теплоизоляционного слоя, перекрывающего конвектирующий слой;
- 4) от удаленности источника тепла;
- 5) от мощности конвектирующего слоя;
- 6) от скорости охлаждения конвектирующего слоя: быстрое охлаждение ведет к быстрому погружению конвектирующей массы.

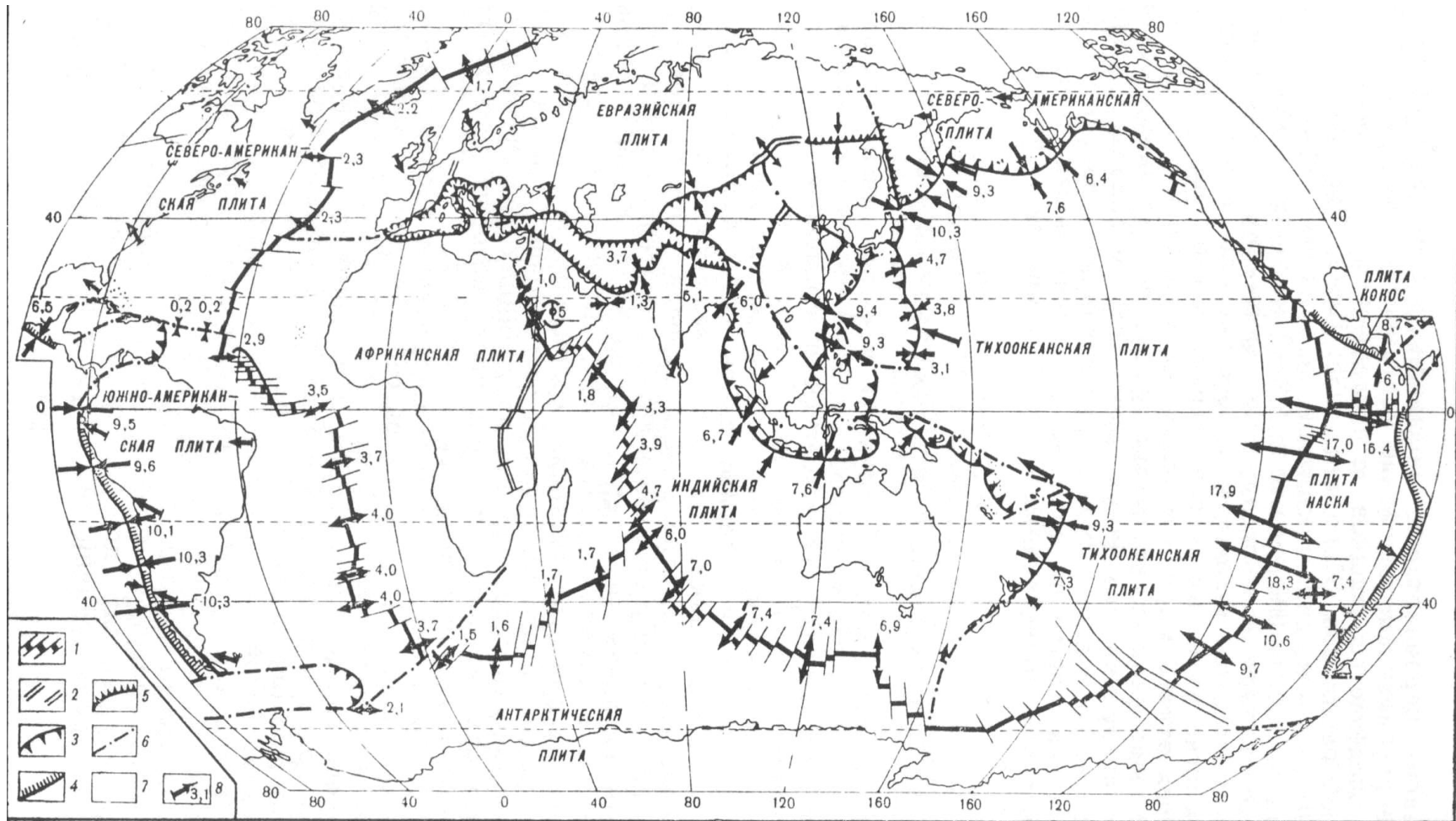


Рисунок 2.21– Карта литосферных плит и скорости их взаимных перемещений [112]

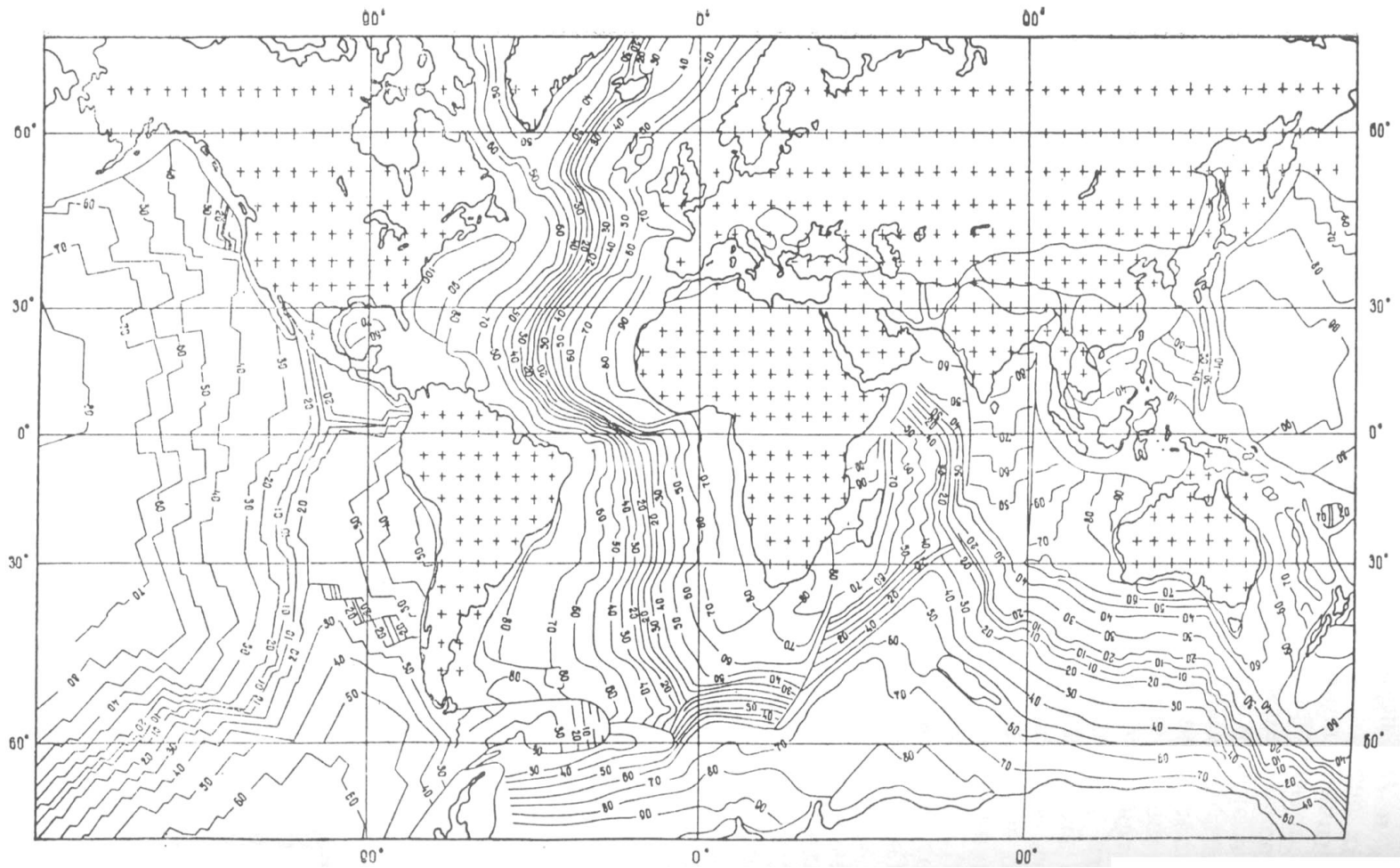


Рисунок 2.22 – Карта мощности океанической литосферы [53]

От скорости конвекции зависит скорость движения литосферных плит. Рассмотрим причины различия в скоростях движения литосферных плит. Астеносфера отличается от нижележащей мантии меньшей плотностью по причине более низкого давления и постоянного прогревания со стороны мантии. Прогрев мантии осуществляется в замкнутой системе благодаря химико-плотностной конвекции на границе «ядро – мантия» [10, 52, 30], а охлаждение происходит либо через мантийную, либо через мантийно-композиционную литосферу. Мощность мантийной литосферы постепенно увеличивается по мере удаления от оси хребта, что связано с постепенным охлаждением и кристаллизацией мантии. Увеличение мощности литосферы приводит к уменьшению мощности астеносферы и более медленному охлаждению мантии. Конвекция в недрах Земли развивается по 4 модели (рисунок 2.6). В СХ происходит быстрое охлаждение поднимающегося горячего конвективного потока, поэтому формируются длинные ветви вертикальных участков конвективных ячеек и короткие горизонтальные. Но, в отличие от общепринятых схем, отражающих мантийную конвекцию, мы предлагаем схему, по которой в горизонтальных составляющих ячеек конвекция распространяется волнообразно. С удалением от хребта, горизонтальные составляющие конвектирующих ячеек увеличиваются. Увеличение размеров горизонтальных составляющих в верхней части конвективных ячеек обусловлено замедляющимся охлаждением астеносферы сверху за счет увеличения мощности мантийной литосферы и уменьшением температуры по мере удаления от СХ. Увеличение размеров горизонтальных составляющих конвективных ячеек в нижней части астеносферы происходит потому, что с удалением от восходящего конвективного потока мантия постепенно остывает, поэтому прогрев астеносферы происходит медленнее.

Охлаждение мантии через плиту, надстроенную композиционной корой, осуществляется еще медленнее, чем охлаждение астеносферы, залегающей под тонкими мантийными плитами. *Медленное охлаждение и бóльшая плотность мантии способствует медленному горизонтальному передвижению мантийно-композиционной плиты.* Конвективные ячейки астеносферы не могут самостоятельно погрузиться в более плотную и горячую мантию. Поэтому горизонтальные ветви ячеек астеносферы и мантии некоторое время будут перемещаться в одном направлении, затем, когда вещество астеносферы прогреется от нижележащей мантии, конвективный поток астеносферы направится вверх, т.е. конвекция в астеносфере проявляется волнообразно и постепенно затухает по мере увеличения мощности мантийной коры (рисунок 2.23). Но с глубиной в мантии волнообразность конвективных ячеек на горизонтальных участках постепенно исчезает. Процесс конвекции в астеносфере будет продолжаться, до тех пор, пока не сровняются температура астеносферы и мантии, т.е. *если сама мантия остынет до такой температуры, что уже не сможет прогреть вышележащую астеносферу,* охлажденное вещество конвективной ячейки астеносферы совпадет с опускающейся ветвью конвективной ячейки мантии, и сформируется зона субдукции (рисунок 2.24). Очевидно, так происходит на внутриплитном

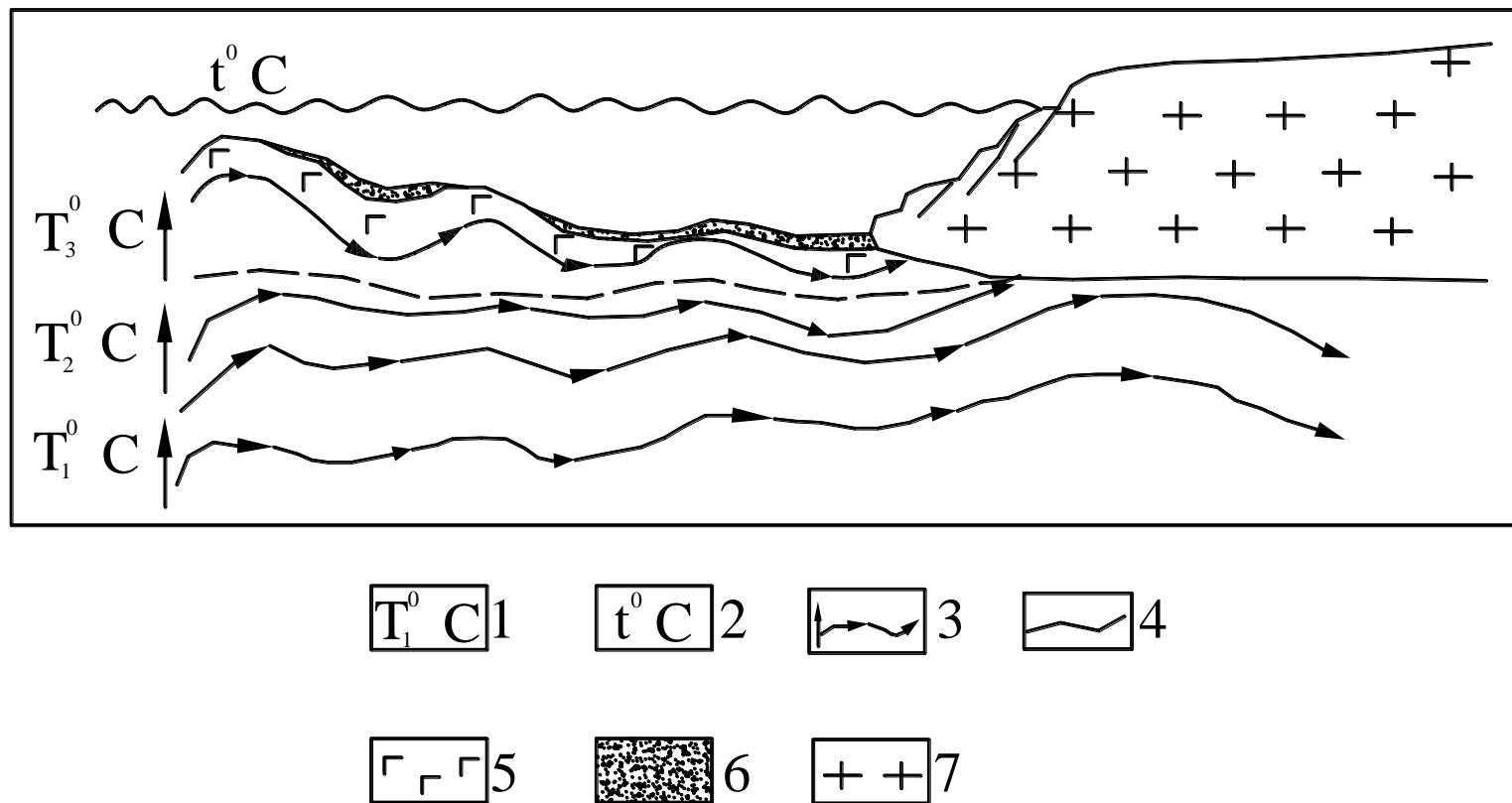


Рисунок 2.23 – Модель формирования конвекции в астеносфере от зоны СХ до внутриплитного шельфа: нисходящие ветви конвективных потоков астеносферы и мантии еще не совпали. 1 – зона повышенных значений температуры в зоне конвекции; 2 – температуры, характерные для экзогенных условий; 3 – форма конвективных потоков в мантии и астеносфере; 4 – граница мантии и астеносферы; 5 – мантийная кора; 6 – осадочный слой; 7 – композиционная кора

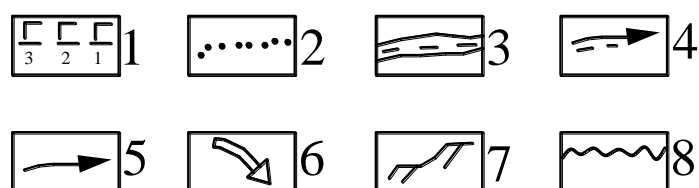
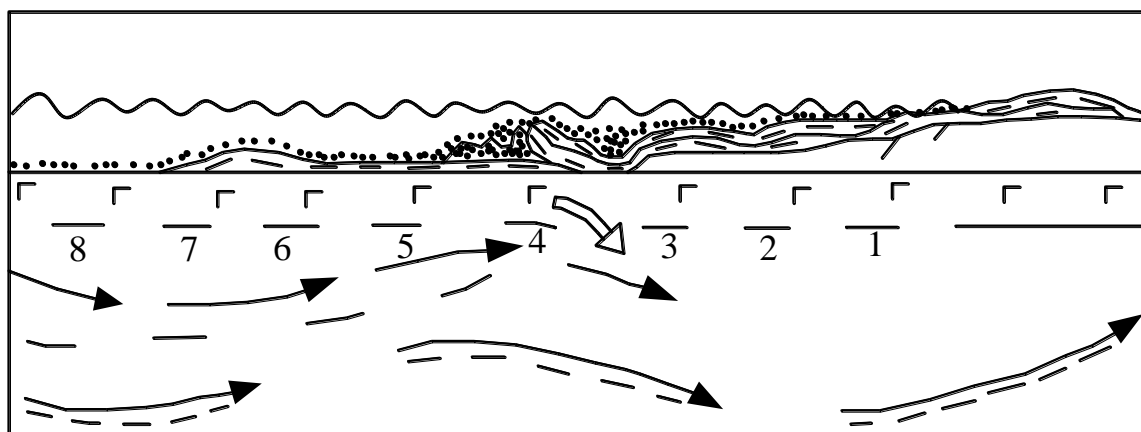


Рисунок 2.24 – Модель формирования зоны субдукции: нисходящие ветви конвективных потоков астеносферы и мантии совпали. 1 – мантийная кора (цифры означают последовательность формирования мантийной коры в зоне СХ); 2 – нелитифицированные осадки; 3 – литифицированные осадки; 4 – направление движения конвектирующей мантии; 5 – направление движения конвективного потока в астеносфере; 6 – затягивание плиты в формирующуюся зону субдукции; 7 – остаточные структуры СХ; 8 – уровень воды в океане.

шельфе, например, нисходящая ветвь конвективной ячейки астеносферы на западном побережье Европы еще не совпала с нисходящей ветвью мантийной ячейки, поэтому процесс субдукции еще не развивается. Начало заложения субдукции сопровождается медленным погружением мантийной плиты и соскабливанием с нее нелитифицированных осадков. Для быстрого движения литосферных плит необходимо наличие астеносферы, мантийной плиты, ограниченной зонами спрединга, субдукции и трансформными разломами. Малые скорости взаимных перемещений характерны для мантийно-композиционных плит с располагающимся между СХ и континентом внутриплитным шельфом. Это можно объяснить тем, что конвективные процессы в астеносфере и мантии еще не сформировали зону субдукции. Необходимо понимать, что все плиты взаимосвязаны: раздвижение плит в СХ в одном районе Земли способствует смещению плит в других районах.

Направление движения плиты зависит от направления воздействующих на нее конвективных потоков мантии. Направление движения плит может быть определено сложением векторов, отображающих направление движения конвективных потоков. Например: 1) в результате взаимодействия встречных конвективных движений мантии плиты не смещаются; 2) аналогичный результат будет в том случае, если конвекция развивается от двух пар взаимноперпендикулярных потоков; 3) если два конвективных потока направлены навстречу друг другу, а третий – перпендикулярно им, то плита

будет двигаться в направлении, задаваемом этим потоком. Это направление мы назовем результирующим.

Далее уточним условия и механизм преобразования пассивной окраины литосферной плиты в активную окраину.

## 2.6 Геодинамическая модель эволюции литосферных плит

В зависимости от геодинамической обстановки различают пассивные и активные окраины континентов. Пассивные окраины сопряжены с обширными шельфами. Главными особенностями **пассивной окраины континента** (или континентальной окраины атлантического типа) являются: несогласное срезание складчатых систем суши береговой линией, развитие широких прибрежных равнин, отсутствие магматизма островных дуг и сейсмичности. **Активная континентальная окраина** – окраина континента, главной особенностью которой является наличие активной наклонной сейсмофокальной зоны, с которой связаны магматизм, складчато-надвиговые деформации и метаморфизм. Астеносфера под активными окраинами отсутствует, толщина литосферы не менее 250 км. Они, в отличие от пассивных окраин, характеризуются высокой сейсмичностью и вулканизмом. На активных окраинах происходят поглощение океанических литосферных плит в глубоководные желоба и формирование континентальной коры [42].

*Комментарий.* С абиссальной частью бассейна шельф, как известно, соединяется склоном (его обычно называют континентальным). Ввиду того, что «шельфы различаются строением коры, структурными формами и характером развития, они обладают океанским и субокеанским типами коры, как например, некоторые шельфы внутриокеанских островов. Отмечается также «проникновение» в шельфы океанских структур – глубинных разломов (область восточного шельфа Северо-Американского континента и др.)» [113]. Скорее всего, разнообразие типов коры шельфов зависит от того, какая часть плиты подвергалась расколу: сложенная мантийной или композиционной корой. Подтверждением того, что склон сформирован за счет рифтогенеза, является его ступенчатая форма, отражающая сбросовую структуру. В зависимости от геодинамической обстановки, шельфы могут располагаться внутри плиты и на ее окраине. Место соединения «океанической» плиты и континентальной окраины без глубоководного желоба обычно называется **пассивной окраиной континента**, иначе говоря, эти окраины располагаются между СХ и окраиной континента, т.е. внутри литосферной плиты (рисунок 2.19). Мы предлагаем называть такие зоны «**внутриплитными пассивными зонами шельфа**».

Внутриплитная пассивная зона шельфа существует до тех пор, пока не сформируется зона субдукции. Поскольку зона субдукции закладывается по мере охлаждения конвектирующего мантийного вещества, она не всегда совпадает с окраиной континента. Поэтому окраину, под которую происходит субдукция, предлагаем назвать «**активной окраиной плиты**». Если зона субдукции совпадает с окраиной континента, т.е., окраины континента и плиты

совпадают, то такую окраину можно назвать **«активной окраиной континента»**.

Существующие модели преобразования пассивной окраины континента в активную напоминают киноленту с вырезанными кадрами. Чтобы понять физическую суть процесса преобразования пассивной окраины в активную, используем приведенные в работах [10; 11; 12; 107; 13; 14; 15; 16; 61; 29] – доказательства того, что движение литосферных плит зависит от динамики мантии, и наше представление о геодинамике формирования внутриплитного шельфа.

Формирование внутриплитного шельфа мантийно-композиционной плиты начинается с развития спрединга, в результате которого плита раскалывается на части. Вновь образовавшиеся после раскола плиты наращиваясь в зоне спрединга, отодвигаются от нее. В том месте, где произошел раскол, образуется грабен, в который с бортов расходящихся плит поступает обломочный материал.

Раздвижение плит сопровождается магматизмом. Если плита, подвергшаяся рифтогенезу, была мантийной, проявится магматизм основного состава. Если расколу подвергалась та часть плиты, которая состояла из композиционной коры, проявится бимодальный магматизм.

По мере удаления новообразованных плит от СХ та часть плиты, которая вначале подверглась рифтогенезу, превращается во внутриплитный шельф мантийно-композиционной плиты (рисунки 2.25, 2.26). С тех пор, как произошел раскол плиты, начинается процесс осадконакопления. Возраст осадков будет соответствовать времени их образования: чем выше по разрезу, тем моложе осадки (рисунок 2.20).

Состав и мощность осадочного слоя в океаническом бассейне зависят от удаленности континентальных выступов от окраины плиты, формы континентальных окраин, состава пород, слагающих континентальные выступы, направления подводных течений, минерализации, температуры воды, климата. В связи с этими условиями, состав осадков изменяется по горизонтали и по вертикали. Это подтверждается изучением современных океанических бассейнов [114, 68 и др.].

Начало преобразования внутриплитного шельфа мантийно-композиционной плиты в активную окраину происходит под влиянием мантийной конвекции. Когда совпадут нисходящие конвективные ячейки мантии и астеносферы, остывающая и покрытая коркой мантия, начинает погружаться в недра, формируя на поверхности глубоководный желоб. Обычно этот период совпадает с медленным затягиванием мантийной коры в зону субдукции, и в литературе принято называть его «медленная субдукция». Это явление можно объяснить тем, что со времени раскола плиты, в этой зоне были созданы условия для формирования более мощной толщи осадочных отложений, чем на океаническом дне. Нелитифицированные осадки с фрагментами мантийных пород, некоторое время после заложения желоба соскабливаются с субдуцируемой плиты, претерпевая метаморфизм и сминаясь в изоклинальные складки (рисунок 2.27).. За счет образовавшихся складок



формируются толщи метаморфических пород большой мощности. Литифицированные осадки, перекрывающие мантийную кору, и погружаемые вместе с ней в мантию, преобразуются сначала в метаморфические, а затем в магматические породы (рисунок 2.28) кислого-среднего состава. Продолжение субдукции приводит к формированию новых структурных элементов земной коры, которые наращивают композиционную кору. Кроме процессов магматизма и метаморфизма, в композиционной коре возрастают напряжения, вызываемые сдвижением литосферных пластин и блоков, это сопровождается формированием пликативно-дизъюнктивных деформаций (рисунок. 2.29).

### **2.6.1 Обзор современных представлений о формировании литосферных плит на конвергентных границах**

Конвергентные границы характеризуются субдукцией, которая выражается в сдвигении (поддвигании, надвигании, столкновении) двух литосферных плит. С процессом наращивания литосферных плит на конвергентных границах связан процесс образования земной коры континентов.

Изучению формирования литосферы на конвергентных границах посвящено множество работ [22; 27; 115; 116; 117; 23]. Материалы исследований глубоководных желобов освещены в публикациях [118, 119, 120, 121, 122, 123, 124, 125, 126, 127]. Изучению островных дуг посвящены работы [24; 38], где выделяется семь стадий развития островных дуг. Анализ размещения месторождений полезных ископаемых позволил Ковалеву А.А. [42] выделить «три стадии развития островных дуг: начальную и позднюю инверсионные и начальную реверсионную. Поздняя реверсионная стадия представляет собой конечную стадию развития островной дуги – ороген столкновения дуги с пассивной окраиной континента».

Первые исследователи океанического дна и активных окраин континентов выделяли типы окраин и присваивали им географические названия, не имея единой теоретической концепции объяснения причин разнообразия активных окраин. Вооружившись теорией, можно объяснить причины различного строения зон субдукции. Чтобы понять физическую суть процесса преобразования пассивной окраины в активную, используем теорию тектоники плит и двухъярусную тектонику. Восстановим процесс геодинамического развития земной коры от формирования зоны спрединга до образования зоны субдукции.

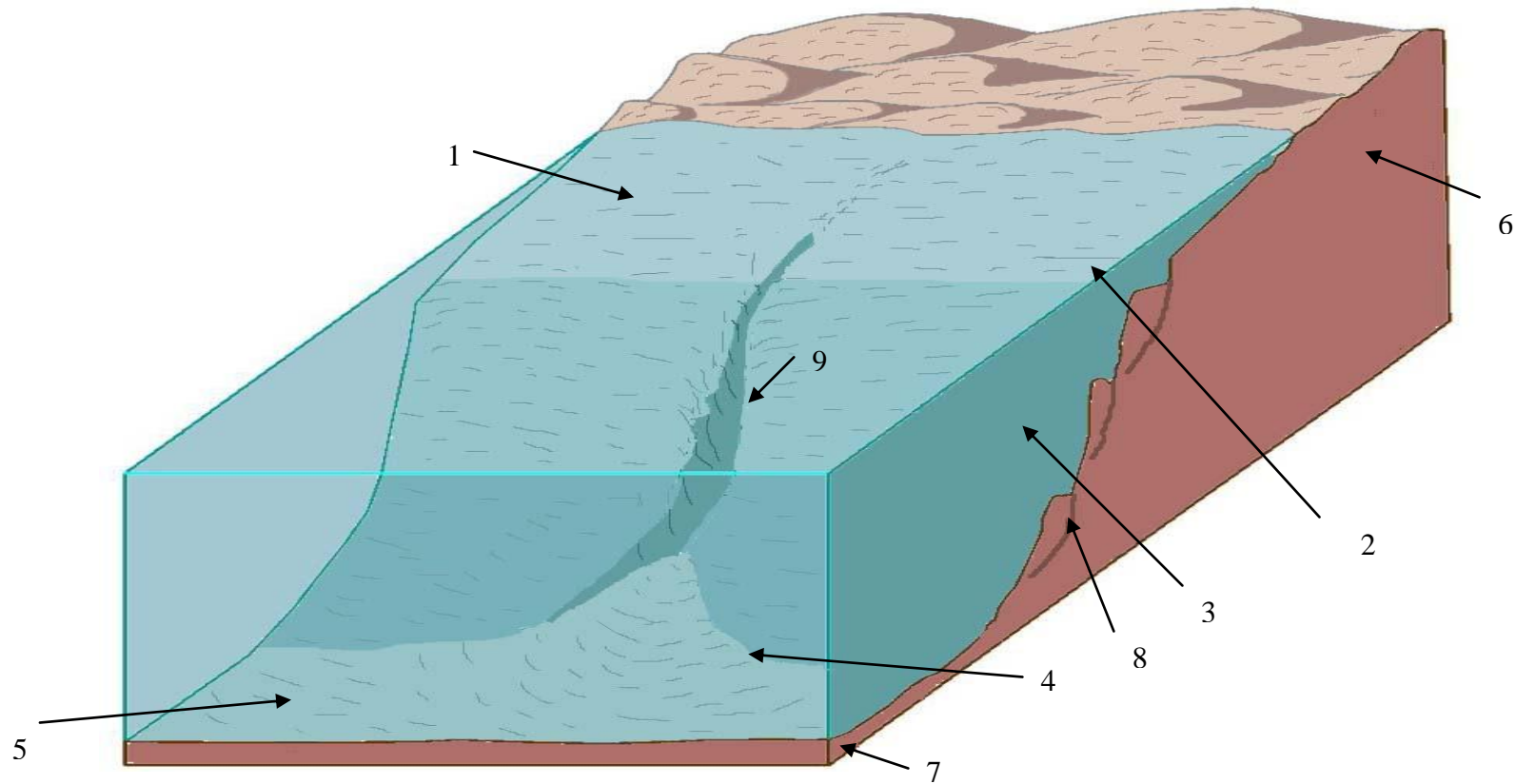


Рисунок 2.25 – Внутриплитная зона шельфа (общий вид): 1 – шельф; 2 – бровка шельфа; 3 – склон шельфа; 4 – подножие склона; 5 – абиссальный бассейн; 6 – композиционная кора; 7 – мантийная кора; 8 – границы оползания блоков на внутриплитной зоне шельфа, образовавшиеся при формировании рифта (остаточные структуры рифта, слагавшие борта СХ); 9 – подводный каньон

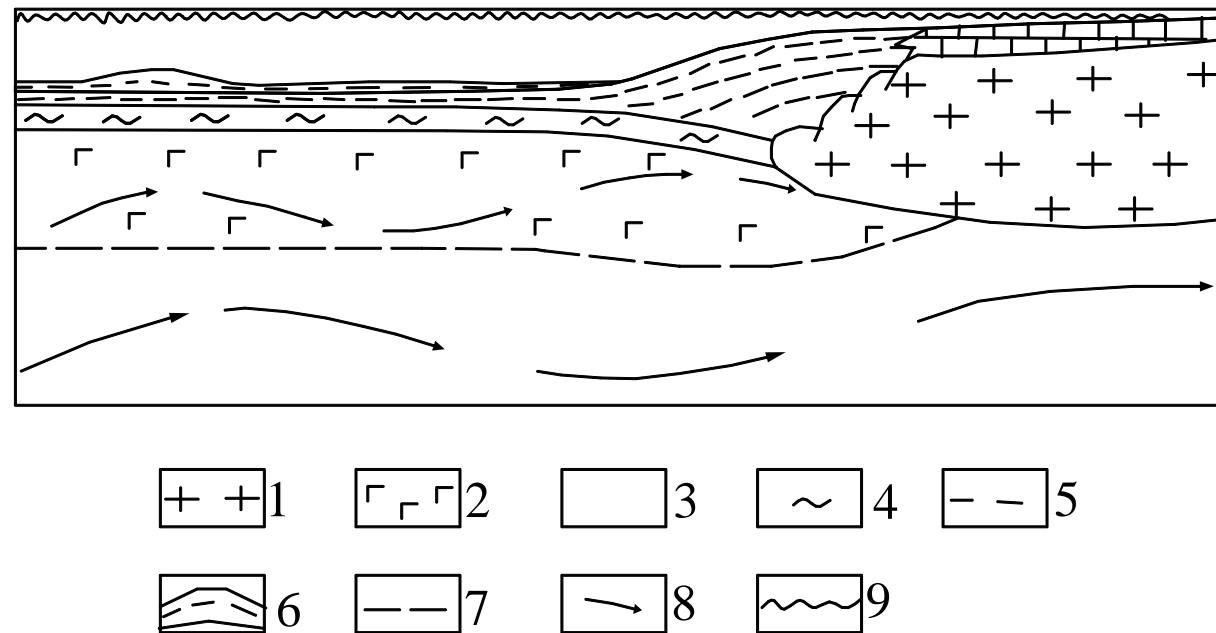


Рисунок 2.26 – Строение внутриплитной зоны шельфа: 1 – композиционная кора; 2 – мантийная кора; 3 – мантия; 4 – литифицированные пелагические осадки; 5 – слаболитифицированные осадки; 6 – океанический вал; 7 – постепенный переход астеносферы в мантию; 8 – направление движения конвектирующего вещества мантии и астеносферы; 9 – уровень воды в океане

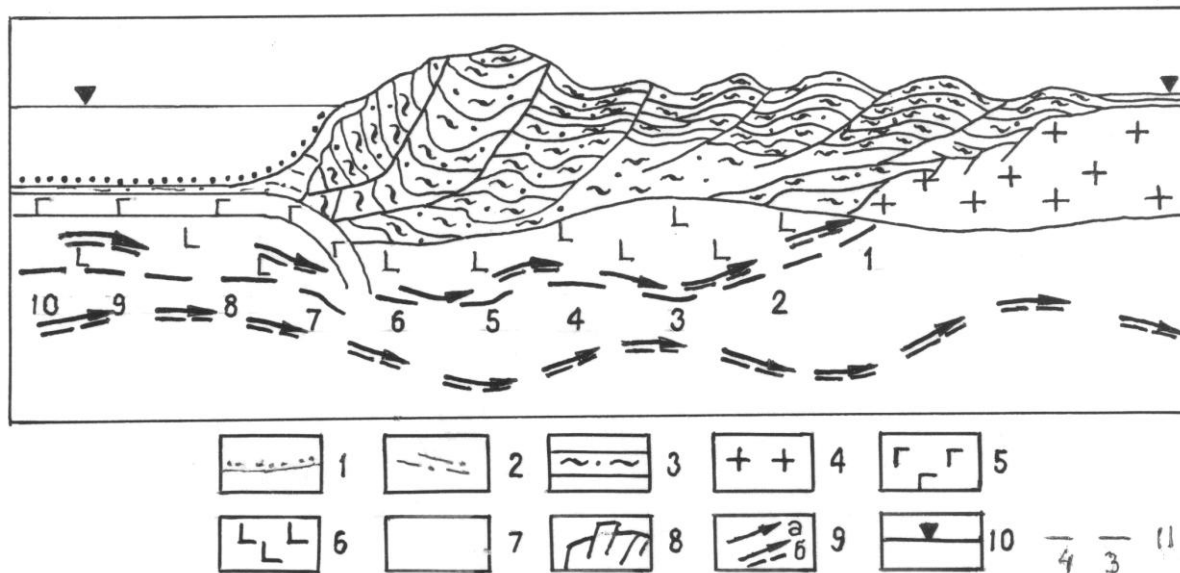


Рисунок 2.27 – Преобразование пелагических осадков в метаморфизованные толщи за счет медленной субдукции, которая характерна только в самом начале заложения зоны субдукции: 1 – осадки: пелагические, терригенные; 2 – нелитифицированные пелагические осадки; 4 – пелагические осадки, не затянутые в желоб и претерпевшие метаморфизм (крупные массивы образуются на ранней стадии субдукции); 4 – внутриплитный шельф; 5 – мантийная кора; 6 – астеносфера; 7 – мантия; 8 – остаточные структуры СХ; 9 – направление движения конвектирующего вещества астеносферы (а) и мантии (б); 10 – уровень воды в океане 11 – граница постепенного перехода астеносферы в мантию (цифры означают условный возраст мантийной коры);

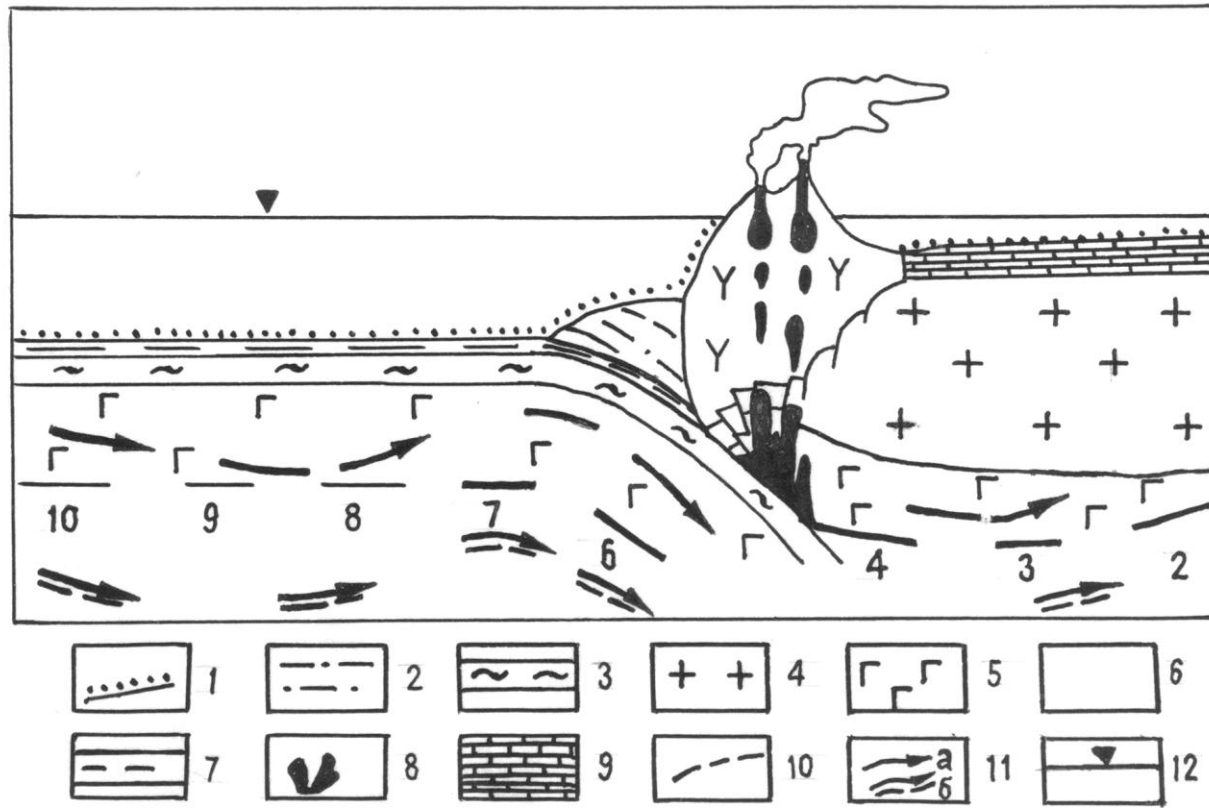


Рисунок 2.28 – Преобразование осадков в зоне субдукции на активной окраине плиты: 1 – аккумуляция осадков в верхней части глубоководного желоба; 2 – литифицированные осадки; 3 – мантийная кора; 4 – композиционная кора мантийно-композиционной плиты; 5 – астеносфера; 6 – мантия; 7 – магматические очаги на субдуцируемой плите; 8 – задуговой бассейн; 9 – постепенный переход астеносферы в мантию; 10 – направление движения конвектирующего вещества астеносферы (а) и мантии и (б); 11 – уровень воды в океане

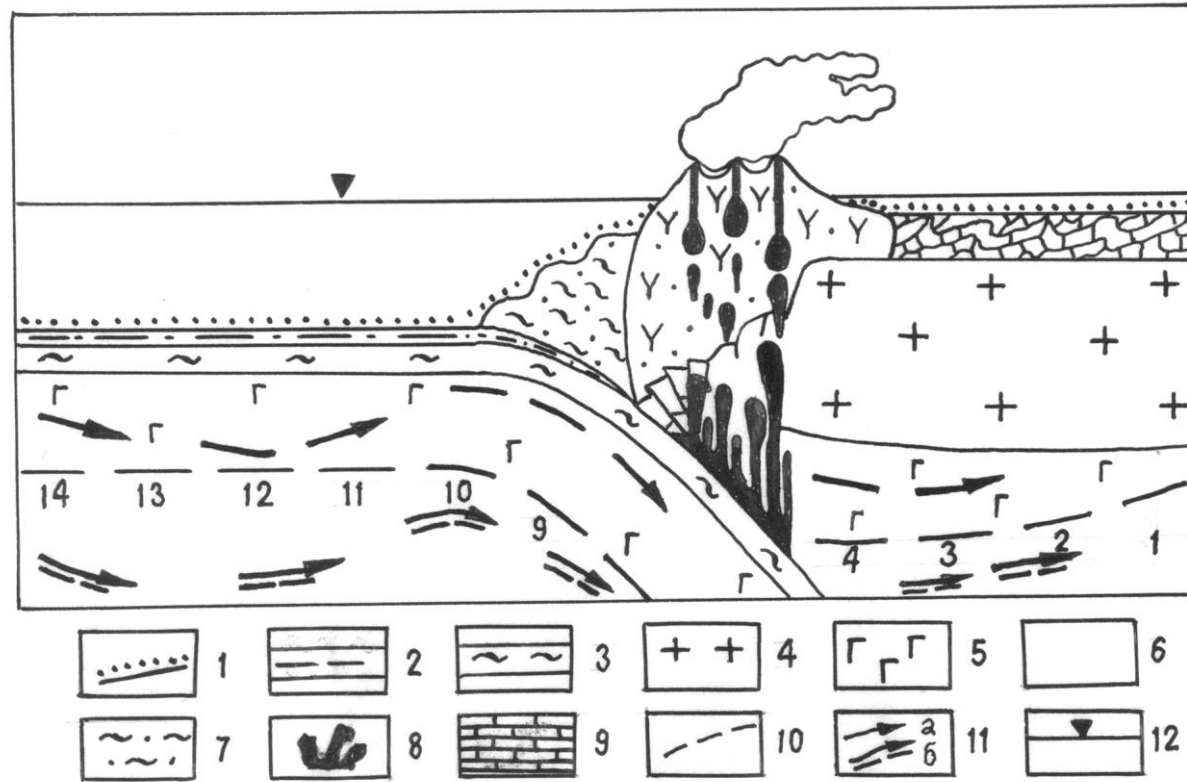


Рисунок 2.29 – Смятие литосферных пластин задугового бассейна в складки. 1 – метаморфизм пелагических осадков и образование аккреционной призмы; 2 – литифицированные пелагические осадки; 3 – мантийная кора; 4 – композиционная кора мантийно-композиционной плиты; 5 – астеносфера; 6 – мантия; 7 – зона преобразования метаморфических пород в магматические; 8 – деформированные пластины задугового бассейна (междуговой, межостровной), на период закрытия окраинного моря; 9 – постепенный переход астеносферы в мантию; 10 – направление движения конвектирующего вещества мантии и астеносферы; 11 – уровень воды в океане

### 2.6.1.1 Анализ современных представлений о формировании островных дуг и задуговых бассейнов

Современные представления о строении островных дуг и окраинных морей основаны на океанологических и геофизических исследованиях, проведенных в областях развития процессов субдукции. При выделении стадий развития островных дуг, типов желобов, стадий развития и строения окраинных морей исследователи основывались на фактических данных. Теоретическая база была разработана О.Г. Сорохтиным, Л.И. Лобковским и др.

Ранние классификации зон субдукции, стадий развития островных дуг и др. применимы только к узким географическим объектам, где проводились наблюдения. Геологическая среда зоны субдукции многофакторна. Под различными факторами мы понимаем многообразие состава пород на субдуцируемой плите и на плите, под которую происходит субдукция, крутизну зоны и скорость субдукции, рельеф субдуцируемой плиты и плиты, нависающей, и т.д. Изменение одного фактора ведет к изменению конечного результата. Поэтому выделяемые в одних условиях признаки могут не повторяться в другой обстановке. Анализ гипотез формирования задуговых бассейнов и островных дуг, приведенный в таблице 2.1, показал, что авторы [16, 130-137] гипотез описывали геодинамические процессы и явления терминами, заимствованными из геосинклинальной гипотезы, которые не верно отражают физическую суть процесса [128]. Это способствовало развитию неверных представлений о механизме формирования окраинных морей и о первопричинах видимого движения литосферных плит, которые вызвали множество противоречий и вопросов.

Например, моделирование, выполненное А.И. Шемендой [129], показало возможность возникновения условий растяжения в коре задугового бассейна за счет изменения крутизны погружения плиты. Это заключение было использовано для подтверждения того, что в задуговом бассейне развивается спрединг. Но спрединг и субдукция не могут развиваться в одном и том же месте одновременно. Таким образом, установленный А.И. Шемендой факт растяжения коры объясняет развитие процесса только в верхней части плиты – в коре, изгибающейся над зоной субдукции и в коре надсубдукционной плиты.

Другим примером является использование в тектонике плит гипотезы изостазии, предложенной в XIX в Дж. Эри и Ф. Праттом. Они предполагали, что блоки коры плавают в более плотном и вязком подкоровом субстрате, подчиняясь закону Архимеда. Но для твердых пород мантии нельзя применять закон Архимеда, он применим только к жидкостям. При увеличении нагрузки сверху породы мантии не могут ни вдавливаться, ни выпирать. Отсюда ошибочное представление о том, что в мантии и коре могут формироваться прогибы. *Явление изостазии применялось сторонниками фиксизма для объяснения формирования геосинклиналей, т.е. прогибов, которые на соседних участках компенсировались поднятиями.*

**Прогибы, прогибания (океанические впадины).** Принято считать, что прогибы – опущенные или прогнутые участки земной коры, к ним относятся

океанические впадины и прогибы на континентах. Обычно предполагается, что океаническое дно прогибается, но мантийная кора не может прогибаться, т.к. плотность вещества мантии с глубиной увеличивается под влиянием возрастающего давления вышележащего вещества. Понижение океанического ложа при удалении от хребта вызвано растеканием охлаждающейся конвектирующей мантии: в СХ конвекция более интенсивная, и тонкая новообразованная корка мантии приподнимается конвективным потоком, формируя возвышение СХ над океаническим дном.

На континенте прогибы выражены понижениями, межгорными и озерными котловинами. Но композиционная кора не может прогибаться, потому что, во-первых, в коре с глубиной давление от вышележащих толщ уменьшается, а во-вторых, ниже коры расположена жесткая сухая мантия, в которой нет свободного места для вдавливания вышележащих толщ. Следовательно, в ней не могут формироваться прогибы. Возникновение так называемых впадин и прогибов может быть обусловлено геодинамическими условиями формирования композиционной коры в зоне субдукции, обдукции или коллизии. Под действием бокового давления верхняя часть литосферных плит – кора может изгибаться вверх, создавая возвышенности и понижения. Из-за разницы в относительных превышениях создается видимость формирования впадин, на самом деле *над ранее сформированным уровнем поверхности* происходит *изгиб пластин*. Сдвигание литосферных пластин и блоков на конвергентных границах приводит к их нагромождению и формированию неровностей рельефа. Столкновение в верхней части земной коры острыми выступающими краями островных дуг или континентальных окраин приводит к формированию понижений [68], или «тектонических окон» [140]. Образовавшиеся внутриконтинентальные котловины либо остаются заполненными морскими водами, либо их заполнение водой произойдет позже. Во втором случае они будут представлять собой либо опресненные, либо осолоняющиеся внутриконтинентальные озерные впадины.

Для объяснения формирования так называемого «спредингового моря», используют термин «мантийный диапир». Применение этого термина также противоречит теории тектоники плит. **Мантийный диапир** – это структуры протыкания, в которых твердый, но подвижный материал ядра внедряется в менее подвижные перекрывающие пласты. Зарождение диапира в мантии не возможно, поскольку мантийное вещество, во-первых, является «сухим» и достаточно твердым, а во-вторых, глобальная конвекция в мантии способствует перемешиванию вещества, в ней не могут возникать локальные участки расплавления и образования складок. Плавление пород происходит в нескольких случаях:

1) При уменьшении давления сверху и одновременном интенсивном прогреве снизу. Такие условия характерны для рифтовой зоны СХ. Поэтому в СХ и формируются магматические очаги ультраосновного и основного состава.

2) На конвергентных границах разогрев и расплавление происходят при трении водонасыщенных литосферных пластин во время субдукции.



Таблица 2.1 – Анализ гипотез задугового спрединга, предлагаемых различными авторами

Автор гипотезы, ссылка на литературу	Гипотеза задугового спрединга	Критический анализ гипотезы	Положительные моменты гипотезы
1	2	3	4
Karig D.E., 1971	Бассейны с океанической корой в тылу островных дуг образуются в результате подъема <b>мантийного диапира</b> , зарождающегося на поверхности субдуцируемой плиты и вызывающего локальный <b>задуговой спрединг</b> . Степень активности окраинных бассейнов связана с термогидродинамическим режимом диапира	Во-первых, <b>диапир</b> – это складка, образованная под воздействием внедряющегося вещества, например, каменной соли, магмы. Во-вторых, мантийный диапир зарождается не в мантии, а на поверхности субдуцируемой плиты, он не может способствовать значительному раздвижению литосферных плит и формированию окраинного бассейна	Рассмотрен вопрос расплавления поверхности погружаемой в мантию литосферной плиты
Артюшков Е.В., 1979	<b>Диапир</b> , вызывающий спрединг окраинных морей, берет свое начало с границы «ядро – мантия»	Применение термина « <b>диапир</b> » ошибочно. Возникновение диапира на границе «ядро – мантия» не возможно ввиду перемешивания вещества в самой мантии	
Монин А.С. и Сорохтин О.Г., 1983	<b>Изостатический</b> подъем астеносферного вещества (задуговой диапиризм) в тылу островной дуги связан с <b>миграцией дуги</b> в сторону океана тогда, когда скорость поддвигания плиты под дугу становится меньше некоторого критического значения, определяемого вязкостными свойствами литосферы	Миграция островной дуги в сторону океана не может привести к раскалыванию литосферной плиты. Поскольку островная дуга на начальном этапе развития представляет собой небольшие блоки, отколовшиеся от субдуцируемой плиты или от плиты, под которую происходит субдукция. Астеносферное вещество в задуговом бассейне не может проникнуть в верхнюю часть литосферной плиты еще и потому, что задуговые бассейны формируются в условиях сдвигания (поддвигания) плит, а не раздвижения	

Продолжение таблицы 2.1

1	2	3	4
<p>Molnar P., Atwater T., 1978 (эта модель подтверждена с помощью масштабного физического моделирования А.И. Шеменда, 1985) Канамори Х. (эволюционная модель), 1977</p>	<p>Субдукция под действием силы тяжести опускающейся ветви плиты, которая, будучи тяжелее окружающей мантии, стремится увеличить крутизну своего погружения вплоть до вертикального положения, чем и обуславливается предполагаемая миграция желоба и островной дуги в сторону океана и, как следствие, раскрытие окраинного бассейна. Процесс «отступления» желоба и дуги в океан развивается только в случае субдукции достаточно древней и, следовательно, холодной и плотной океанской плиты. При относительно небольшом возрасте субдуцируемых участков литосферы миграции зон поддвига не происходит и тыловые бассейны не раскрываются. Начальная стадия процесса субдукции характеризуется <b>пологим углом наклона пододвигаемой плиты</b> и ее сильным <b>сцеплением с нависающей плитой</b>, т.е. соответствует чилийскому типу субдукции. Со временем сцепление между плитами ослабевает, <b>крутизна погружения литосферы увеличивается</b> и на зрелой стадии развития процесса тип субдукции постепенно приближается к Марианскому желобу</p>	<p>Во-первых, желоб не может передвигаться то в сторону океана, то в сторону континента, т.к. желоб образуется на границе двух плит при субдукции одной плиты под другую; во-вторых, плита, образовавшаяся из мантийного вещества, при его остывании не может быть более тяжелой, чем сама мантия и, следовательно, ни о какой силе тяжести не может быть и речи; в-третьих, связь между возрастом плиты и «отступанием» желоба и дуги в океан – явление случайное. А если островной дуги нет? Будет ли мигрировать желоб? Не объясняется причина изменения угла наклона пододвигаемой плиты. Классификация основана на очевидности наблюдаемых процессов субдукции в конкретных регионах</p>	<p>Отмечается связь предполагаемой миграции желоба и островной дуги с крутизной погружения плиты. Рассмотрен вопрос расплавления поверхности погружаемой в мантию литосферной плиты</p>
<p>Чейз, Моберли 1978, Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., 1979</p>	<p><b>Гипотеза «заякоривания»:</b> фиксация погружаемой ветви плиты в мантии и образование окраинных морей за счет отодвигания нависающей плиты от неподвижной зоны субдукции в сторону континента. В противоположном случае надвигания нависающей плиты на «заякоренную» зону субдукции формируются активные континентальный окраины</p>	<p>Фиксации погружаемой плиты не может быть, поскольку она более подвижна, чем та плита, под которую происходит субдукция</p>	

Продолжение таблицы 2.1

1	2	3	4
Г. Пакхем и Д. Фалви, 1971.	Раскрытие тыловых бассейнов произошло в результате изменения системы подлитосферных конвективных течений, вызванного столкновением Индии с Евразией	Столкновение плит не может вызвать изменения направления движения подлитосферных конвективных течений, поскольку причины движения конвективных потоков обусловлены химико-плотностной конвекцией, а не движением литосферных плит	
Т.Нельсон и П.Темпл, 1972.	Существование глобального астеносферного потока, текущего в восточном направлении и создающего давление на погруженные участки плит, которое обуславливает задуговой спрединг	Не ясны механизм раскрытия задуговых бассейнов, взаимосвязь астеносферного потока и его давления на погруженные участки	
Sleep N.H., Toksöz M.N.,1973; Лобковский Л.И.,1984	Геодинамическая обстановка и тепловой режим в окраинных бассейнах связаны с действием вторичной локальной конвекции в астеносфере	Не объясняется влияние вторичной локальной конвекции в астеносфере на формирование задугового бассейна	Отмечается наличие теплового режима окраинных бассейнов
Зоненшайн Л.П. и Кузьмин М.И., [183]	Окраинные моря с тыловодужным спредингом, или активные задуговые бассейны формируются в следующих геодинамических обстановках: а) при отторжении микроконтинентов; б) при расколе океанической плиты и подъеме мантийного диапира в тылу энсиматической островной дуги с образованием вначале междуугового бассейна; в) в тылу реверсируемых, сталкивающихся с континентом островных дуг; г) при субдукции под косым углом «протекающего» (раскрывающегося) трансформного разлома; д) выход близко к поверхности Земли узких мантийных потоков.	В зонах субдукции не может развиваться задуговой спрединг; отторжение микроконтинентов не может влиять на раскол плиты; мантийные диапиры, потоки и пр. в конвектирующей мантии не формируются	Отмечена субдукция под косым углом, но не объяснены причины ее возникновения

Возможен также разогрев сдвигающихся пластин без расплавления. Подтверждением этому является наличие термальных вод вдали от активных окраин континентов. Рассмотрим условия возникновения так называемого «диапира», имеющего мантийный состав. Погружающаяся мантийная плита в верхней части сложена гидратированной мантийной корой. «Плавление гидратированных пород в зоне субдукции происходит при более низких температурах, чем необходимо для кристаллизации в мантии» [30]. Таким образом, *на поверхности субдуцируемой плиты по мере ее погружения в исходную мантию формируются магматические очаги.* Субдукция способствует неравномерному растяжению и сжатию пород коры как на субдуцируемой плите, так и на нависающей плите. Это приводит к образованию трещиноватой зоны (*проницаемой зоны*) в коре обеих плит. По трещинам растяжения в кору нависающей плиты внедряются расплавы, сформированные на поверхности погружающейся плиты. При этом происходят обогащение и переработка не только магматического расплава, но и вещества, слагающего нависающую плиту.

#### **2.6.1.2 Генезис положительных форм рельефа океанического дна и их значение для формирования композиционной коры**

Современный процесс раздвижения плит маркирован магнитными аномалиями и зональным распределением осадочных отложений на склонах СХ. Перемещение литосферных плит подтверждается инструментальными наблюдениями [141, 142 и др.].

Подводными исследованиями океанического ложа установлено, что между СХ и материками находятся обширные области плоского дна с выступающими плато, многочисленными подводными горами, отдельными вулканическими вершинами, валами. Черные и белые «курильщики» – это временные положительные формы рельефа океанического дна (постройки «курильщиков» существуют только на склонах СХ, со временем они разрушаются, оставляя после себя рудоносные отложения). Почти все положительные формы рельефа некогда были сформированы на склонах СХ. Исключение составляют некоторые океанические плато, вулканические постройки с щелочными базальтами – следы так называемых «горячих точек» и океанические валы. Как показало бурение и драгирование океанического дна [143], природа большинства плато не известна. На таких плато магнитные аномалии либо слабо выражены, либо отсутствуют. На океаническом дне неподалеку от желобов встречаются валы. Высота валов варьирует от 500 до 1000 м [135; 29]. К отрицательным формам относятся глубоководные желоба (рисунки 2.30, 2.31).

Комментарий. Возраст океанических плато соответствует времени их формирования. Но определить возраст и геодинамическую обстановку формирования можно только в каждом конкретном случае. Образование валов связано с движением астеносферных течений, оказывающих влияние на движение мантийной части плиты, в то время как часть плиты с

композиционной корой движется под действием мантийных (более медленных) течений. Встретив сопротивление со стороны континентальной окраины, мантийная кора изгибается, и на дне океана формируется вал (рисунок 2.26). Валу не принимают непосредственного участия в наращивании континентальной коры, но они являются предвестниками формирования глубоководных желобов и существуют некоторое время после их образования. Поэтому перед некоторыми дугами в настоящее время еще существуют валы. После формирования желоба кора распрямляется, и вал постепенно исчезает. Там, где валы сформированы, а желоба на поверхности еще нет, возможно, начался процесс субдукции нижней части литосферной плиты, т.е. нисходящие конвективные потоки астеносферы и мантии уже совпали.

Другие положительные формы рельефа, формирующиеся на океаническом дне, – так называемые «горячие точки». Их происхождение объясняется мембранной гипотезой Д.Таркота и Е. Оксбурга [144], согласно которой литосферные плиты, перемещаясь по поверхности горячей мантии, вынуждены приспосабливаться к переменной кривизне земного эллипсоида. В плитах возникают напряжения растяжения или сдвига. Происходит раскалывание плиты при ее перемещении из низких широт в высокие и наоборот [144]. Наличие площадных групп вулканических островов с базальтовым щелочным вулканизмом свидетельствует о растяжении плиты при перемещении ее через критические широты – 25-30<sup>0</sup> ю.ш. или с.ш. Сорохтиным О.Г. [30] количественно установлено, что мембранная гипотеза отвечает реальной обстановке возникновения внутриплитного базальтового магматизма гавайского типа на Тихоокеанской плите. Доказано также, что если по краям плиты существуют упоры (нет зон субдукции), возникает арочный эффект, а если зоны субдукции есть, то арочный эффект возникнуть не может. Возраст пород, слагающих вулканические постройки («горячие точки») океанического дна соответствует времени излияния расплава из трещины и его гидратации. Поэтому структурные элементы земной коры, сложенные базальтовыми щелочными породами, можно использовать для восстановления широты местности, где произошел раскол плиты, как доказательство миграции литосферной плиты и для восстановления палеогеодинамической обстановки.

Положительные формы рельефа формируются также и на склонах СХ, характеризующихся интенсивной активностью под влиянием мантийной конвекции. Известно, что полное прекращение циркуляции океанических вод по коренным породам коры происходит примерно через 50 млн. лет после образования коры в рифтовой зоне СХ [30]. Следовательно, через 50 млн. лет формы рельефа, осложняющие склоны СХ, вследствие мантийной конвекции окажутся на океаническом дне – в абиссали, а еще через 50–110 млн. лет – у континентальной окраины.

Формы рельефа, осложняющие вулканическое дно, не являются вулканически активными, поскольку литосфера, перекрывающая остывающую мантию, становится более мощной, а по мере удаления от зоны разогрева температуры, существующие в астеносфере и мантии, уже не могут способствовать расплавлению и раздвижению коры.

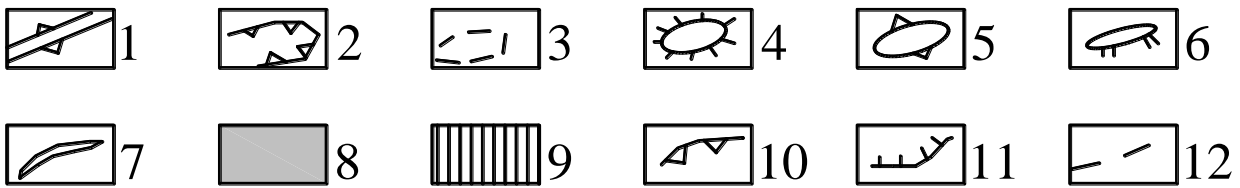


Рисунок 2.30 – Фрагмент тектонической карты мира (Тихий океан у побережий Евразии и Северной Америки) [145]. 1– древние оси спрединга; 2 – контуры крупнейших впадин; 3 – линейные приразломные впадины, не связанные с островными дугами; 4 – вулканические хребты и крупные вулканические сооружения; 5 – подводные горы; 6 – океанические валы; 7 – глубоководные желоба; 8 – вулканические островные дуги; 9 – невулканические островные дуги; 10 – сейсмофокальные зоны; 11 – надвижки, шарьяжи; 12 – трансформные разрывы

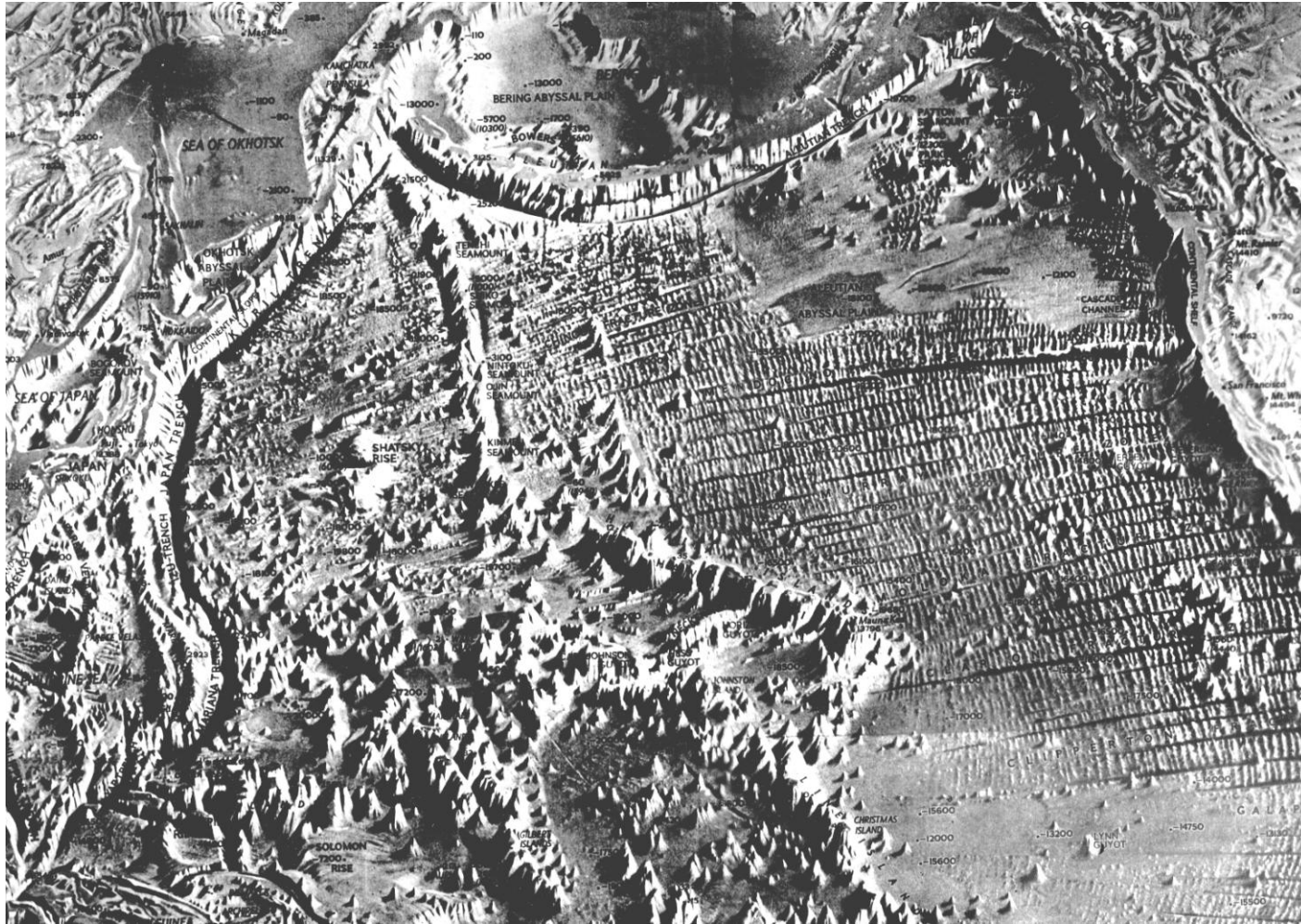


Рисунок 2.31 – Фрагмент модели океанического дна (Тихий океан у побережий Евразии и Северной Америки) [146]

Материалом для формирования композиционной коры служит поглощаемая в зоне субдукции мантийная кора с выступающими над ней положительными формами рельефа, сформированными в зоне спрединга. При наращивании континентальной окраины продуктами переработки и фрагментами мантийной коры возраст вновь образованных пород будет соответствовать времени гидратации пород в период их формирования в океане. Основанием для этой модели являются теория тектоники плит и материалы изучения океанического дна[30; 114]:

1) если конвектирующая мантия кристаллизуется в рифтовой зоне, то происходят гидратация мантийных пород и их обогащение щелочами и другими растворенными элементами, в том числе калием, ураном и торием;

2) с удалением от СХ возраст пород (по нашим представлениям возраст пород мантийной коры), слагающих океаническое дно, становится более древним, поскольку они сформированы раньше;

3) у внутриплитного шельфа возраст пород, слагающих мантийную кору, соответствует времени раскола литосферной плиты и формирования рифта СХ;

4) на базальтах океанического дна залегают осадки более молодые, чем подстилающие их породы, причем возраст осадочных пород определяется по содержащимся в них окаменелостям [76].

В таблице 2.2 приведено значение положительных форм рельефа и осадков, распространенных на океаническом дне для формирования композиционной коры.

### **2.6.1.3 Модель формирования окраинных морей и островных дуг**

Гипотезы, рассмотренные в таблице 2.1, содержат очень ценные идеи, которые после соответствующих поправок, использованы нами в модели [147,148], приведенной в таблице 2.3. Окраинные моря и островные дуги, отделяющие их от океана, формируются на конвергентной границе. Место заложения зоны субдукции соответствует совпадению погружаемых конвективных потоков астеносферы и мантии. А время начала погружения зависит от охлаждения конвектирующей мантии. После заложения зоны субдукции конвергентная граница плиты может некоторое время перемещаться в направлении движения мантийного конвективного потока. На поверхности это выражается расположением зоны субдукции перед островной дугой, затем между островной дугой и окраиной континента. После закрытия окраинного моря и причленения островной дуги к окраине континента конвергентная граница литосферной плиты совпадет с окраиной композиционной коры. *Конвергентные границы плит можно охарактеризовать процессами сжатия и растяжения, происходящими в коре.*

Если породы обладают пластичными свойствами (без жестких связей, слаболитифицированные), то процесс сжатия характеризуется развитием всевозможных пластических деформаций. Если породы жесткие и хрупкие



Таблица 2.2 – Значение положительных форм рельефа и осадков океанического дна для формирования композиционной коры

Положительные формы рельефа океанического дна	Причины образования рельефа	Условия, образования рельефа	Значение положительных форм рельефа для наращивания композиционной коры
1	2	3	4
СХ	Интенсивная конвекция мантии и формирование мантийной коры в зазоре между расходящимися плитами	Гидротермальная циркуляция в новообразованных породах мантийной коры способствует «заражению» радиоактивными элементами, содержащимися в океанической воде	Исходное вещество для переработки в зоне субдукции и формирования многих положительных форм рельефа океанического дна, служащих материалом для формирования композиционной коры
Черные и белые курильщики	Интенсивная конвекция оказывает влияние на формирование гидротермальных источников		Исходное рудное вещество
Гийоты, атоллы	Рифовые постройки на склонах СХ, в зонах трансформных разломов	Океанический бассейн над склонами СХ	Аллохтонные блоки, переносимые плитой, являются будущим основанием для формирования энсиматических островных дуг
Вулканические постройки с щелочным базальтовым вулканизмом «горячие точки»	Раскол литосферной плиты при смене широты местности	Только при раскалывании мантийной плиты. Раскол литосферной плиты, внедрение щелочных базальтов и «заражению» их радиоактивными элементами	Аллохтонные блоки, переносимые плитой, являются основанием для формирования островных дуг
Океанические плато	Нет единого мнения	Соответствует времени формирования пород, слагающих блок, но отличается от пород, слагающих окружающую область литосферной плиты	Аллохтонные блоки, переносимые плитой. В зоне субдукции могут быть надвинуты, на окраину континента
Океанические валы	Результат изгиба мантийной коры, упирающейся в композиционную	Соответствует воз расту коры, из которой он сформирован	Отражают напряжения сжатия в земной коре, являются предвестниками формирования зоны субдукции

Таблица 2. 3 – Модель развития окраинных морей и островных дуг

Стадия. Характерный процесс	Механизм развития энсиматических и энсиалических островных дуг	Механизм развития окраинных морей
1	2	3
<p><b>Ранняя.</b> Формирование задугового бассейна. Продвижение субдуцируемой плиты под остро-водужными блоками</p>	<p><b>Энсиалические острова</b> формируются в раннюю стадию заложения зоны субдукции. Это связано с совпадением погружающихся конвективных ячеек астеносферы и мантии. Заложение зоны субдукции сопровождается смятием коры в над-субдукционной плите и отделением осадочного слоя от мантийной коры.</p> <p><b>Энсиматические острова.</b> Если на субдуцируемой плите имеются крупные выступающие блоки, которые не могут быть затянуты в желоб или надвинуты на окраину континента, они «срезаются» надвигаемой плитой и отделяются от субдуцируемой плиты, образуя энсиматические острова</p>	<p>Мантийная кора проскальзывает под отчлененными блоками. Это подтверждается наличием зоны ВЗБ. В задуговом бассейне повышается значение теплового потока. Нависающая плита раскалывается на блоки, формируя сбросы и взбросы. Это создает сходство с рифтовой зоной.</p> <p>Для этого периода характерно наличие двух желобов: один перед островным блоком, другой в задуговом бассейне, его положение соответствует погружению литосферной плиты. В бассейне создаются условия для формирования терригенных, терригенно-карбонатных формаций</p>
<p><b>Зрелая.</b> Активизация задугового бассейна. Разогрев гидратированных пород, затягиваемых в желоб, и расплавление пелагических осадков формирование вулканической дуги</p>	<p>Движение плиты приводит к разогреву Лавы имеют андезитовый состав. Прекращение островодужного вулканизма происходит почти одновременно с исчезновением желоба со стороны океана</p>	<p>Желоб в задуговом бассейне соответствует погружающейся плите. Постепенно погружаясь, кора расплавляется. Это приводит к формированию небольших магматических очагов сначала основного, затем ультраосновного состава. Образовавшаяся магма выдавливается между блоками, разбивающими дно окраинного бассейна. Это явление принимается за формирование срединоморского хребта, аналогичного СХ. Но в отличие от СХ, здесь происходит не горизонтальное растяжение приводящее к разрыву плиты, а растяжение коры в вертикальном направлении за счет неравномерного поднятия блоков коры над погружающейся плитой. Для этой стадии развития характерны базальтово-кремнистая и</p>

Продолжение таблицы 2.3

1	2	3
		базальтово-карбонатная формации. Породы, образованные на этой стадии, при закрытии бассейна подвергаются пликативно – дизъюнктивным дислокациям
<b>Поздняя.</b> Закрытие краевого бассейна. Прекращение островодужного вулканизма.	Литосферная плита с «припаянной» к ней уже не функционирующей вулканической дугой придвигается к окраине континента (к другой островной дуге, шельфу)	На дне окраинного моря в это время происходит аккумуляция терригенно-кремнистой и терригенно-карбонатной формаций. Часть осадков затягивается в желоб, а другая часть подвергается диагенезу
<b>Заключительная</b>	Закрытие окраинного моря. Смятие пород мантийной коры и перекрывающих ее осадков, развитых в задуговом бассейне. Надвигание коровых пластин, сформированных в окраинных морях в позднюю стадию развития задугового бассейна, и фрагментов островных дуг на формирующуюся окраину континента	
<b>Обстановка на окраине надсубдукционной литосферной плиты, постепенно превращающейся во внутриконтинентальный бассейн</b>	Магматизм проявляется на окраине литосферной плиты (зона шельфа). Магматизм становится более кислым, поскольку на формирование магмы оказывают влияние осадки окраинного моря, сформированные в позднюю стадию развития бассейна. Осадки, подвергшиеся диагенезу, в виде пластин надвигаются либо на окраину континента, либо на островную дугу, формируя гравитационные складки. Пластины и блоки, надвинувшиеся на шельфовую зону ранее, под давлением вновь причленяющихся блоков будут смещаться все дальше, вглубь формирующегося континента. При этом блоки и пластины могут испытывать разнообразное вращение, опрокидывание, надвигание, сдвигание. Движение блоков и пластин во внутриконтинентальной обстановке, по мере удаления активной окраины континента в сторону океана, все более затруднено и замедлено. Разгрузка напряжений от давления сдвигающихся блоков происходит в виде землетрясений. Поэтому внешние границы блоков (пластин) и нижняя граница блоков (литосферных пластин) являются наиболее вероятными сейсмоопасными зонами	

(обладают кристаллическими связями), происходит растяжение и раскалывание литосферных пластин. Но деформации происходят только в верхней части литосферы, т.е. в земной коре.

Рассмотрим причины возникновения растяжения коры в задуговом бассейне. Принято считать, что **спредингное море** – это окраинный бассейн, в котором проявляются процессы растяжения дна за счет миграции островной дуги в сторону океана. *Но островные дуги – это выступающие блоки мантийной коры, и они не могут растягивать дно, но зато они могут*

отколотья от мантийной коры в зоне субдукции и сформировать острова, а позже надвинуться на окраину композиционной плиты. Физическая суть формирования окраинного бассейна заключается в следующем: окраинные моря и островные дуги, отделяющие их от океана, формируются в зоне субдукции, развивающейся под влиянием нисходящего мантийного потока. *Субдукция сопровождается изгибанием литосферной плиты, а изгиб на выпуклой стороне характеризуется растяжением. Но с глубиной трещины растяжения не расширяются, а закрываются, поэтому разрыва плиты до самой мантии не происходит. Сплошность пород нарушается только в коре, это приводит к откалыванию блоков. Условия растяжения в зоне субдукции создаются на изгибе субдуцируемой плиты и нависающей плите.* В последней трещины формируются за счет ее неравномерного поднятия субдуцируемой плитой, что выражается в развитии грабеново-горстового рельефа. Это явление ошибочно принимается за процесс спрединга дна окраинного моря. Кроме того, за дугой спрединг проявляться не может по следующим причинам: во-первых, процесс спрединга обусловлен влиянием восходящих мантийных потоков, а субдукция развивается под влиянием нисходящего мантийного потока. Во-вторых, в задуговом бассейне не может формироваться «плюм», поскольку мантия находится в состоянии постоянной конвекции, т.е. вещество в ней перемешивается. В-третьих, ни в мантии, ни в астеносфере магматических очагов не может быть, поскольку породы, слагающие мантию и астеносферу сухие. Т.е. при существующих в мантии и астеносфере температуре и давлении породы не могут плавиться [30]. Очаги в мантии формируются только в рифтовой зоне СХ, а очаги повторного плавления мантийных гидратированных пород – только на поверхности субдуцируемой мантийной плиты. Образующаяся трещиноватая зона проницаема для магматических расплавов, формируемых за счет плавления поверхности погружающейся мантийной плиты. Поскольку породы мантийной коры гидратированы, на их частичное расплавление требуется температура около 700-800<sup>0</sup>С [30], что значительно ниже температуры мантии. Формирующийся на поверхности погружающейся плиты магматический расплав проникает по ослабленным зонам между блоками и «залечивает» их ультраосновными породами, формируя на дне окраинного моря структуры, подобные рифтам СХ. Эти структуры окраинных морей, находящихся в активной стадии развития, можно назвать **псевдоспрединговым хребтом (ПСХ)**. Необходимо обратить внимание на следующее обстоятельство: если субдуцируемая мантийная плита не несет выступающие блоки, окраинные моря не формируются, поскольку над океаническим дном нет поднятий, являющихся границей между континентом и океаном.

Погружение плиты способствует формированию надсубдукционного грабеново-горстового рельефа – псевдорифта на погружающейся мантийной коре и на нависающей плите. ПСХ не видны в окраинных морях, т.к. скрыты под толщей терригенных осадков – они угадываются по зонам выделения тепла. Установлено [30], что трение литосферных плит в зонах их поддвига сопровождается выделением тепла в количестве около 500-700 кал на 1 г пород

океанической коры. В зрелую стадию развития в окраинном море в первую очередь образуются магматические очаги основного состава, а при дальнейшем погружении плиты за счет дегидратации и расплавления серпентинитов произойдет внедрение магмы ультраосновного состава (гарцбургитов).

**Образование энсиматических дуг.** Энсиматические острова – это срезанные нависающей плитой с пододвигаемой плиты и не затянутые в глубоководный желоб положительные формы рельефа океанического дна.

Когда окраина мантийной плиты с выступающим блоком (положительная форма рельефа океанического дна) начнет затягиваться в зону субдукции, события могут развиваться по-разному. Если выступы мелкие, или плита покрыта только осадочными отложениями, в глубоководном желобе формируется меланж. Начальная стадия развития процесса субдукции характеризуется медленной скоростью движения субдуцируемой плиты, поэтому осадки, слагающие океаническое дно, будут сминаться в складки, претерпевая слабую степень метаморфизма и образуя метаморфизованные толщи, которые также нарастят активизирующуюся окраину мантийно-композиционной плиты.

На приокеанических склонах желобов осадочный чехол и кора разбиты субвертикальными продольными разломами, это означает растяжение в результате изгиба коры. Трещины растяжения создают поверхности ослабления, по которым может произойти отделение от плиты выступающих фрагментов (блоков) океанического дна. Имея размер в десятки километров, блоки не могут быть затянуты в глубоководный желоб и немного смещаются навстречу движению субдуцируемой под ними плиты. Отчлененные от плиты блоки коры формируют отгороженные от океана окраинные моря (рисунок 2.32). Трение между субдуцируемой плитой и отчлененным блоком способствует переплавлению пелагических осадков, затягиваемых в желоб, и развитию магматизма среднего-кислого состава. Если блоки достигают сотен километров, они надвигаются на окраину плиты, под которую происходит субдукция, или придвигаются к ней. Возраст блоков соответствует времени формирования фрагмента этого структурного элемента, а осадков, покрывающих его, – времени нахождения блока на океаническом дне (рисунок 2.33).

**Образование энсиалических дуг.** Энсиалические блоки формируются на пассивной окраине плиты, где вблизи континента формируется шельфовая зона и происходит аккумуляция мощной терригенно-осадочной толщи. Процесс субдукции сопровождается формированием кварц-кератофировой формации в надсубдукционной плите и ее раскалыванием вследствие неравномерного поднятия. От ее верхней части отделяются блоки коры (микроконтиненты) [30; 27; 29]. Отколовшиеся блоки не могут быть затянуты в желоб и формируют энсиалические острова. Уточним условия формирования энсиалических блоков. Энсиалические блоки откалываются от окраины плиты, представленной шельфом, во время субдукции мантийной плиты. В этот период субдуцируемая плита затягивается под нависающую плиту под пологим углом, поэтому желоб может быть не четко выраженным. Субдукция сопровождается смятием в

складки осадочных пород, перекрывающих нависающую плиту. Происходит отделение от этой плиты блоков коры, которые сформируют островную дугу, отгораживающую континентальный выступ с частью океанического бассейна от океана. Так сформируется окраинное море.

Продвигающаяся под блоками плита разогревается, осадочные породы, затачиваемые под отчлененные блоки, расплавляются, формируя магмы кислого и среднего состава. Магмы основного состава образуются из пород, слагающих поверхность субдуцируемой мантийной коры. Расплавы внедряются по трещинам, возникшим в нависающей плите. Совпадение охлажденных конвективных ветвей мантии и астеносферы приводит к формированию желоба в задуговом бассейне. Аккумулирующиеся на дне окраинного моря терригенно-осадочные толщи затачиваются в желоб. Это приводит к фазовому внедрению интрузий [147, 148].

**Модель образования остаточных островных дуг.** Остаточные дуги располагаются в задуговом бассейне. Мы предполагаем возможные варианты их возникновения: 1) При откалывании блоков коры от плиты, под которую происходит субдукция. Они отделяются в последнюю очередь, поэтому остаются в задуговом бассейне. Их возраст соответствует возрасту окраины, от которой откололся блок; 2) Блоки, откалываемые от субдуцируемой плиты, имеют различные форму и размеры: часть из них может возвышаться над водой, другая скрываться под уровнем моря, и в течение некоторого времени они являются не вулканическими, поскольку их основание не прогрелось за счет трения. Возраст блоков соответствует времени гидратации пород.

**Причины видимой «миграции» желоба.** В начальную стадию отделения блоков от плиты зона поглощения (желоб) располагается со стороны океана, а нисходящая ветвь конвектирующей мантии – под отчлененным блоком. Позже, когда блок, разогреваясь от трения, припаивается к продвигающейся под ним плите, желоб формируется в задуговом бассейне над нисходящей ветвью конвективного потока. Это принимается за «перещелкивание» (термин введен Зоненшайном Л.П.) зоны субдукции. Предлагаемая модель формирования окраинных морей и островных дуг объясняет видимость «миграции» желоба и отрицает проявление задугового спрединга.

## **2.6.2 Анализ условий проявления складчатости с позиций теории тектоники плит**

Для восстановления геологической истории развития того или иного региона очень важно разделить события на какие-то промежутки времени. Обычно эти события отражаются на тектонике, что проявляется в смятии пород в складки. На основании изучения складчатых областей принято выделять эпохи и фазы складчатости, складчатость, складкообразование, эпохи тектонические.

**Складчатость и складкообразование** – процесс изменения залегания горных пород. Основное содержание этого процесса заключается в изгибании тел (обычно стратифицированных), различающихся как по форме, так и по

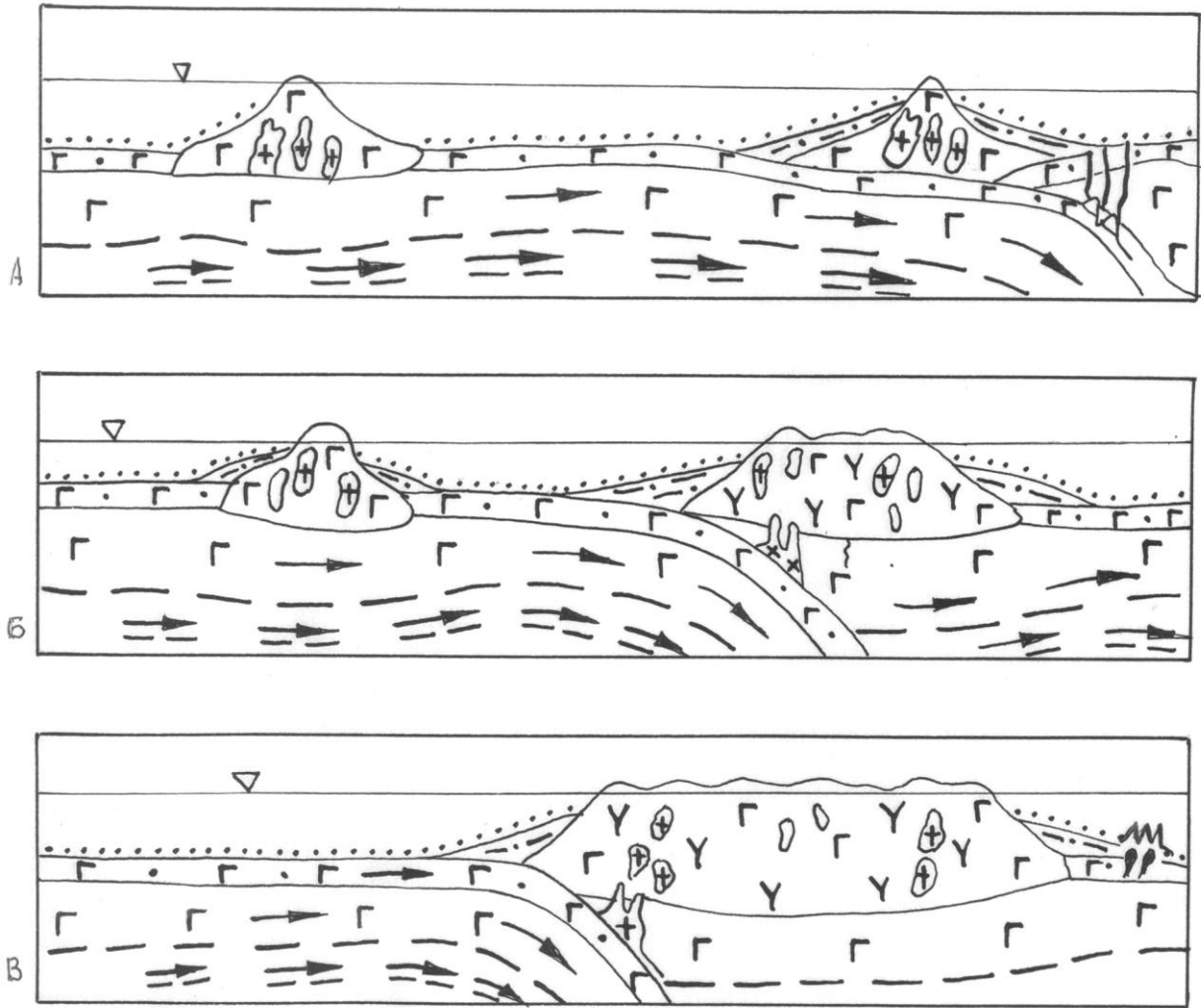


Рисунок 2.32 – Модель формирования островодужного бассейна: А- формирование задугового бассейна; Б– формирование вулканической дуги и ПСХ; В – наращивание окраины континента фрагментами островной дуги и пластинами, сформированными в окраинном море

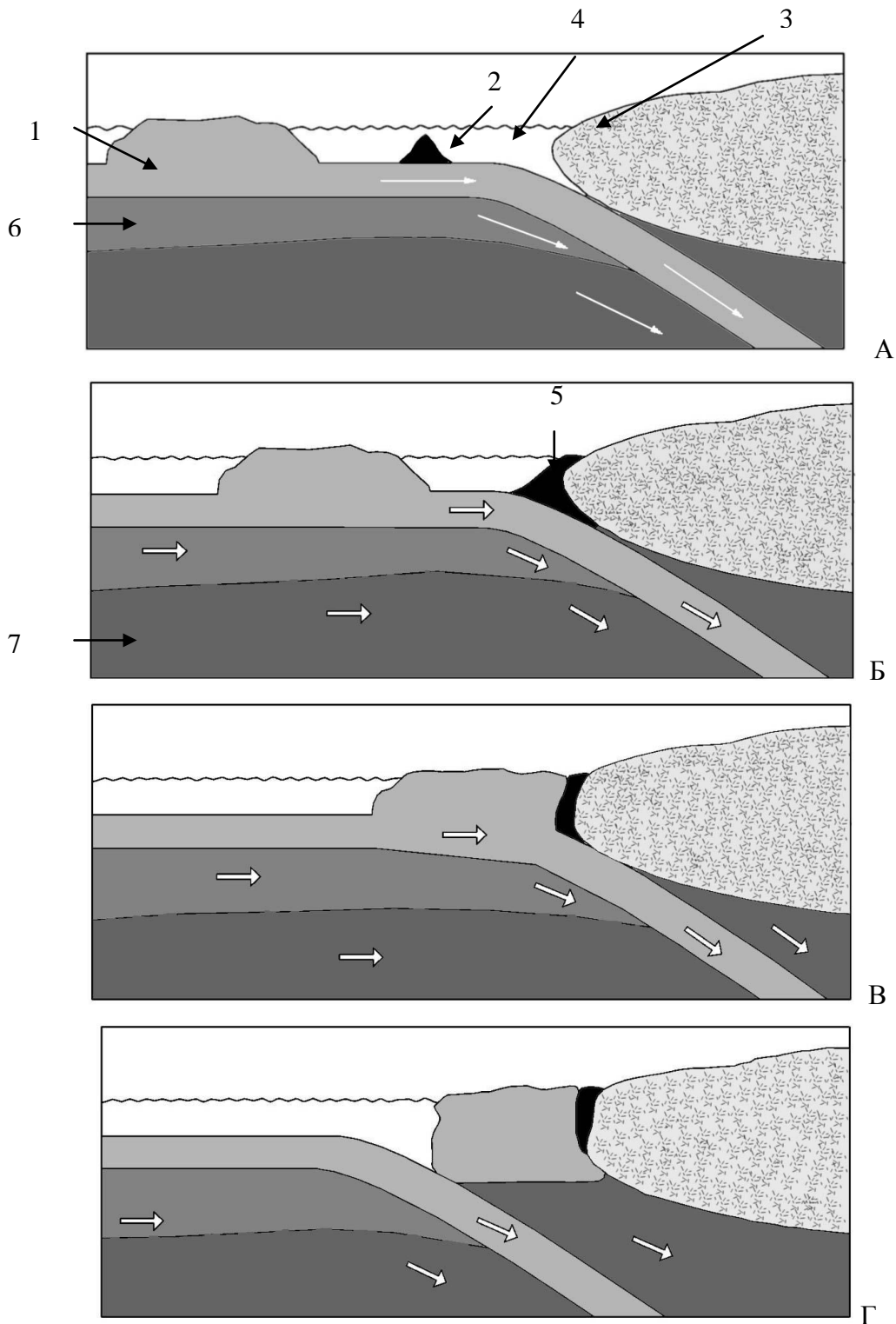


Рисунок 2.33 – Модель наращивания окраины континента крупным блоком, выступающим над мантийной корой: 1– крупный блок; 2–подводная гора (мелкий блок); 3 –окраина континента; 4 – задуговой бассейн; 5 – деформированная подводная гора и деформированные пластины окраинного моря; 6 – астеносфера; 7 – мантия. Стрелками обозначено направление конвективного потока и движение литосферы



масштабу. Складкообразование в отдельных регионах характеризуется проявлением в определенные моменты исторического развития [149]. Основой процесса складкообразования являются вертикальные движения земной коры на заключительном этапе развития геосинклинали. *Процесс образования складок приводит к образованию складчатых областей и складчатых систем. В планетарном масштабе этот процесс, как и все развитие земной коры по геосинклинальной теории, имеет непрерывно-прерывистый характер.* По представлениям Н.С. Шатского [149] **складчатость (эпоха складчатости)** – совокупность фаз складчатости, охватывающих время окончания развития геосинклинальных систем и составляющих переломную эпоху, после которой в данном регионе развиваются только платформенные или другие негеосинклинальные формы и образования. По В.Е. Хаину, эпоха складчатости – это тектоническая эпоха, имеющая общепланетарное распространение [149].

**Фаза складчатости (тектогенеза)** – сравнительно кратковременное явление ускорения длительных и непрерывных тектонических движений, в особенности складкообразования, обычно зафиксированное *угловым несогласием* благодаря сочетанию с колебательными движениями переменного знака. Штилле [149] предполагал, что формирование складок происходит в течение коротких фаз, в перерывах между отложениями толщ, *разделенных несогласиями*, каждое из которых отвечает определенной фазе складчатости, отождествляемой с фазой орогенеза. Фазы складчатости представлялись одновременными. Им составлен список фаз складчатости, и даны географические названия. Региональные исследования выявили новые фазы складчатости, не вошедшие в список, и соответствовавшие «анорогенному» периоду. Постепенно промежутки между фазами складчатости стали совсем узкими, а в некоторых возрастных интервалах исчезли вовсе. *Выяснилось, что рост складок происходил не только во время перерывов в процессе осадконакопления, но и одновременно с ним.* Позже принцип выделения фаз складчатости Штилле подвергся критике. В дальнейшем Хаин [149] объяснил, что тектонический процесс идет с переменной скоростью, выделил усиления движений, создающие наибольшие качественные изменения тектонической структуры. Хаин предложил отказаться от наименований фаз по Штилле, а при описании регионов называть фазы складчатости по стратиграфическому интервалу проявления. По его мнению, существуют сближенные по времени группы фаз складчатости, или эпохи складчатости, имеющие в целом более широкое распространение [149]. Причины формирования угловых несогласий рассмотрены далее.

Богданов понимал под **тектонической эпохой** крупный отрезок времени, охватывающий сотни миллионов лет, характеризующийся своим планом размещения геосинклинальных областей и систем, а также планом расположения и ограничения консолидированных структур. В течение тектонической эпохи могут происходить заложение, развитие и отмирание отдельных геосинклинальных структур. Тектоническая эпоха обладает специфическими чертами тектонического развития. В архее и протерозое Богдановым выделены 6 тектонических эпох общепланетарного

распространения, в фанерозое – 3, имеющие разные геохронологические границы в Атлантическом и Тихоокеанском сегментах Земли [149].

Комментарий. Смятие пород в складки зависит от наличия пород, которые могут испытывать пластические деформации, и от динамического воздействия на эти породы. Такие условия создаются на конвергентных границах при закрытии задуговых и междугловых бассейнов. Отсутствие фрагментов складчатых комплексов в композиционной коре принимается за перерывы в складкообразовании, а на самом деле на конвергентной границе не было условий для формирования окраинных морей.

Процессы субдукции или коллизии не могут происходить одновременно в масштабах планеты – они проявляются только на конвергентных границах. Площадь развития складчатой области зависит от состояния субдуцируемой плиты, типа плиты, под которую происходит субдукция, протяженности зоны субдукции, продолжительности процесса субдукции и механизма наращивания композиционной коры:

- Если субдуцируемая плита имеет на своей поверхности небольшие энсиматические (или энсиалические) блоки, они отделяют океан от континента и формируется окраинное море. При закрытии окраинного моря породы, сформированные на его дне, испытывают пликативно-дизъюнктивные дислокации. Складки сильно отличаются по форме: породы, сформированные на ранней стадии развития окраинного моря, позднее подвергаются деформации и формируют изоклиналильные складки или моноклиналильно залегающие пластины. Породы, сформированные на поздней стадии развития окраинного моря, не литифицированные, но уже претерпевшие диагенез, на заключительной стадии существования окраинного моря испытывают слабые пликативные деформации, образуют пластины, надвигающиеся на окраину континента или на островную дугу. Так возникает угловое несогласие.
- Формирование композиционной коры происходит под влиянием мантийной конвекции, проявляющейся на двух уровнях: плитном и коровом. Она способствует смещению пластин и блоков и надвиганию их на другие пластины и блоки. Надвигаемые пластины формируют угловое несогласие с нижележащими образованиями. Последние не обязательно более древние, чем надвинувшиеся на них.
- Если субдуцируемая плита не имеет выступающих блоков, окраинное море не формируется и складчатость на этом участке не проявляется. Породы, затагиваемые в желоб, после переработки наращивают окраину континента в виде магматических образований.
- Если субдуцируемая плита имеет на своей поверхности большой блок, надвигающийся на окраину континента, складчатость тоже не проявляется. Этот участок отличается от окружающих породных массивов строением и возрастом. Такие участки создают видимость

древней складчатости, которая, как предполагают некоторые исследователи, произошла в древности на территории данного региона и обнажилась в эрозионных останцах за счет вертикальных движений земной коры.

- Если окраина плиты длительное время сохраняет свою активность, происходит постоянное наращивание композиционной коры продуктами переработки мантийной коры и осадков, затягиваемых в желоб, и это приводит к формированию протяженного складчатого пояса.
- Мантийная и мантийно-композиционная литосфера формируются непрерывно под влиянием мантийной конвекции.

С позиций геосинклинальной теории складкообразование проявляется в определенных моменты исторического развития в отдельных регионах. Из модели формирования островодужных бассейнов, предлагаемой выше, следует, что складкообразование происходит при определенной геодинамической обстановке и соответствующих условиях, что и объясняет причины локального распространения складчатых систем.

Формирование композиционной литосферы происходит за счет постоянного присоединения (надвигания, поддвигания, придвигания, сдвижения) литосферных пластин и блоков (фрагменты композиционной коры) к окраине литосферной плиты. Поэтому площади распространения пород, смятых в складки, создают видимость непрерывно-прерывистого развития территории.

### **2.6.3 Роль местных стратиграфических подразделений в переинтерпретации геологических материалов**

Одним из главнейших принципов стратиграфии является принцип Стено – выяснение последовательности смены ассоциаций горных пород по вертикали во времени. Недостатком этого принципа является то, что он не учитывает латеральные связи между различными комплексами. В итоге это привело к созданию местных стратиграфических подразделений.

Стратиграфические границы соответствовали либо уровням изменения вещественного состава пород, либо стратиграфическим перерывам и несогласиям, либо смене ассоциаций остатков организмов. В состав местных подразделений введены понятия **свита, серия, комплекс**.

С позиций геосинклинальной гипотезы, в основе которой лежат колебательные движения земной коры, выделяемые подразделения не вызывают особых сомнений. Критериями выделения этих подразделений являются мощность осадочных толщ, формирующихся в прогибах, перерывы в осадконакоплении, ритмичность толщ и т.д. С формированием мощных осадочных толщ связывались прогибы: интрагеосинклинали, эвгеосинклинали, миогеосинклинали, парагеосинклинали.

Поскольку литосферная оболочка залегает на каменном мантийном веществе, она не может прогибаться. Наличие «прогибов» – морфологических

объектов, можно объяснить следующим образом. Формирование композиционной коры сопровождается изгибом (образование вогнутостей и выпуклостей) литосферных пластин, сложенных породами, обладающими пластичными свойствами. Но понижения образуются не за счет вдавливания блоков земной коры в мантию, а вздыманием изгибающихся пластин. Это можно представить следующим образом: если брусок из упругого материала положить на жесткое основание, и попытаться сжать его вдоль длинной оси в направлении, параллельном плоскости основания, то он сомнется в складки. Причем вогнутые участки бруска не вдавливаются в жесткое основание, а остаются на прежнем уровне, а соседние, выпуклые участки будут возвышаться над ними.

Любые перестройки в коре вызывают сильные напряжения, а это, в свою очередь, приводит к сдвигению литосферных пластин и блоков и формированию *неровностей рельефа, которые образуются не за счет опускания земной коры в мантию, а за счет надвигания одних блоков или пластин на другие и последующего гравитационного перемещения неустойчивых блоков или пластин в сторону открытого пространства, т.е. пространства, не занятого породами, например, при формировании СХ или сбросовых уступов.* Литосферные пластины слаболитифицированных пород, надвигающиеся на окраину континента или островной дуги, формируют гравитационные складки, которые облекают неровности рельефа, создавая угловое несогласие. Чтобы сделать окончательный вывод об условиях формирования коры, необходимо выполнить анализ толщ в каждом конкретном регионе для каждого отдельно взятого блока. Геодинамические условия формируют тектоническую обстановку, и это способствует созданию положительных форм рельефа. Понижения между ними создают отрицательные формы, которые принято называть впадинами, прогибами, депрессиями.

*Следовательно, процесс сдвигения литосферных пластин приводит к их нагромождению и формированию «тектонических окон» [140], которые в дальнейшем могут заполниться водой и превратиться во внутриконтинентальные озерные котловины.*

С прогибами связывалась аккумуляция мощных толщ осадочных и осадочно-вулканогенных отложений, мощность которых, по мнению сторонников геосинклинальной гипотезы, со временем увеличивалась. По оценкам А. П. Лисицина средняя мощность осадков около 0,5 км, а в районах крупных речных дельт она возрастает до 10-12 км [30]. Но, максимальная глубина Марианской впадины достигает 11023 м, а она, как известно, не засыпана осадками.

Средняя глубина океана – 4,42 км, средняя глубина морей – 3,88 км. Как видно из приводимых цифр, в океанах, и тем более в морях нет условий для аккумуляции осадков мощностью 10-12 км. Достоверные сведения о мощности отложений могут быть получены только с помощью бурения, но таких глубоких скважин нет даже на континенте, поэтому эти цифры могут быть ошибочны.

Например, интрагеосинклинали с позиций геосинклинальной гипотезы – это прогиб внутри геосинклинали, отличающийся большими мощностями слагающих ее отложений. С позиций теории тектоники плит [27] за такие «прогибы» могут быть приняты территории, сложенные породами, сформированными:

- на континентальном склоне и у подножия пассивных окраин континентов;
- в глубоководных желобах вблизи островных дуг и активных окраин континентов;
- в межгорных впадинах, образовавшихся от столкновений типа «островная дуга – континент» и «континент – континент», в частности в реликтовых областях с океанической корой, не вовлеченной в орогенез, и расположенных между выступами столкнувшихся мегаплит и мезоплит.

За отложения интрагеосинклинали могут быть также приняты метаморфизованные песчано-аргиллитовые отложения аккреционных призм, слагающих нижнюю часть склона островных дуг. Аккреционные призмы формируются в процессе сучивания, дислокаций и метаморфизма океанических пелагических осадков, имеющих суммарную мощность, не превышающую 1 км. Но после сучивания коры, пликтивно-дизъюнктивных деформаций, метаморфических процессов в зонах субдукции и коллизии мощность осадочных толщ увеличивается в несколько раз [27].

Исходя из того, что мощность осадков не может превышать глубину бассейна в 2-3 и более раз, мы предполагаем, что мощности древних осадочных и метаморфических толщ, выделяемые в свиты, серии, комплексы, можно пересмотреть, проведя геодинамический анализ в каждом конкретном случае. В результате могут быть выделены скрытые поверхности несогласий, определено положение поднадвиговых зон со скрытыми в них месторождениями полезных ископаемых. Рассмотрим выделяемые местные стратиграфические подразделения и возможность использования их при переинтерпретации геологических материалов с позиций тектоники плит для определения скрытых надвиговых зон (таблица 2.4).

Наличие тектонических покровов и надвигов доказывает ошибочность представлений о том, что под молодыми породами обязательно залегают более древние.

Особенно сложным является вопрос о возрасте метаморфических пород, которые из-за отсутствия органических остатков и на основании степени метаморфизма относят к различным по возрасту докембрийским толщам, причем одному и тому же массиву разные исследователи присваивают различный возраст. Основанием для этого является сходство между изучаемым массивом и изученным, якобы имеющим доказанный возраст, определяемый на основании исследования перекрывающих и подстилающих фаунистически охарактеризованных отложений.

Однако, прежде чем ссылаться на соседний массив, надо разобрать геодинамическую обстановку условий его формирования. Определение

Таблица 2.4 – Переинтерпретация местных стратиграфических подразделений для выделения пластин

Местное стратиграфическое подразделение и его признаки	Признаки, используемые для переинтерпретации материала с позиций тектоники плит
<p><b>Свита</b> – совокупность отложений, развитых в пределах какого-либо геологического района в определенных физико-географических условиях, характеризующихся специфическими фациально-литологическими и палеонтологическими особенностями и занимающих определенное стратиграфическое положение в разрезе. Свита может состоять из однородных пород, прослоев или иметь пестрый состав. Она должна иметь устойчивые литологические и палеонтологические признаки на всей площади распространения и четкие границы. Возраст свиты устанавливается по палеонтологическим признакам</p>	<p>Границы свит с вышележащими и нижележащими толщами могут являться границами литосферных пластин</p>
<p><b>Серия</b> – мощная и сложная по составу толща горных пород. Мощность серии – сотни метров и километры. Серия объединяет две и более свиты, охарактеризованные сходными условиями образования (континентальные, морские, вулканогенные), преобладанием определенных пород (осадочные, вулканогенные, метаморфические), особой структурой (ритмичность) и т.д. Серии распространяются на большой территории, разделены стратиграфическими или угловыми несогласиями, а иногда – интрузивной деятельностью</p>	<p>Повторения ритмов – могут свидетельствовать о сдвигении тонких литосферных пластин. Следовательно, при изучении серий необходимо выделять отдельные ритмы. Сами по себе границы серий отражают вертикальные границы литосферных пластин</p>
<p><b>Комплекс</b> – объединяет две и больше серии. Мощная и сложная по составу и структуре совокупность геологических образований, отвечающая крупному тектоническому этапу геологического развития территории. Комплекс чаще используется для стратификации докембрийских образований. Мощность комплекса километры и более десятка километров. Комплекс может не иметь стратотипа</p>	<p>Первоначально разделение на отдельные серии, серий – на свиты. Выделение в каждой серии и свите литосферных пластин</p>

возраста древних пород по перекрывающим или подстилающим фаунистически охарактеризованным толщам может привести к ошибкам, тем более что кровля практически всех изученных «допалеозойских» разрезов является поверхностью несогласия, которую в карбонатных, сульфатных и галоидных отложениях определить невозможно в силу «мягкости» минерального вещества, из которого состоит порода. Традиционно применяемые в

стратиграфии структурно-тектонический и сравнительно-петрографический методы не могут дать однозначного вывода о возрасте пород, следовательно, при переинтерпретации метаморфических комплексов и пород других формаций необходимо дополнить эти методы геодинамическим анализом. На наш взгляд, причинами, по которым в породах не всегда содержатся органические остатки, являются фациальные, геодинамические и геотектонические условия. Поэтому необходимо при проведении анализа последовательно определить фациальные условия образования пород, их формационную принадлежность, геодинамические условия, способствовавшие развитию тектоники того или иного региона [150,151].

Геодинамический анализ, установление последовательности формирования композиционной коры дают возможность сделать предположение о строении толщ, залегающих ниже современного уровня денудации.

#### **2.6.4 О времени формирования композиционной коры**

Для определения времени формирования композиционной коры необходимо уточнить условия образования формаций с позиций теории тектоники плит.

##### **2.6.4.1 Геодинамический анализ условий образования формаций**

Для анализа тектонического строения детально разработаны классификации геологических формаций, широко используемые сторонниками геосинклинальной концепции. Палеореконструкции, выполненные с позиций теории тектоники литосферных плит, учитывают значительные горизонтальные перемещения земной коры. Поэтому Ковалевым А.А. [42; 74] была разработана новая систематика геологических формаций. «В основу классификации положено существование стабильных и относительно стабильных структурных элементов и трех основных видов движения литосферных плит: 1) раздвижение; 2) сдвигание, надвигание и столкновение; 3) скольжение относительно друг друга. В пределах каждого класса структурные элементы дополнительно разделены на группы, отражающие принадлежность структурных элементов к континентальным и океаническим обстановкам и к переходным зонам от континента к океану». Кроме того, в классификации выделены стадии развития структурных элементов. Внутреннее строение структурных элементов описывается как набор формаций.

Из геодинамического анализа условий образования формаций [27] следует, что для зон расхождения, схождения и сдвигания литосферных плит характерен определенный набор формаций, по которым можно определить стадию развития процесса и структурный элемент земной коры. В состав формаций входят различные по генезису породы, слагающие определенные структурные элементы земной коры.

В классификации А. А. Ковалева учтены три вида геодинамического режима на уровне плит. Но эта классификация не учитывает верхний уровень, где и происходит формирование композиционной коры. Выше нами было доказано, что окраинные моря формируются в зонах погружения конвектирующей мантии, несущей мантийную кору с выступающими над ней блоками под окраину другой плиты. Окраинные моря должны быть отнесены к обстановке, характеризующейся схождением плит, но поскольку процесс разрыва коры прежними исследователями принимался за процесс разрыва литосферы и формирования новой океанической коры, А.А. Ковалевым эти моря отнесены к зонам расхождения плит в задуговом бассейне.

Также не все выделяемые рифтовые зоны относятся к зонам раздвижения плит. Структуры, имеющие такое строение, могут быть сформированы либо за счет раскола сферического сегмента литосферной оболочки при перемещении плиты в меридиональном направлении из одной широты в другую, либо за счет неравномерного растяжения коры при изгибе литосферных плит, пластин и блоков. Структуры, принимаемые за срединный хребет в задуговом бассейне, формируются только в коре, но в любом случае происходит гравитационное смещение блоков за счет перераспределения напряжений [147, 151].

Пассивные окраины континентов, дно абиссальных впадин с зонами внутриплитной активизации, внутриконтинентальные области, на наш взгляд, являются внутренними частями мантийно-композиционных плит и относятся к стабильным и относительно стабильным обстановкам.

В таблице 2.6. обозначены геодинамические обстановки формирования земной коры, выделяемые А.А. Ковалевым [42]: зоны расхождения, схождения, скольжения литосферных плит, а также стабильные и относительно стабильные обстановки. Уточненная нами теоретическая концепция и предлагаемая выше модель преобразования пассивной окраины плиты в активную позволяют пересмотреть принадлежность некоторых геологических формаций, выделенных А.А. Ковалевым. Эти изменения учтены и для сравнения приведены в таблице 2.5.

#### **2.6.4.2 Возраст пород и время формирования композиционной коры**

Процесс рециклинга осадков позволяет объяснить значительный разброс в радиометрических данных следующим образом: в зону субдукции вполне могут быть затянуты терригенные осадки, содержащие продукты разрушения различных по возрасту пород. В качестве современного аналога можно представить аллювиально-пролювиальные отложения конусов выноса дельт, состоящие из пород различного возраста и литолого-петрографического состава. После преобразования в зоне субдукции из них сформируются новые породы, в состав которых войдут радиоактивные минералы, входившие в состав исходных пород. Традиционно, на тектонических картах, также как и на геологических, изображают возраст горных пород, определенный



Таблица 2.5 – Геодинамические обстановки формирования земной коры

По представлениям А.А.Ковалева	По представлениям автора
<b>Зоны расхождения плит</b>	
Срединно-океанические хребты (СОХ)	СХ
Спрединговые окраинные моря	
Пассивные окраины континентов	
Авлакогены	Авлакогены
Межматериковые рифты	Межматериковые рифты
Рифтовые зоны континентов	Рифтовые зоны континентов
<b>Зоны схождения плит</b>	
Глубоководные желоба	Глубоководные желоба
Островные дуги (энсиматические)	Островные дуги (энсиматические)
Микроконтиненты (энсиалические островные дуги)	Островные дуги (энсиалические)
Активные окраины континентов (кордильерский и андийский типы)	Активные окраины литосферных плит: междуговые бассейны, задуговые бассейны с ПСХ. Активные окраины характеризуются увеличением площади композиционной коры за счет осадконакопления и процессов, сопровождающих коллизию, метаморфизм, магматизм.
Зоны скупивания островной дуги с континентом	
Зоны столкновения микроконтинента с континентом	
Зоны столкновения континентов (гималайский тип)	
Зоны столкновения континентов (кавказский тип)	
<b>Стабильные и относительно стабильные обстановки</b>	
Абиссальные впадины	Внутриплитные обстановки: континентальные выступы и их пассивные окраины – внутриплитные шельфы, абиссальные впадины с положительными формами рельефа различного генезиса (цепи вулканических островов и подводных гор, отдельные возвышенности).
Отгороженные окраинные моря	
Платформы и щиты	
Цепи вулканических островов и подводных гор	
Зоны внутриплитной активизации («горячие точки»)	
Астроблемы	
<b>Зоны скольжения плит</b>	
Разломы типа «рифт – рифт»	
Разломы типа «рифт - зона субдукции»	
Разломы типа «зона субдукции - зона субдукции»	
Короткие системы спрединга (пул-апарт-структуры)	зоны ПСХ задуговых бассейнов

геологическими методами и методами абсолютной радиогеохронологии. Применяемый в геологии метод аналогий для определения возраста метаморфических пород, основан на сходстве изученных и изучаемых пород по степени метаморфизма, вещественного состава, структурно-текстурных особенностей. Породы, изученные в одном районе, имеющие доказанный возраст, сопоставляют с аналогичными породами, распространенными в другом районе, не имеющими доказанного возраста. Ошибка заключается в том, что исходные породы могли быть аналогичны по составу, условиям образования и преобразования, но при этом отличаться по возрасту. Поэтому нередко на

картах различных авторов, одни и те же массивы пород отличаются по возрасту.

При переинтерпретации геологических материалов для геодинамического и тектонического анализа, по-прежнему, не различают понятия «возраст пород» и «время формирования композиционной коры», слагаемой этими породами, считая, что породы формируют кору континента во время, соответствующее возрасту слагающих ее пород, определенному методами абсолютной геохронологии, но это приводит к значительным ошибкам при восстановлении последовательности событий.

Распутать этот узел можно, применив для объяснения механизм процесса субдукции. Установлено, что «медленная субдукция» [42;18] благоприятна для образования интенсивной складчатости и метаморфизма терригенно-кремнистых пород, соскабливаемых с поглощаемой мантийной плиты. Так называемая «медленная субдукция» проявляется на стадии преобразования внутриплитного шельфа в активную окраину плиты, т.е. при образовании конвергентной границы.

По нашему мнению, используя знания о процессе субдукции, можно объяснить причины одревнения метаморфизованных толщ. Происхождение пород регионального метаморфизма с позиций теории тектоники плит объясняется различными геодинамическими обстановками, в которых преобразуются осадочные слои мантийной коры, затагиваемой в глубоководный желоб во время субдукции литосферной плиты.

Для восстановления истории развития описываемого региона необходимо выполнить ревизию возраста метаморфических массивов. Учитывая то, что определение абсолютного возраста древних толщ (по изотопам свинца в цирконах, уран-ториево-свинцовым, калий-аргоновым – по метаморфическим породам и др.) не дает точных значений [79], необходимо рассмотреть геодинамические условия преобразования исходных пород (таблица 2.6). Исходным веществом для формирования «кислых» и «средних» интрузий являются осадочные отложения: а) затагиваемые в желоб; б) сформированные в задуговом бассейне; в) сформированные на внутриплитном шельфе. Если терригенные отложения содержат в своем составе обломки пород и минералов, имеющих древний радиогеохронологический возраст, то при попадании в зону субдукции эти минералы войдут в состав новообразованной породы. В этом случае определяется абсолютный возраст исходных минералов, а не структурных элементов земной коры. Породы мантийной коры, подвергаясь гидратации, одновременно, «заражаются» щелочами и другими элементами, в том числе калием, ураном и торием, содержащимися в океанической воде. Эти элементы оказывают влияние на возраст офиолитов [30]. Возраст пород, слагающих мантийную кору, по мере удаления от СХ, становится более древним (рисунок 2.24).

Возраст самых древних пород мантийной коры внутри плиты соответствует времени раскола литосферной плиты и формирования СХ. Попадая в зону субдукции и подвергаясь переработке, породы мантийной коры

Таблица 2.6 – Геодинамические условия формирования горных пород

Геодинамическая обстановка		Главные разновидности пород
Класс	Структурный элемент	
Зоны схождения плит (сдвижение, коллизия)	Зоны расхождения плит	Магматические породы основного и ультраосновного состава
	Склоны СХ и коренное основание океанического ложа, сложенное мантийной корой	
	ПСХ в окраинном море	Породы регионального метаморфизма: офиолиты, терригенно-карбонатные, метаморфизованные осадки
	Зоны скупивания литосферных пластин, сформированных на дне задуговых бассейнов	
	Склоны континентальных окраин, островных дуг. Задуговые и междуговые бассейны. Бассейны пассивных окраин мантийно-композиционных плит (соответствует внутриплитному шельфу)	
Вулканические дуги. Задуговые бассейны. Окраина мантийно-композиционной плиты, в начальную стадию заложения зоны субдукции	Вулканогенно-осадочные породы	
Активные окраины мантийно-композиционных плит	Кислые, средние интрузии	

сформируют композиционную кору с возрастом исходных пород на момент их гидратации в СХ. Учитывая то, что гранитоиды образуются при затягивании осадочных пород в зону субдукции, где происходит их переплавление, и то, что ни температура, ни давление не оказывают влияния на процесс радиоактивного распада, мы приходим к следующему выводу: если в зону субдукции, затянуты осадки, имеющие, например, возраст ранний ордовик, то магматические породы, образовавшиеся от расплавления пелагических осадков, имеют возраст – ранний-средний ордовик. Осадки, накопившиеся на литосферной плите в период раскола СХ, будут затянуты в зону субдукции только через 150-160 млн лет, следовательно, их переплавление в зоне субдукции произойдет только в девоне – раннем карбоне [152]. Нелитифицированные осадки, перекрывающие раннеордовикские толщи, будучи рыхлыми, затягиваются в желоб, являясь своеобразной смазкой для погружающейся плиты, а на определенных глубинах они преобразуются в метаморфические породы. При медленной субдукции, осадочные толщи могут образовать метаморфизованные толщи слабой степени метаморфизма перед глубоководным желобом. Возраст пород, слагающих новообразованные толщи, соответствует возрасту самых молодых осадков. Осадки, слагающие верхнюю часть океанической литосферной плиты, являются исходным продуктом для образования средних и кислых магматических пород и пород регионального

метаморфизма различных фаций [153]. Возраст вновь образованных пород соответствует времени образования исходного вещества. В таблице 2.7 приведены геодинамические условия образования композиционной коры за счет интрузий гранитоидов и пород регионального метаморфизма. Содержание графы «Исходное вещество, оказывающее влияние на результат определения абсолютного возраста» основано на доказательствах существования рециклинга осадочных пород.

#### **2.6.4.3 Расчет времени формирования композиционной коры**

Определение времени формирования композиционной коры позволяет установить последовательность и механизм наращивания композиционной коры пластинами и блоками, сформированными в различных геодинамических обстановках, и построить геодинамическую карту изучаемого района. Оценив возраст коры, слагающей континентальные выступы, геологи отображают его на геологических картах. Возраст породных массивов на этих картах соответствует времени образования пород. Этот же возраст проставляют и на геодинамических картах. Но для составления геодинамических карт важным является установление времени и последовательности формирования композиционной коры.

Для определения времени формирования композиционной коры необходимо: 1) выполнить анализ геологических формаций; 2) выяснить геодинамическую обстановку формирования изучаемого структурного элемента земной коры; 3) выяснить время образования структурного элемента в исходной геодинамической обстановке.

В построении композиционной коры принимают участие осадочные, магматические и метаморфические породы. Одновременность формирования пород одного генезиса не всегда является доказательством одновременности образования слагаемой ими композиционной коры, т.к. эти породы могли сформироваться в различных геодинамических обстановках. Например, осадочные породы, образующиеся во внутриконтинентальном и океаническом бассейнах. Время формирования композиционной коры, слагаемой осадочными породами внутриконтинентального бассейна, соответствует времени формирования пород с поправкой на время литификации. Время наращивания композиционной коры осадочными породами, сформированными на океаническом дне, зависит от скорости субдукции, т.е. те породы, которые аккумуляровались со времени раскола литосферной плиты, будут участвовать в формировании композиционной коры примерно через 160 млн. лет. Время наращивания композиционной коры осадочными породами, сформированными на океаническом дне, зависит от скорости субдукции, т.е. те породы, которые аккумуляровались со времени раскола литосферной плиты, будут участвовать в формировании композиционной коры примерно через 160 млн лет, когда пассивная внутриплитная обстановка преобразуется в активную окраину и заложится зона субдукции, затем это время будет постепенно сокращаться, поскольку это зависит от условий охлаждения конвектирующей мантии и

Таблица 2.7– Геодинамические условия, оказывающие влияние на возраст пород магматических и метаморфических формаций

Формация	Геодинамическая обстановка	Место образования формации	Стадии развития структур	Условия образования формации	Исходное вещество, оказывающее влияние на результат определения абсолютного возраста
1	2	3	4	5	6
Известково-щелочные гранитоиды (гранодиориты, граниты)	Схождение плит	Энсиалические островные дуги	Закрытия задугового бассейна	Формирование магматических очагов, из переплавленных осадков, затаянных в желоб. На поверхности погружающейся плиты	Осадки окраинного моря (возраст осадков окраинного моря)
		Активные окраины континентов кордильерского типа		Окраина континента с мощной призмой терригенных осадков, затаиваемых в желоб. Характерна крутая зона субдукции	Осадки континентального шельфа (возраст осадков окраинного моря)
		Активные окраины континентов андийского типа	Надвигание плиты на зону субдукции	Мощная континентальная кора. Высокая скорость субдукции. Пологий наклон зоны поддвигания. Надвиговый пояс передового прогиба	Пелагические осадки (возраст пелагических осадков, затаиваемых в желоб)
		Зона надвигания островной дуги на окраину континента	Закрытия задугового бассейна	Под надвигаемой островной дугой (деформируемая островная дуга)	Осадки островной дуги (возраст вулканогенно-осадочных образований бассейна, прилегающего к островной дуге)
Палингенная гранитная		Глубоководный желоб	Заложение и развитие	Внутренняя стенка глубоководного желоба	Пелагические осадки (возраст осадков, слагающих флиш)
Глаукофан-сланцевая		Между желобом и островной дугой	Начальная стадия заложения дуги	Соскабливание с мантийной коры пелагических осадков и фрагментов коры	Пелагические осадки, ультраосновные породы (возраст осадков верхнего осадочного слоя, время образования коры в СХ)

Продолжение таблицы 2.7

1	2	3	4	5	6
Глаукофан-сланцевая	Схождение плит	Развитие дуги	Подъем дуги и интрузивный магматизм	Аккреционная призма	Базальты (возраст соответствует времени образования коры в СХ)
			Активная стадия задугового бассейна	Новый глубоководный желоб (со стороны окраинного моря)	Пелагические осадки (возраст осадков, слагающих флиш)
		Активная окраина плиты, совпадающая с окраиной континента	Заложения желоба вблизи пассивной окраины континента	Континентальный склон	Мантийная кора (возраст соответствует времени образования коры в СХ)
		Зоны столкновения островной дуги с континентом	Закрытия окраинного моря	Офиолитовый шов	Мантийная кора с осадочным слоем (возраст соответствует времени образования коры в СХ и пелагических осадков)
Ультрабазитовая, спилит - кератофировая (офиолитовый комплекс)	Обдукция литосферных пластин в зоне схождения плит	Зоны скучивания мантийной коры	Раскол дна спредингового моря и продвижение пластин океанической коры на окраину	Офиолитовый покров	Возраст коры задугового бассейна
Габбро-плагиогранитовая	Субдукция мантийной плиты под мантийную плиту	Зона субдукции	Заложение зоны субдукции на мантийной коре	Переплавление пелагических осадков и фрагментов мантийной коры	Возраст пелагических осадков и мантийной коры, сформированной в СХ

надвигания нависающей плиты. После проведенного формационного анализа необходимо выяснить генезис пород, условия и время их образования. В таблице 2.8 предлагается методика расчета времени формирования композиционной коры, подтвержденной обстановками современных активных окраин: с удалением вглубь континента возраст причлененных блоков становится все более древним, а с удалением от береговой линии в сторону океана возраст мантийной коры становится все более молодым. Но самым главным моментом в этом анализе является выделение наиболее древних фаунистически охарактеризованных пород океанического бассейна.

Таблица 2.8 – Расчет времени формирования композиционной коры

Генезис пород и условия их образования	Возраст исходных пород	Возраст пород и время формирования композиционной коры
Магматические породы основного и ультраосновного состава, образованы в СХ	Соответствует времени гидратации мантийных пород	Є, О (– 160 млн лет)= S, D S, D (–150 млн лет)=С, Р С,Р (–120 млн лет)=Р, J
Породы регионального метаморфизма: офиолиты, терригенно-карбонатные метаморфизованные осадки океанического дна и др. – исходные породы – типичные породы океанического дна	Соответствует времени гидратации мантийных пород и осадков, затягиваемых в желоб	Є, О (– 160 млн лет)= S, D S, D (–150 млн лет)=С, Р С,Р (–120 млн лет)=Р, J
Породы регионального метаморфизма: гнейсы, сланцы	Соответствует времени формирования исходных пород	Примерно соответствует возрасту пород, соскобленных с мантийной коры в начальную стадию заложения зоны субдукции
Пелагические осадки, отложения внутриплитного шельфа, образовавшиеся со времени раскола плиты	Соответствует времени гидратации мантийных пород или возрасту органических остатков	Є, О (– 160 млн лет)= S, D S, D (–150 млн лет)=С, Р С,Р (–120 млн лет)=Р, J
Осадочные породы в окраинных морях	Соответствует времени осадконакопления. На датировку возраста могут оказать влияние терригенные примеси	Примерно соответствует возрасту осадочных пород, задугового бассейна
Вулканогенно-осадочные породы задуговых и междуговых бассейнов		Примерно соответствует возрасту осадочных пород, сформированных в задуговом бассейне
Кислые интрузии		Соответствуют возрасту осадочных пород, сформированных в раннюю стадию развития задугового бассейна

Продолжение таблицы 2.8

1	2	3
Средние интрузии		Примерно соответствует возрасту самых молодых осадочных пород, перекрывающих мантийную кору

## 2.7 Методика составления геодинамической карты

Выяснение условий и механизма формирования литосферной оболочки позволяет внести корректировки в методику составления геодинамических карт, предлагаемую в работах [74; 154]. *Геодинамическая карта должна отражать динамику формирования литосферы – последовательность образования, геодинамические и тектонические условия формирования композиционной коры.* Нами разработана легенда геодинамической карты на основе теоретического обоснования формирования композиционной коры, которая как было сказано ранее *состоит из фрагментов литосферных пластин и блоков, сформированных в различных геолого-геоморфологических условиях, обусловленных геодинамическим режимом и характеризующихся определенным набором формаций.* Для построения геодинамической карты используется следующий набор вспомогательных средств: цвет фона, оттенок цвета, тип штриховки, цвет штриховки, буквенно-цифровые символы, внемасштабные знаки. В таблице 2.9 рассмотрены две методики составления геодинамической карты, предлагаемые А.А. Ковалевым и автором работы.

### Легенда к геодинамической карте

(дана без условных штриховых обозначений и типов границ)

#### **1 Время формирования пород, слагающих формацию**

Численно-буквенные индексы в соответствии с геохронологической шкалой, например породы, сформированные в силурийском периоде – S и т.д.

#### **2 Динамика формирования композиционной коры**

Фоновая окраска карты отражает динамику формирования композиционной коры во времени. Цвет и оттенок цвета, выбираются в соответствии с раскраской, принятой в хроностратиграфической шкале. Например, формации, образовавшиеся в позднем кембрии, примут участие в формировании композиционной коры только в раннем карбоне, поэтому поле их распространения будет закрашено в светло-серый цвет, а индекс укажет на время образования пород.



Таблица 2.9 – Методика составления геодинамической карты по представлениям разных авторов

По А.А. Ковалеву	Предлагаемая автором
	<b>Численно-буквенные индексы</b> отражают время формирования пород, слагающих формацию. Их написание соответствует геохронологической шкале
<b>Цвет.</b> Комплексы основных структурных элементов земной коры (островных дуг, окраинных морей, активных окраин континентов и т.д.)	<b>Фоновая окраска (цвет поля)</b> отражает время формирования композиционной коры. Цвет подбирается в соответствии с геохронологической шкалой. Это способствует наглядному отражению динамики (последовательности) формирования композиционной коры
<b>Крап и штриховка.</b> Состав геологических формаций	<b>Крап, штриховка</b> отражают состав геологических формаций, за исключением интрузивных. Состав интрузивных формаций отражают <b>прописными буквами латинского алфавита</b>
<b>Численно-буквенные индексы.</b> Возраст основных структурных элементов по времени образования пород	<b>Цвет штриховки и крапа</b> отражает геодинамические условия формирования структурных элементов земной коры. <b>Цвет букв латинского алфавита</b> отражает геодинамические условия образования интрузивных формаций

### **3 Состав формаций**

#### **3.1 Геологические формации (кроме интрузивных)**

Штриховыми условными знаками показан состав неинтрузивных геологических формаций.

#### **3.2 Интрузивные геологические формации**

Для обозначения состава интрузивных геологических формаций использованы цветные прописные буквы латинского алфавита. Цвет букв отражает геодинамические условия образования формации.

### **4 Геодинамические и геолого-геоморфологические условия образования пород, слагающих формации**

Геодинамические и геолого-геоморфологические условия, способствующие образованию пород, слагающих формации отображены цветным крапом и штриховкой (можно использовать любой цвет).

#### *Внутриплитная континентальная обстановка*

Внутриконтинентальные бассейны, представленные прибрежными низменностями и лагунами, – *темно-коричневый*;

### *Внутриплитные океанические обстановки*

Морские окраины континентов, представленные внутриплитным шельфом, континентальным склоном и континентальным подножием – светло-коричневый;

Абиссальные впадины, сложенные мантийной корой, перекрытой осадочным слоем – светло-желтый;

Абиссальные впадины, сложенные мантийной корой, без осадочного слоя, – оранжевый;

### *Активные окраины литосферных плит*

Задуговые бассейны в зрелую стадию развития с формированием ПСХ, – синий;

Задуговые бассейны в заключительную стадию развития, – голубой;

Межостровные бассейны на мантийно-композиционной плите, – светло-голубой;

Энсиматические острова, – темно-зеленый;

Энсиалические острова, – светло-зеленый;

Зоны скупивания мантийной коры (при закрытии окраинных морей), – фиолетовый;

Зоны раскола плиты, – малиновый;

Зона активного формирования композиционной коры (активная окраина континента), – красный.

## **5 Линейные границы**

Границы литосферных плит, пластин и блоков показаны линиями различной жирности, цвета и структуры (зубцы, штрих-пунктирные и т.д.).

### **5.1 Границы литосферных плит**

Знаки, отражающие динамику литосферы и тектонику земной коры (цвет, зубцы и т.д.).

- Рифтовая зона СХ
- Глубоководный желоб
- Трансформные разломы на мантийной коре

### **5.2 Границы литосферных пластин**

Границами литосферных пластин на поверхности являются традиционно выделяемые стратиграфические подразделения (серия, свита, комплекс), различные несогласия, границы формаций. Обозначены линиями черного цвета, как принято на геологических картах при проведении геологических границ.

- Границы пластин

### **5.3 Границы литосферных блоков**

Границы литосферных блоков совпадают с разрывными нарушениями, выделяемыми на геологических картах. Границы изображены красными сплошными и штрих-пунктирными линиями.

## **2.8 Палеорекострукции движения континентов, основанные на палеомагнитных данных**

Использование палеомагнитных данных для палеотектонических реконструкций в свое время позволило доказать существование дрейфа континентов, но как следует из приведенного выше теоретического обоснования, континенты – композиционные блоки, надстраивающие мантийную плиту. При изучении палеомагнитных свойств образцов, отобранных из композиционной коры, исследователи интерпретируют их как движение целого континента. Но блоки, будучи прикрепленными к литосферной плите, могут испытывать различные вращения в период формирования композиционной коры. Поэтому использование палеомагнитных свойств образцов для палеорекострукций перемещения континентов – ошибочно, поскольку определяется не траектория движения континента, а всего лишь траектория перемещения одного из изучаемых блоков, сложенного породами, обладающими палеомагнитными свойствами.

Предлагаемая модель формирования композиционной коры позволяет также объяснить причину того, что для пород более древних, чем девон, палеомагнитные данные не надежны – это связано с путаницей в вопросе о возраст пород и время формирования композиционной коры.

Можно ли решить задачу о траектории движения литосферных, несущих континентальные выступы? На этот вопрос можно ответить тогда, когда будет найден ответ на вопрос о том, являются ли зоны восходящих конвективных потоков, возникающих на границе ядро-мантия, стационарными, или их положение изменяется.

В том случае, если предположить, что их количество и расположение менялось, тогда мы будем иметь модель хаотического движения плит по поверхности Земли, как это предлагается в современных палеорекострукциях. Если предположить, что зоны зарождения восходящих конвективных потоков стационарны, тогда картина будет развиваться иначе: литосферная оболочка движется от зон спрединга, и в том случае, если зоны нисходящих конвективных потоков не совпадают, зона поглощения не формируется и литосферная плита продолжает отодвигаться от СХ. Например, Южно-Американская плита, которая надвигается на Восточно-Тихоокеанский СХ. Надвигание плиты на зону спрединга приведет к расколу плиты и формированию новой мантийно-композиционной плиты. Если плиты под влиянием сходящихся конвективных потоков будут сближаться, тогда произойдет их столкновение.

## **2.9 Геодинамические условия образования месторождений полезных ископаемых**

Традиционно закономерности формирования и локализации месторождений полезных ископаемых связываются с тектоническими особенностями и историей развития региона. Поэтому таксономия металлогенических объектов и большинство металлогенических карт

разрабатываются на тектонической основе. Исходя из тектонических условий залегания, обнаруживаемые месторождения относят к тому или иному промышленно-генетическому типу. Но возникновение месторождений полезных ископаемых обусловлено рядом обстоятельств, главными из которых являются особенности проявления геодинамических процессов. Проявление геодинамических процессов сопровождается изменением баро-термических условий в земной коре и в изменении ее вещественного состава. В зависимости от изменения любого из этих условий изменяется вещественный состав и генетический тип месторождений. Геодинамические процессы активно развиваются на границах плит, где происходит формирование земной коры.

### **2.9.1 Металлогения океанических обстановок**

В СХ при быстром спрединге образуются гидротермальные системы, и происходит колчеданное рудообразование. В грабенах, располагающихся на склонах СХ на глубине 3000–4500 м, т.е. ниже компенсационного уровня, карбонатный материал растворяется, отлагаются только кремнистые осадки. Возможно, в таких грабенах вблизи рифтовых расселин, где продолжалась вулканическая и фумарольная деятельность, формировались толщи кремнистых и углисто-кремнистых сланцев аспидной формации с концентрацией таких важных редких и рассеянных элементов, как ванадий, молибден, рений, мышьяк, в сотни и тысячи раз превышающей кларки. Глубоководным бурением на склонах СХ в Индийском и Тихом океанах обнаружены маломощные толщи и горизонты кремнистых сланцев, содержащие скопления указанных элементов [68].

Установлено, что при образовании мантийной коры формируются месторождения двух важных промышленно-генетических типов: хромитовые в ультрабазитах и медно-цинковые колчеданные в базальтоидах. В кремнистых осадках над лавами базальтов мантийной коры аккумулируются окислы марганца.

Опробование выходов гидротермальных источников (черных и белых «курильщиков») позволило выяснить генезис медно-колчеданных месторождений. При изучении хребта Эксплорер установлено, что он сложен потоками подушечных лав с небольшим налетом (менее 1 см) осадков. На хребте выявлено около 60 сульфидных построек, приуроченных к осевому трогу в южной части хребта. Локализованы они, главным образом, на поднятиях в области развития тектонических нарушений. Сульфидные постройки имеют форму усеченного конуса высотой 25 м с диаметром основания 200–250 м. Плоская вершина холма увенчана гидротермальной трубой. Руды, содержащие сфалерит, халькопирит, характеризуются следующими концентрациями (%): Zn – 1-24, Cu – 0,1-0,8, Pb – 0,1-1,0. Нерудные компоненты представлены баритом, ангидритом и опалом. Последний присутствует в максимальных количествах совместно с гидроксидами Fe. Температура гидротермальных струй действующих построек 306 °С. Некоторые холмы окружены скоплениями фауны.

**Рудная минерализация дна абиссальных впадин.** Абиссальные впадины – это области преимущественной аккумуляции пелагических осадков (кремнистые и известковистые илы, глубоководные глины), среди которых встречаются поля специфических железо-марганцевых конкреций. Например, в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах выявлены обширные площади дна, покрытые железо-марганцевыми конкрециями, содержащими значительные концентрации никеля, меди, кобальта. Общие запасы железо-марганцевых конкреций в Мировом океане оцениваются в 350-1700 млрд т [68]. Поле Кларион – Клиппертон – играет ведущую роль в конкрециях никеля, меди и марганца. Для него характерен никелевый эквивалент (1,3–1,5 %) при содержании, %: Ni – 0,86, Cu – 0,62, Co – 0,24. Геохимическая специализация Центрально-Тихоокеанского поля определяется ведущей ролью Ni, Cu и Co. Поле подразделяется на два района: северный (Ni – 0,66, Cu – 0,45, Co – 0,31%) и южный (Ni – 0,72, Cu – 0,67, Co – 0,22%) [68].

### **2.9.2 Рудная минерализация задуговых бассейнов и гидротермальных построек некоторых вулканических дуг**

В пределах окраинных морей обособляются Тонга-Кермадекский, Меланезийский, Марианский, Рюкю, Курильский и Средиземноморский металлогенические пояса [68].

**Тонга-Кермадекский пояс.** Протяженность пояса от Новой Зеландии до о. Фиджи составляет 3500 км. Гидротермальные сульфидные отложения установлены в северной, центральной и южной частях бассейна. На гидротермальном поле Лау-Северный металлоносные отложения сосредоточены в долине шириной 250-300 м и глубиной 25-50 м, осложняющей осевой свод во внутреннем рифте. Ширина рифта – 9 км, высота поднятия – 300 м. В центре гидротермального поля расположено сульфидное сооружение, состоящее из цоколя с постройками трубообразной и конической форм. Ширина цоколя – 30-50 м, длина – 100, высота – 20 м. Цоколь сложен полосчатыми и пористыми агрегатами сфалерита, пирита, халькопирита. Трубочатые каналы цоколя заполнены сфалеритом и опалом. В поверхностной части – корка барита, опала, самородной серы с почковидными, овоидными, ветвистыми агрегатами марказита и пирита.

Трубообразные и конические постройки имеют высоту 1 – 10 м. Наиболее крупная имеет форму конического холма с крутизной склонов 50-60°, ее вершина увенчана трубами высотой от нескольких сантиметров до нескольких метров. В исследованном образце стенки трубы толщиной 2 см выделены 5 зон, отличающихся соотношением сфалерита, халькопирита, борнита, ковеллина, опала.

В целом постройка имеет медно-цинковую минерализацию с содержанием меди 1,5 – 27,4 % (среднее 13). Халькопирит является более ранним по отношению к сфалериту. Одна из исследованных периферийных построек высотой около 1 м, очевидно, низкотемпературна. В ней преобладает сфалерит (в большинстве проб более 80%), содержание Zn – 11,9–48,25 %

(среднее 29), присутствует барит. По сравнению с центральной эта постройка обогащена Pb, Cd и Mn и обеднена In, Co.

Бортников Н.С. с соавторами [155] обнаружил последовательность формирования гидротермальной постройки над местом концентрированной разгрузки гидротермального потока. В «курильщиках» Лау-Центральный высокотемпературные начальные выбросы гидротерм привели к отложению пирротина совместно с ангидритом и аморфным кремнеземом большая часть пирротиновых построек возникла при температуре 300-350 °С.

В постройках Лау-Северный нет даже реликтов пирротина, что свидетельствует о более низкой начальной температуре (если не допустить замещения пирротина при последующих процессах). Затем при смешении гидротерм с морской водой произошло понижение температуры, пересыщение и выпадение тонкозернистых колломорфных, дендритовидных выделений пирита, сфалерита, марказита, опала и ангидрита. Начала расти сульфатно-сульфидно-силикатная постройка, предохраняющая новые порции гидротерм от быстрого охлаждения морской водой и взаимодействия с ними. Позже произошел спад гидротермальной активности. Повышение активности кислорода в последних порциях раствора привело к образованию борнита и ковеллина по халькопириту и отложению оксидов железа на поверхности постройки. На основании анализа минеральных ассоциаций сделан вывод о формировании сульфидных построек из центральной части бассейна Лау при  $t = 240-350$  °С, построек северной части бассейна – при  $t < 250$  °С и в более восстановительной обстановке.

**Пояс Рюкю** расположен в тылу одноименной островной дуги в Восточно-Китайском море [156; 157]. Протяженность этой рудоносной структуры около 1500 км. Дуга Рюкю состоит из трех сегментов, разделенных депрессиями и контролируемые сдвигами. Цепь активных вулканов находится в северном и центральном сегментах. Гидротермальная минерализация установлена в трог Окинава, развитие которого связано с субдукцией Филиппинской плиты под Евразийский континент. Гидротермальное поле Джейд приурочено к кальдерообразной депрессии Идзена диаметром 5 км [158, 159]. В пределах депрессии развиты андезитобазальты и риолиты бимодальной серии. На ее дне обнаружены активные и неактивные сульфидно-сульфатные трубы и обломки массивных сульфидных руд. Главный минерал – сфалерит. Кроме того, присутствуют галенит, пирит, марказит, халькопирит и блеклая руда. Нерудные минералы – барит и аморфный кремнезем. Рассматриваемым рудам свойственно высокое содержание Zn (10-38 %) и Pb (4-25 %) при незначительном (0,3-5,5 %) количестве Cu. По минеральному составу, строению и содержанию рудных компонентов данные руды близки к рудам месторождений Куроко.

Как видно из приведенных примеров, процентное содержание колчеданных руд значительно повысилось по сравнению с рудами зоны спрединга при небольших вариациях температуры гидротерм.

**Средиземноморский пояс.** Массивные сульфидные руды выявлены на подводном вулкане Палинуро на северо-востоке Эолийской дуги [160; 161].

Обломки в десятки сантиметров имеют губчатую текстуру со слоистостью, обусловленной чередованием баритовых и сульфидных полос. Судя по пластическим деформациям, руды сформировались из рыхлых масс. Рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, теннантитом, тетраэдритом, люцонитом, самородной медью, стибнитом, самородным серебром. Отмечено высокое содержание ртути (0,67 %), золота и серебра.

В затопленной кальдере Санторин обнаружена интенсивная гидротермальная деятельность с образованием сульфидных илов. На подводном склоне о. Вулкано в местах выходов гидротермальных источников пирит и марказит цементируют рыхлые осадки.

**Гидротермальные постройки на островных дугах о. Итуруп.** На западном склоне вулкана Баранского [162] выявлены сульфидные и оксидно-железистые отложения. На Старозаводском гидросольфатарном поле среди грязевых котлов установлено несколько сульфидных труб, изученных В.В. Маслениковым и В.В. Зайковым. Температура раствора, изливающегося из трубки, составляет 60 °С,  $pH=6,5$ .

Температура гидротермальных растворов, просачивающихся из главного осевого канала, – 56 °С,  $pH=6,5$ . На гидротермальных полях о. Итуруп выявлены действующие субаэральные сульфидные постройки, по некоторым микроструктурным особенностям руд и строению тел напоминающие трубы современных глубоководных черных «курильщиков»,  $pH$  гидротермы близки к нейтральным. Возможно, в связи с отложением в аэральных условиях широко развиты гидроокислы железа.

#### **Цепи вулканических островов (асейсмических хребтов) и гайоты.**

Цепи островов и подводные горы вулканического происхождения, образующие пассивные океанические хребты, а также отдельные вулканические подводные горы или гайоты, расположены в срединных частях океанов. В Тихом океане они представлены цепями Гавайских островов, островов Лейн-Туамоту, подводными горами Северо-Западного хребта, в Атлантическом – подводным хр. Китовый, в Индийском – Западно-Индийским хребтом. Острова и подводные горы представляют собой продукты проявления интенсивного щелочного базальтового вулканизма. После извержений вулканы подвергались эрозии, на их вершинах возникали рифовые постройки [68].

Металлоносные отложения на Гавайском хребте – на вершине подводного вулкана Лойхи на склоне о. Гавайи [163]. Жерловые морские воды обогащены  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $NH_4$ ,  $PO_4$ , Fe, Mn, Li, K, Rb, Ca, Sr, Ba и обеднены Mg,  $SO_4$ ,  $[NO_3+NO_2]$  и Cl.

На пассивных хребтах и гайотах широко распространены железомарганцевые конкреции, марганцевые корки и крупные скопления пластовых фосфоритов. На гайотах обнаружены фосфориты, находящиеся *in situ* и представляющие собой фосфатизированный наноил, включающий в себя кокколитофориды позднепалеоценового – раннеэоценового возраста. Фосфориты перекрыты глинами позднего миоцена (горы Маркус-Уйк). Глины содержат около 27 %  $P_2O_5$ , примесь карбоната – недозамещенного наноила [164].

Для образования месторождений, связанных с гидротермальными системами, необходимы наличие мощных гидротерм, насыщенность их металлами, условия для отложения и сохранения руд и сейсмичность территории, на которой происходит рудообразование, поскольку сейсмичность обеспечивает раскрытие и периодическую очистку каналов для циркуляции воды [164].

*Мощность теплового потока* определяет продуктивность гидротермальных систем. Распределение магматических очагов в пределах СХ неравномерно. Условия залегания магматической камеры изучены на Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП). Наличие магматической камеры подтверждено сейсмикой. Расстояние между центрами активного спрединга оценивается в 40-210 км [68], но эти цифры меняются по мере изучения океанических бассейнов. Формирование магматических камер и связанной с ними активности гидротерм происходит прерывисто. По данным [165; 166], период покоя между гидротермальной активностью оценивается в 6-10 тыс. лет. Тепловая мощность источников также испытывает колебания в течение месяцев, недель и дней. Предполагается, что глубинная часть гидротермальных систем имеет температуру до 400 °С и давление 200–500 атм [167].

*Температура рудоотложения зависит от степени разбавления исходного флюида морской водой*, эти факторы определяют размеры и состав рудной постройки. Из почти неразбавленных растворов при  $t > 150-200$  °С отлагаются сульфиды Zn и Cu обычно в форме конусов значительной высоты, при разбавлении сульфиды сменяются сульфатами Са и Ва, ассоциирующими с остаточной фазой сульфатов Fe, Cu, Zn, содержащими высокие концентрации Au и Ag. При дальнейшем разбавлении до  $t > 100-150$  °С происходит отложение нонтронита, оксигидратов Fe и Mn, кремнезема.

Гидросистемы подразделяются на высокотемпературные (> 250-300 °С), среднетемпературные (100-250 °С), низкотемпературные (менее 100 °С). Температура некоторых гидротерм, определенная с глубоководных обитаемых аппаратов, по данным различных исследователей: хр. Эксплорер – 306 °С; хр. Хуан-де Фука (хр. Эндевер) – 184-276 °С – ангидрит-сульфидные трубы; хр. Хуан-де Фука (хр. Эндевер), гора Осевая – в центре постройки 100 -150 °С, в устье – около 10°С [168]; хр. Горда – 220 °С [169; 170]. Вблизи 21 ° с.ш. (гидротермальное поле RISE) в черных «курильщиках» – 340-380 °С, скорость течения 1-2 м/с, температура в белых «курильщиках» – 20-300 °С. На Восточно-Тихоокеанском поднятии вблизи 13° с.ш. температура черных «курильщиков» – 320 °С, pH 3,5, белых курильщиков  $t=232-270$  °С [171]. В Галапагосском поясе [172] первоначальная температура флюидов, формирующих кремнистые трубки, составляет 175°С, при этом обеспечивалось достаточное перенасыщение раствора для отложения аморфного кремнезема при 40° С и 260 бар. Крайинно-континентальный рифт во впадине Гуаймас – 50–315 °С [167]. В Красном море для четырех стратифицированных по плотности слоев установлены следующие температуры (сверху-вниз): 40,87; 47,12; 51,52; 52,25; 62,30 °С [173].



В междуговом бассейне Лау температуру построек определяет состав: пирротин – 300-350 °С, при отсутствии пирротина в других частях постройки – 250-150 °С. В тыловодужном бассейне Манус в черной трубе на вершине башни замерена максимальная для данного района температура 276 °С.

*Состав* гидротермальных растворов определяется активностью термальных вод и составом массива горных пород, в которых осуществляется рециклинг. Отмеченное А.П. Лисицыным [174, 167] единообразие состава подавляющего большинства гидротермальных растворов СХ связано с геохимическим однообразием толеитовых базальтов [68]. В задуговых бассейнах островодужных систем и при расколе композиционной коры гидротермы могут поступать не только из базальтов, но и из кислых эффузивов и осадков.

*Окислительно-восстановительные условия* являются переменной величиной. В развитии гидротерм выделяются следующие этапы: восстановительный – (диктатура серы) штокверки, высокотемпературные постройки; переходный – периферия построек, часть гидротермального факела; окислительный – (господство кислорода) внешние части гидротермального факела, металлоносные осадки. В последнюю фацию попадает практически весь марганец, не отлагающийся в восстановительных условиях [167]. В тех случаях, когда ко времени выхода на поверхность температура раствора ниже 140-100 °С, а *pH* возрастает до нейтрального, возникают бурые постройки оксидного, силикат-оксидного состава, например, бассейн Манус с бурыми постройками гидроксидно-железистого состава и бассейн Вудларк, где распространены холмообразные постройки высотой несколько метров, сложенные оксидами и гидроксидами железа и марганца в смеси с опалом и нонтронитом. Они сформировались в устье активных низкотемпературных источников. *Участие углеводородов* доказано [174] на примере сульфидных сооружений Калифорнийского залива, где на периферии гидротермального поля в постройках с температурой термальных вод не выше 10 °С отмечены жидкие углеводороды в пористом сульфидном материале. Предполагается, что это обусловлено термическими преобразованиями биогенного органического вещества осадков. В сульфидных рудах установлено содержание  $C_{орг}$  0,1–0,95 %. На хребте Горда сульфиды переслаиваются с осадочными породами, содержащими термогенные асфальто-нефти (углерода до 5,6%). Максимальная температура пиролиза органического вещества, состоящего из газовых и нефтяных углеводородов, достигает 590 °. Это свидетельствует о сильном температурном преобразовании органического вещества. Базальты не содержат органического вещества, источник углеводородов обусловлен пригидротермальной органикой [167].

*Отложение и консервация металлоносных осадков* происходят при изменении свойств флюида на границе «базальт – холодная морская вода» или «базальт – осадок». От того, достигают горячие изотермы поверхности дна или их охлаждение и разгрузка начинаются раньше, а также от скорости охлаждения раствора зависят состав и количество рудопроявлений, наблюдаемых на дне. Подповерхностное отложение металлов может

происходить при интенсивном разбавлении гидротерм водой в условиях медленноспрединговых рифтов типа Срединно-Атлантического со сложной блоковой тектоникой или при наличии осадочного чехла с более низкой температурой и карбонатным материалом, снижающим кислотность гидротерм. Примером является впадина Гуаймос в Калифорнийском заливе [175]. Отложение руд в базальтах ниже уровня дна дает образования типа штокверков.

В местах разгрузки высокотемпературных гидротерм на морском дне образуются тела массивных сульфидов, обычно имеющие сложное строение. Сульфиды меди более высокотемпературные, чем сульфиды цинка. На периферии сульфиды сменяются окисленными фациями, представленными оксидами, гидроксидами Fe и Mn, местами в ассоциации с нонтронитом [174]. Для образования нонтронита требуется медленное охлаждение растворов в восстановительной среде (фланговая зона Галапагосского рифта, в Аденском заливе, в районе САХ 37<sup>0</sup> с.ш.) [167].

Сульфидные постройки окружены осадками, сложенными гидроксидами железа, кремнеземом с примесью барита и глинистых минералов. Происхождение этих образований связывается с окислением сульфидов и выпадением минералов из гидротермальных растворов при смешении их с морской водой. В некоторых случаях у подножия сульфидных холмов в депрессиях накапливаются рассолы – рудные или типа красноморских, из которых могут формироваться слоистые сульфидно-оксидные руды. Далее на огромных расстояниях от выхода гидротерм прослеживаются осадки, обогащенные гидротермальным веществом в виде капель, унесенных течениями, и материалом разрушающихся гидротермальных построек. Пригидротермальные биоценозы представлены фауной, не связанной с фотосинтезом. Основа этой цепи – сероводород, выделяемый гидротермальными источниками. Начинается цепочка с увеличения количества микроорганизмов. Содержание бактерий вблизи выходов гидротерм увеличивается, вдали – уменьшается.

Сохранность гидротермальных построек определяется гидродинамическим режимом территории и временем до погребения осадками. Продолжительность времени до захоронения рудных построек играет двоякую роль: с одной стороны, происходит их разрушение, определяемое гидродинамическим режимом, с другой стороны, идет ассимиляция из воды ценных элементов такими адсорбентами, как оксиды-гидроксиды Fe и Mn. Сульфидные постройки на океаническом дне могут сохраняться десятки тысяч лет в случае бронирования их оксидно-железистым чехлом [174]. Иногда внешняя оболочка из устойчивых к выветриванию низкотемпературных продуктов гидротерм (нонтронита, окислов Fe и Mn) отсутствует, в результате выветривания образуется подводная «железная шляпа» на сульфидах. На сохранность также оказывают влияние сейсмичность и скорость перекрытия осадками [68]. Продуктивность гидротермальных систем зависит от мощности теплового потока. А.П. Лисицыным и А.А. Ковалевым разработаны модели рудообразования (таблица 2.10).

Таблица 2.10 – Сопоставление моделей океанских рудообразующих систем

Элементы (стадии) систем	Модели океанского рудообразования	
	Модель гидротермальной системы «курильщика» (по А.П. Лисицину, 1990)	Модель эксгаляционно-осадочной системы редкометалльного рудообразования (по А.А.Ковалеву, 1992)
IX Стадия рассеяния вещества	Область рассеяния растворов и газов	
VIII Стадия формирования металлоносных осадков	Металлоносные осадки (Fe, Mn, Cu, Zn, C)	Металлоносные осадки (C, W, Mo, Cu, Sb, Hg, Au) Хемогенные известняки
VII Стадия гидротермального рассеяния тепла	Гидротермальный «факел» (основные металлы, Fe, Cu, Zn)	Гидротермальный «факел» (редкие и основные металлы) камера
VI Твердые продукты рудообразующей системы	Медно-цинковая колчеданная залежь (штокверковая и наддонная части)	Внутрипластовые (метасоматоз) и наддонные стратиформные залежи скарноидных илов с редкометалльной минерализацией Аргиллитовый ил (роговики) Штокверковая и трубообразная залежи (железорудные, молибденоносные)
V Условия формирования рудоносных флюидов	P= 250-500 бар, T=1000-350 °C	P= 500-900 бар T= 1000-450 °C
IV 2-я стадия выщелачивания	Область выщелачивания (зеленокаменных изменений)	Зона выщелачивания, восходящая ветвь
III Источник	Магматический очаг	Астеносферная магматическая
II 1-я стадия выщелачивания	Зона выщелачивания, нисходящая ветвь	

### 2.9.3 Геодинамические и тектонические условия формирования месторождений полезных ископаемых

Анализ геодинамических и геолого-геоморфологических условий формирования композиционной коры позволяет осуществить прогноз размещения полезных ископаемых. Доказано [30, 27; 68], что одновременно с рециклингом пород происходит рециклинг полезных ископаемых. Первая ступень соответствует зоне спрединга в СХ, трансформным границам, зонам раскола литосферы при перемещении литосферных плит из низких широт в высокие. Последующие стадии развиваются на конвергентных границах литосферных плит, где одновременно с рециклингом осадков, происходит «обогащение» полезных ископаемых и формирование композиционной коры, содержащей полезные компоненты. Состав руд зависит от состава

пододвигающейся и нависающей плит. Матрица (таблица 2.11) распределения полезных компонентов позволяет проследить этапы их преобразования в различных геодинамических обстановках. Например, некоторые элементы после переработки и обогащения в зоне субдукции (обдукции) могут сформировать месторождения. В этом заключается стадийность формирования месторождений. Известно, что одновременно с процессом гидратации происходит насыщение океанической воды различными химическими элементами (металлогенными и петрогенными), в том числе радиоактивными [30], поступающими из мантии в рассеянном виде. Они выпадают вместе с осадками на океаническое дно, некоторые из элементов и химических соединений образуют на склонах СХ «черные» и «белые курильщики», благодаря которым формируются участки с более насыщенным содержанием некоторых элементов.

Объяснение причин формирования крупных локальных скоплений в земной коре рудных и некоторых других рассеянных элементов приводится в работах [26; 27; 68; 30]. Известно, что концентрация рудных и рассеянных элементов в мантии ничтожно мала, а в месторождениях она возрастает во много раз. Наиболее распространенными рудными элементами в мантии являются хром, титан, железо, платина. По условиям выплавления океанических базальтов и содержанию в них ювенильной воды мантия является сухой, т.к. содержание воды в ней не более 0,05% [30], поэтому она не может содержать флюидов, обогащающих земную кору рудными элементами. С позиций тектоники плит это явление объясняется тем, что основная масса эндогенных полезных ископаемых в композиционной коре формируется благодаря многоступенчатому обогащению коры рудными элементами. На первой ступени обогащение коры происходит в рифтовых зонах СХ на океаническом дне, где действуют мощные гидротермальные системы и происходит потеря эндогенного тепла.

Расчеты [30] показали, что гидротермальный водообмен через активные гидротермы и сипинги СХ и его склонов происходит примерно за 0,6-1,0 млн лет. В гидротермальных системах рифтовых зон мантийную кору и гидросферу выносятся гигантские массы эндогенного вещества, в том числе халькофильных рудных элементов и кремнезема, формируются сульфидные проявления цинка, меди, свинца и др. [174] (рисунки 2.34, 2.35). В рифтовых зонах происходит гидратация мантийного вещества, формируются карбонатные и кремнеземистые фации. На второй ступени в зонах поддвига литосферных плит под островные дуги и активные окраины континентов происходит обогащение композиционной коры литофильными и рудными элементами. Процесс поддвига сопровождается разогревом коры, затягиваемой в зону субдукции плиты. *В зоне субдукции происходит дегидратация пород, высвободившаяся вода разогревается, становится минерализованной, т.е. образуются флюидные потоки. Флюиды обогащаются рассеянными*

Таблица 2.11– Геодинамическая обстановка и ступени формирования некоторых эндогенных месторождений полезных ископаемых

Геодинамическая обстановка (ступень формирования МПИ)	Cd	Al	P	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Mo	Ag	Sn	Sb	Ba	W	Pt	Au	Hg	Pb	U	
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
СХ и абиссальные впадины (I)	2б			1	2в	1 2в	2а 34	2а 34	1 2в 34	1 2в 4 3	2а б 34	2аб 4		2б		4	4		1	2б			2а	1
Межматериковый рифт (I)	2а						2а	2а			2а	2а		2а			2а						2а	
Зоны скольжения плит (I)											2а	2а												
Псевдорифт окраинных морей (II)	2а					б	2а	2	2а		2а	2а	6 7	2 7	6 7	2 7	2а	6 7		8	2 7	2а 7		
Субдукционные обстановки (II)		9			10		7	12 7 17	9	9	11 14 15 16 17	16 7а 17	10 11 а	14 16 11 а	11 а	7 11 а	7а	10 11		10 11 14 7	7 13	16 7а 11а	10 11а	

Продолжение таблицы 2.11

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Коллизионные обстановки (II)					10	20 21	19 20 21		9	9	19 20 11 21	20 21	10 11	19	21	7		10 21		10 18 19 11 21	7	19	10 11
Внутриплитный шельф (III)			24	23	23	23									23			23	23	23			
Стабильные обстановки континентов * (III)		9	24	23	23	23									23			23	23	23			
Зоны раскола плит (I)							1 3	3а	1 3				11		11			11	11				

Примечание: Цифрами обозначены условия образования, залегания, распространения рудного вещества. 1 – рудное вещество в исходной мантийной коре; 2 – металлоносные осадки: а – гидротермальные, б – окисные; 3 – железо-марганцевые конкреции; 4 – железо-марганцевые корки; 5 – рудное вещество, обнаруживаемое в пул-апарт структурах; 6 – ПСХ задугового бассейна (мантийное вещество, переработанное в зоне субдукции); 7– стратиформные; 8 – жилообразные руды; 9 – латеритные; 10 – черносланцевые толщи; 11– магматические; 12 – эксгаляционные; 13 – телетермальные; 14 – регенерированные; 15 – манто; 16 – метасоматически переработанные; 17 – скарноиды; 18 – метаморфизованные секреторные; 19 – на надвигаемой дуге; 20 – деформированная мантийная кора в шовной зоне ( в зоне столкновения); 21 – грейзены; 22 – метаморфизованные толщи; 23 – россыпи; 24 – осадочные

*элементами и обогащают композиционную кору. Обогащение в зонах субдукции композиционной коры рудными элементами приводит к повышению их содержания вдоль зоны поддвига литосферных плит и пластин. При длительном функционировании зоны поддвига происходят тектоническая эрозия надвигаемой плиты и рециклинг коровых пород и осадков, перекрывающих поддвигаемую плиту.*

Третья ступень обогащения месторождений эндогенных полезных ископаемых рудными элементами проявляется совместно с экзогенными процессами, которые развиваются по схеме: разрушение, транспортировка и аккумуляция. Седиментогенез сопровождается дифференциацией вещества. Например, в застойных бассейнах, зараженных сероводородом, в осадочных толщах могут накапливаться сульфиды железа, меди, цинка, свинца и молибдена, иногда урана, гидроокислы вольфрама и золото, в карбонатных породах – стронций, в эвапоритах концентрируются натрий, калий, кальций, сера, хлор и фтор. Живые организмы накапливают уран, редкоземельные элементы (лантан, церий, неодим и др.), поэтому в фосфоритах наблюдается их повышенное содержание. Терригенные осадки аккумулируются на окраинах континентов, сочленяющихся с внутриплитным шельфом, где под ними залегают толщи эвапоритов, сформированных еще на стадии раскола литосферной плиты. Попадая в зону субдукции, они формируют магматические породы: граниты, сиениты, щелочно-ультраосновные.

Четвертая ступень осуществляется благодаря разрушению коровых пород и повторению процессов седиментации и рециклинга. *Вновь образованные месторождения более богаты, чем месторождения, сформированные на предыдущем этапе.* Гидротермальные месторождения формируются либо за счет мобилизации поверхностных и грунтовых вод, омывающих горячие интрузивные тела (фумаролы и горячие источники в вулканических областях), либо за счет воды, захваченной магмой из водонасыщенных осадков или гидросферы и освобожденной из остывающей магмы (этот тип гидротермальных процессов сопровождается пегматитовой минерализацией, которая возникает над гранитоидными массивами или при поступлении термальных минерализованных вод из зон поддвига). *Гранитные магмы возникают благодаря переплавлению песчано-глинистых водонасыщенных осадков в зонах коллизии, вода в зоны поддвига плит попадает вместе с водонасыщенными породами мантийной коры и пелагическими осадками.*

Теоретические основы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых, разработанные на базе геосинклинальной теории, созданы на изучении условий формирования скоплений полезных ископаемых, роли процессов магматизма, осадконакопления и метаморфизма, разработке различных систематик месторождений. Такой подход оставил нерешенными многие вопросы и привел к неправильной трактовке генезиса многих типов месторождений [74]. Теория тектоники плит по-новому объясняет геодинамические процессы магматизма, осадконакопления и метаморфизма, происходящие на активных окраинах литосферных плит, это позволило поднять на новый уровень теоретические основы геологии полезных

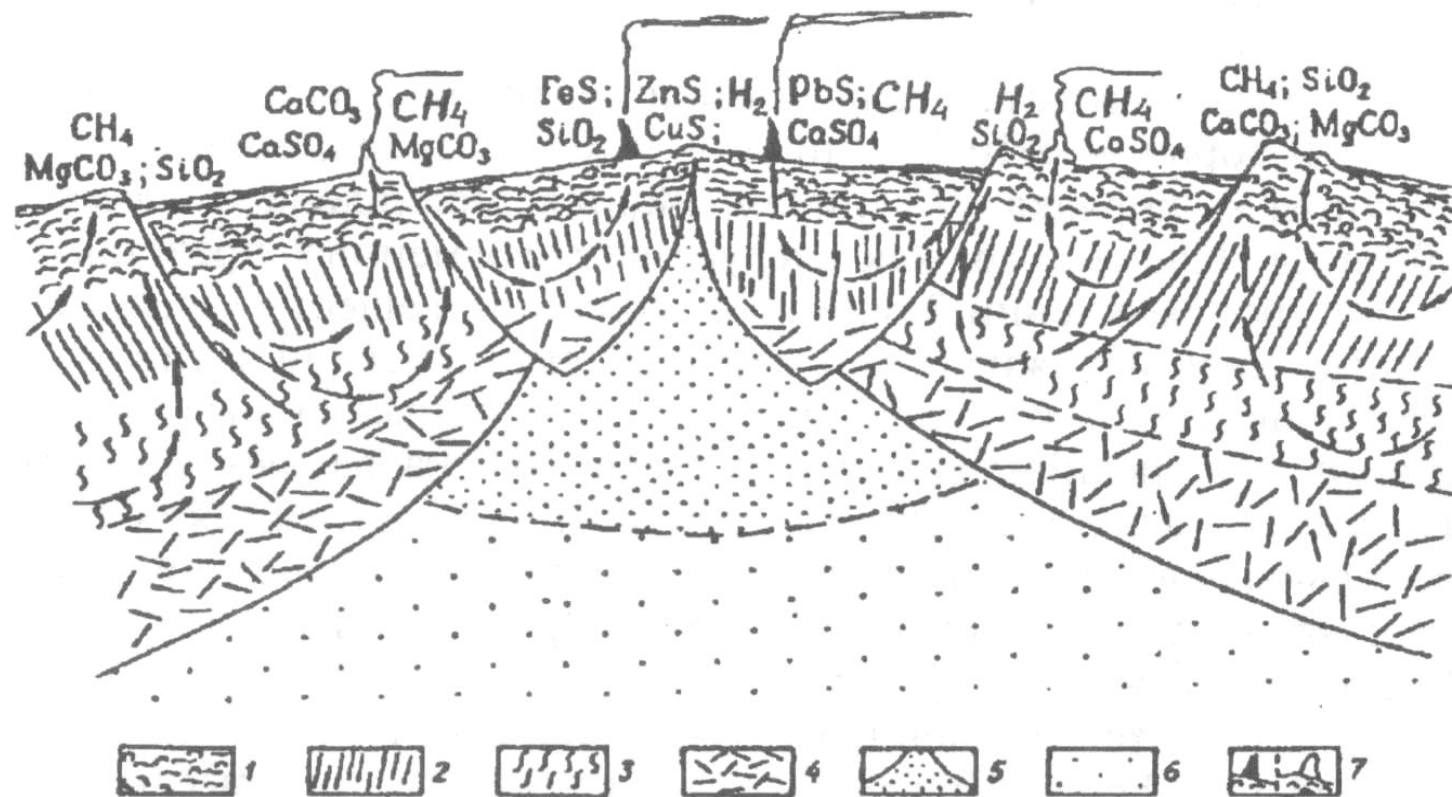


Рисунок 2.34 – Картина формирования океанической коры и геохимия гидротермальных процессов в рифтовых зонах СХ: 1- базальты (подушечные лавы); 2 – долеритовые дайки; 3 – серпентинитовый слой; 4 – подкорový слой литосферы; 5 – магматический очаг под гребнем СХ; 6-астеносфера; 7– постройки черных и белых «курильщиков»; стрелками показаны пути движения океанических вод в теле океанической коры [30]



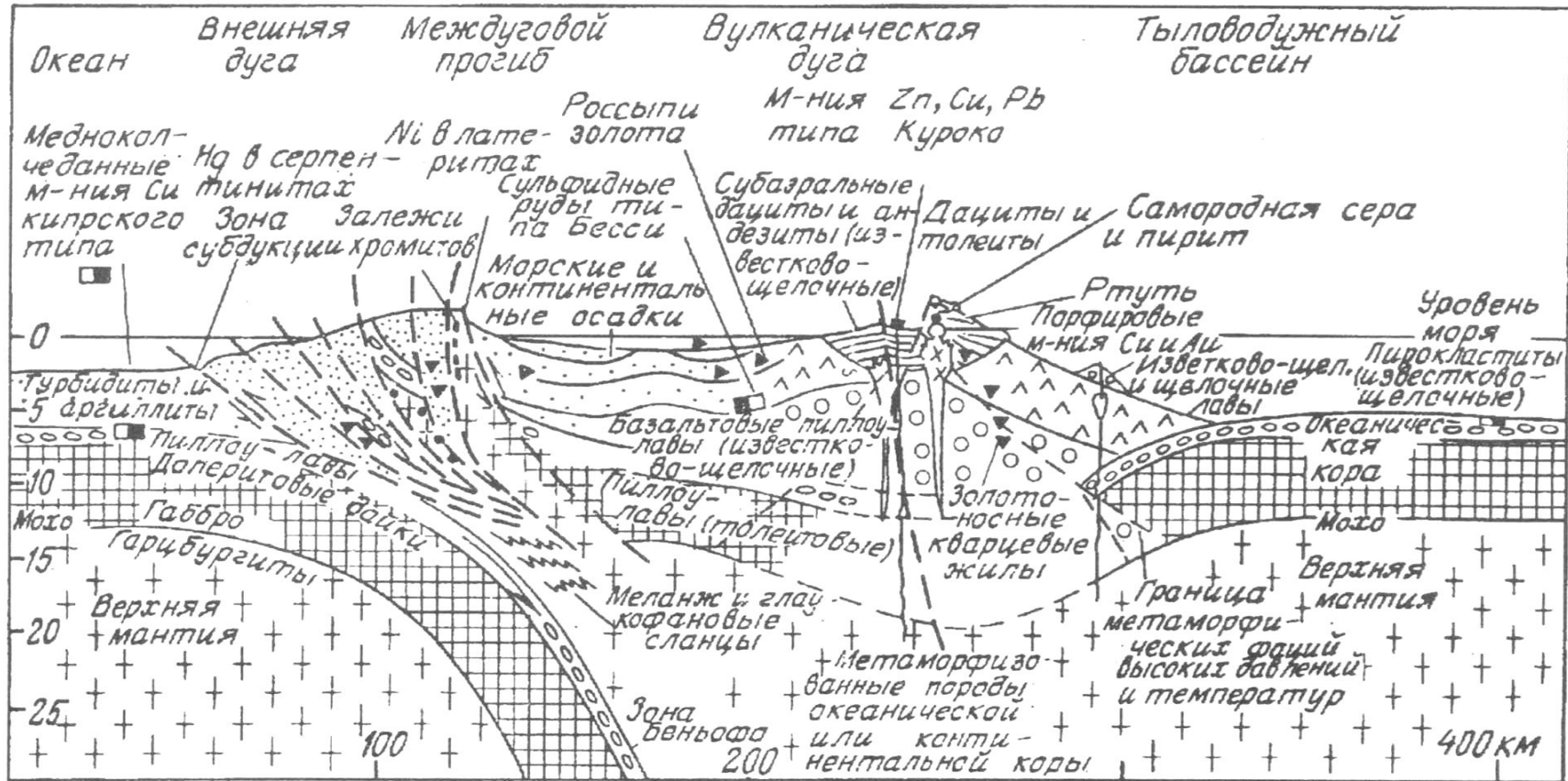


Рисунок 2.35 – Металлогеническая зональность островной дуги [176]

ископаемых [27, 42, 48, 68, 74 и др.]. При прогнозе полезных ископаемых наибольшее значение получили геодинамическая и геотектоническая классификации. Первая основана на стадиях эволюции литосферы, а вторая на выделении основных типов структурных элементов земной коры. В работах [27, 42, 48] выделены существующие геодинамические обстановки, где происходят процессы рудообразования: зоны спрединга, субдукции и трансформных разломов. Для каждой геодинамической обстановки характерно образование определенных типов структурных элементов земной коры, которые характеризуются определенной структурно-металлогенической зоной, для каждой зоны приводятся типы полезных ископаемых, которые могут формироваться в этой обстановке. С учетом наших представлений, касающихся условий формирования задуговых бассейнов, «горячих точек», пассивных окраин литосферных плит и др, классификация месторождений, предлагаемая А.А. Ковалевым [27, 42, 48] приведена в таблицах 2.12-2.15. Признаки таксонов, выделяемых А.А. Ковалевым остались без изменений.

#### **2.9.4 Формирование месторождений на стадии межматерикового рифта**

СХ представляют собой грабеново-горстовый рельеф. В период формирования зоны спрединга происходит интенсивное гидротермальное рудообразование [165-176; 25;26; 41; 44; 45; 48; 68]. Как известно, одним из важнейших условий сохранности гидротермальных построек является гидродинамический режим, время до погребения и скорость перекрытия осадками. На сохранность также оказывают влияние сейсмичность. Поэтому наиболее благоприятны для сохранения руд зоны внутриплитного шельфа с остатками структур древнего СХ. Поскольку с начала процесса спрединга именно эта часть плиты находится в состоянии постоянной аккумуляции осадочного материала и формирования более мощных осадочных толщ, чем в прилегающей абиссальной впадине. Здесь мы подошли к важному моменту: распространение первичного рудоотложения. Первичные руды, остаточных структур СХ, по аналогии с современными бассейнами рудообразования в зонах СХ, были представлены гидротермальными отложениями **черных и белых «курильщиков»**. Позже с уменьшением влияния гидротерм, в остаточных грабенах, заполнявшихся обломочным материалом, поступавшим с горстовых блоков, накапливался тонкий терригенный и органический материал в ассоциации с кремнистым и алевролитовым веществом. В узких грабеновых зонах происходила замедленная циркуляция воды. В этих условиях образовались **черносланцевые толщи** (черносланцевый горизонт в Северо-западном Каратау и в других районах), обогащенные **органическим материалом, ванадием, молибденом, ураном, рением, ртутью, сурьмой, золотом и другими редкими рассеянными элементами** (таблица 2.11). Среди терригенно-кремнисто-карбонатных толщ, вблизи зон апвеллинга, содержащих повышенные концентрации растворенных **фосфора и кремния**, происходило формирование фосфоритов. На внутриплитном шельфе в

тропическом и гумидных климатических поясах образовались **нефтепроизводящие** толщи.

## **2.9.5 Формирование месторождений на стадии преобразования внутриплитного шельфа в активную окраину литосферной плиты**

Дальнейшая судьба рудообразования зависит от геодинамической обстановки на активной окраине литосферной плиты: в преобразовании пород внутриплитного шельфа, соскабливании осадочного слоя в зоне субдукции, формировании островных дуг (энсиалических и энсиматических), задуговых и междуговых бассейнов, надвигании литосферных пластин и блоков на ранее сформированные участки композиционной коры. Формирование островных дуг, и островодужных бассейнов сопровождается проявлением магматизма и сопутствующих ему процессов: образованием скарнов, гидротермальной переработкой вмещающих пород, причем эти процессы развиваются не только на суше, но и в морских условиях – в междуговых и задуговых бассейнах. Процессы магматизма и метаморфизма, происходящие на конвергентных границах способствуют развитию второй и третьей стадий рудообразования.

Первичные руды, формирующиеся в зоне спрединга в более позднее время, по мере удаления зоны шельфа от СХ, оказываются в худших условиях, чем образовавшиеся на стадии раскола плиты. Так как они подвергаются разрушению. Поэтому к началу погружения в зону субдукции, они находятся на субдуцируемой плите в рассеянном виде. На ранней стадии субдукции осадочные слои с фрагментами мантийной коры и с содержащимся в них рудным веществом соскабливаются, испытывая различную степень регионального метаморфизма. Метаморфизм способствует формированию различных рудопроявлений и мелких месторождений, например, метаморфизм **терригенных черносланцевых толщ способствует формированию месторождений золота**. Продолжение субдукции уже не сопровождается формированием такого большого объема метаморфических пород, из-за отсутствия мощных осадочных толщ на субдуцируемой плите. Попадая в зону субдукции, осадочный слой, перекрывающий мантийную кору, претерпевает метаморфизм, а содержащиеся в осадках и коре рудные элементы могут образовать скопления различных руд. Продолжающееся погружение плиты, с уже обогатившимся рудным веществом, сформированным на ее поверхности, приводит к формированию магматического очага и более богатых руд (дальнейшее обогащение за счет соединения ранее разобщенных рудных проявлений). Как известно, погружение плиты сопровождается трением. Это приводит к формированию гидротерм.

Гидротермы насыщаются рудным веществом, заключенным в магматическом расплаве. Пути циркуляции гидротерм являются трещины, зоны дробления и межзерновое пространство. Так формируются

Таблица 2.12 – Важнейшие типы месторождений полезных ископаемых, формируемые в геодинамических обстановках зон расхождения плит (по А.А. Ковалеву с дополнениями автора)

Типы геодинамических обстановок	Местоположение месторождений полезных ископаемых	Типы месторождений полезных ископаемых	Примеры месторождений
1	2	3	4
Рифтовые зоны литосферных плит	Базито-ультрабазитовые расслоенные интрузии	Cu-Ni магматические с Pt	Норильский район ( <b>У</b> ), Печенга (Кольский п-ов)
		Pt в Cr-Ni с Cu горизонтах	Бушвелд ( <b>У</b> ) (ЮАР), Великая дайка (Зимбабве)
Межматериковые рифты	Осевая зона рифта	Cu, Zn, Ag и др. в рассолах и металлоносных осадках	Атлантис II и другие впадины Красного моря
СХ	Истощенная верхняя мантия	Mn в кремнистых толщах осадочного слоя мантийной коры Cu-Zn колчеданные на базальтах Хромиты металлургические и огнеупорные	*) Месторождения на склонах Восточно-Тихокеанского хребта

\*) Образование первичных скоплений; завершение формирования месторождений в зонах обдукции

\*\*) (**К**) - крупные месторождения

\*\*\*) (**У**) - гигантские (уникальные) месторождения

Таблица 2.13 – Важнейшие типы месторождений полезных ископаемых геодинамических обстановок зон скольжения плит (по А.А. Ковалеву с дополнениями автора)

Типы геодинамических обстановок	Местоположение месторождений полезных ископаемых	Типы месторождений полезных ископаемых	Примеры месторождений
1	2	3	4
Пул-апарт суббассейны в океанах	В базальтоидах океанической коры	Fe-редкометалльные (Sn, W, Mo) трубообразные	<b>Таскудук (Южный Казахстан)</b>
		Mo стратиформные тонковкрапленные и тонкопрожилковые	Гитче-Тырнауз (Кавказ)
	В доломитовых толщах	Nb-TR-Fe рудные стратиформные скарноидные	Баян-Обо ( <b>У</b> **) (КНР)
Пул-апарт суббассейны в ПСХ		Sn стратиформные скарноидные	Ренисон Белл ( <b>К</b> *), Кливленд ( <b>К</b> ) и Маунт Бишов (Австралия), Хаммер-ляйн (К), Теллерхойзер (К) и Пела-
задуговых бассейнов			Глобенштайн (К) (Германия), Магдален, Малберри (Корнуол), Такфон (Таджикистан)
Пул-апарт суббассейны на активных окраинах континентов		Sn-полиметаллические скарноидные полигенные	Рудное поле Дачанг ( <b>У</b> ) (КНР)
		Sn стратиформные в кварцитах и черных сланцах	Келхуани и Хуалатани (Боливия)
		Sb-Hg-вольфрамитовые в кварцитах и черных сланцах	Бурун-Шивея (Восточное Забайкалье)
		Ag с Sn, Pb и Sb стратиформные	<b>Такырное (Южный Казахстан)</b>
		Sb (с Au) жилообразные (сарылахский тип)	Сарылах (Восточная Сибирь)

Таблица 2.14 – Важнейшие типы месторождений полезных ископаемых в геодинамических обстановках зон схождения плит (по А.А. Ковалеву с дополнениями автора)

Типы	Местоположение	Типы месторождений
------	----------------	--------------------

геодинамические обстановки	ние месторождений полезных ископаемых	полезных ископаемых	Примеры месторождений
1	2	3	4
Активизация внутриплитного шельфа	Шельф и континентальный склон	Pb-Zn в карбонатных отложениях	Долины Миссисипи, Сардана (Сибирь), <b>Миргалимсай (К) (Казахстан)</b>
Зоны скучивания мантийной коры задугового бассейна	Задугового бассейн на стадии закрытия	Черные сланцы обогащенные Au и W, U, V и Mo	Источник вещества для регенерированных и метаморфогенных месторождений
		Ni с Co латеритные	Новая Каледония, Южный Урал
		U в черносланцевой толще	Шмерхау (Германия)
	Средние и нижние шарьяжные пластины	Hg, S-Hg и Sb стратиформные залежи и поднадвиговые штокверки в карбонатных породах и листовниках	Хайдаркан (К), Чонкой (К), Кадамжай (К), Сикуншань (У) (КНР)
		Hg стратиформные в кварцитах	Альмаден (У) (Испания)
Верхние шарьяжные пластины	Тектоническое становление молодой океанической коры с залежами Cr, Cu-Zn колчеданных руд	Новая Каледония, Южный Урал	
Задуговые бассейны ПСХ	с ПСХ	Mn в кремнистых толщах Cu-Zn колчеданные в базальтах Ti-магнетитовые в габброидах Хромиты металлургические и огнеупорные Pb-Zn-баритовые (тип Куроко)  Fe-кремнистые оолитовые	Гай (К)**) и Сибай (К) (Урал) Гусевогорское, Качканарское (К)  М-ния Кемпирсайского массива (У)***)(Урал) Раммельсберг (К) и Мегген (К) (Германия), Злате-Гори и Горни-Бенешов, Крушна-Гора, (Чехия), мульды Лан-Дилль
Энсиматические островные дуги	Начальная стадия развития	Эксталяционно-осадочные мартит-магнетитовые скарноидные	Казская группа (Горная Шория), Второе Естюнинское, (Урал)
	Средняя и поздняя стадия развития	Cu-порфиоровые с Au	Пангуна (К) (о.Бугенвиль)

Продолжение таблицы 2.14

1	2	3	4
---	---	---	---

Энсиматические островные дуги	Средняя и поздняя стадия развития	Au-Te и Au в андезитах и диоритах	Острова Фиджи
		Латеритные бокситовые	Остров Ренелл
Энсиалические островные дуги	На склоне к окраинному морю	Полиметаллические колчеданные с Ag и Au (тип Куроко)	Усинотаи, Ханаока ( <b>К</b> ) (Япония), Риддер и др. ( <b>К</b> ) <b>Рудный Алтай</b>
	Центральная часть дуги	Au-Ag с теллуридами	Кономае (Япония)
		Самородной и пиритной серы	Мацуо, Хоробецу (Япония)
		Полиметаллические ксенотермальные с Sn и W	Икуно, Акенобе (Япония)
Окраины континентов	Фронтальная магматическая дуга	Эксгаляционные магнетитовые	Эльгароббо (Чили)
		Hg телетермальные	Хуановелика ( <b>К</b> ) (Перу), Нью-Альмаден, США
		Mn стратиформные	Коралквемадо (Чили)
		Cu, Au и Ag жильные регенерированные	Ченарсилло, Аркверос (Чили)
		Cu типа "манто"	Эль-Сальвадор (Чили)
		Cu трубки брекчий турмализированные	Турмалина, Диспутада (Чили)
		Cu и Cu-Mo порфиоровые	Чукикамата ( <b>У</b> ) (Чили), Бингем ( <b>У</b> ) (США), <b>Коунрад (Казахстан)</b>
	Cu-Pb-Zn-Ag жильные и контактово-метасоматические	Квирувилка (Перу), Тинтик (США), Садон (Кавказ)	
Осадочные бассейны на аккреционной призме	Fe-Mn стратиформные эксгаляционные	<b>Каражал (Казахстан)</b>	
		Zn-Pb-Ba стратиформные гидротермальные	<b>Жайрем (Казахстан)</b>
		Fe-магнетитовые скарноидные	<b>Кентюбе, Казахстан</b>
		Полиметаллические скарноидные	Верхнее (Приморье)
	Тыльная магматическая дуга	U-Mo и Mo инфильтрационные в связи с кислыми экструзиями	<b>Бота-бурум, Курдай, Байтал (Юж.Казахстан)</b>
		W-Sn	Чохла, Чикоте-Гранде (Боливия)
	Тыльный надвиговый пояс	Sn-Ag	Потоси ( <b>У</b> ) (Перу)

Продолжение таблицы 2.14

1	2	3	4
	Тыльный надвиговый пояс	Au стратиформные в карбонат-ных и терригенных породах	Карлин, Кортец и др. (США)
		Cu песчаников катагенно-гидротермальные	Коро-Коро (Боливия), Удокан (У) (Забайкалье)
Активные окраины континентов	Межгорные и предгорные бассейны	Cu сланцы	Любин-Серошовице (У) Польша, Мансфельд (К) (Германия), Медный пояс Заира и Замбии (У)
		U-носные песчаники катагенные	Амброзия Лейк (У), Джекпайл (США)
		Li, B и W в рассолах	Калифорния
		Ni с Co латеритные	Новая Каледония, Южный Урал
Зоны столкновения островной дуги с континентом	На активизированной пассивной окраине	Cu порфировые с Au	Ок Теди (Папуа Новая Гвинея)
	В шовной зоне на надвинутой островной дуге	Океанические Cr, Cu-Zn, Mn	
		Au-Ag с Mn, Pb и Cu	Мороруб (Папуа Новая Гвинея)
Зоны столкновения островной дуги с континентом	Надвиговая зона на пассивной окраине континента	Sn и W грейзеновые и пегматитовые в надинтрузивных зонах коллизионных гранитов	Верхоянская группа, Главный Оловоносный пояс Малайзии
		Au жильные плутоногенно-гидротермальные	Месторождения Верхоянья
		U-Mo и Mo-U гидротермальные в кислых вулканитах и гранитах	Стрельцовское (У), Тулукуевское (Восточное Забайкалье)
Зоны столкновения континентов (гималайский тип)	В шовной зоне на поддвигаемой пассивной окраине	Магнетитовые, тальковые, сидеритовые метаморфические в офиолитах, покровы океанической коры с Cr, Cu-	
Зоны столкновения континентов (гималайский тип)	В шовной зоне на поддвигаемой пассивной окраине	Zn и Mn рудными залежами	
		U-носные гидрогенные песчаники	Сивалик (Гималаи)
Зоны столкновения континентов	В шовной зоне на поддвигаемой пассивной	Zn и Mn рудными залежами	

Продолжение таблицы 2.14

1	2	3	4
(гималайский тип)	окраине	U-носные гидрогенные песчаники	Сивалик (Гималаи)
Зоны столкновения континентов (кавказский тип)	На поглощаемой плите с мантийной корой на активной окраине	Mn вулканогенно-осадочные	Чиатура (Грузия)
		Cu песчаники	Ферганский бассейн
		Cu-Mo порфириновые	Каджаран (Армения)

Таблица 2.15 – Важнейшие типы месторождений полезных ископаемых в геодинамических обстановках стабильных и относительно стабильных зон (по А.А. Ковалеву с дополнениями автора)

Типы геодинамических обстановок	Местоположение месторождений полезных ископаемых	Типы месторождений полезных ископаемых	Примеры месторождений
1	2	3	4
Абиссальные впадины	Дно абиссальных впадин	Fe-Mn конкреции с Cu, Ni и Co	Обширные площади в Тихом океане (У)**)
Внутриплитный шельф	Остаточные структуры СХ (грабены в бортах СХ)	Накопление черносланцевых пород, обогащенных Au и W, а также, возможно, U, V и Mo	Источник вещества для регенерированных и метаморфогенных месторождений на стадии активизации шельфа
		U в черносланцевой толще	Шмерхау (Германия)
	Зона апвеллинга	Фосфориты	<b>Бассейн Малого Каратау (У) (Казахстан)</b>
		Фосфориты пластовые в кремнисто-карбонатных толщах	Месторождения Марокко (У)
	Прибрежная часть шельфа	Прибрежно-морские россыпи алмазов, монацита, титановых и других минералов	Богенфельс (Намибия), Стратборг (Австралия), Траванкур-Кочин (Индия)
	Субаэральная зона (пляж)	Дефлюкционные россыпи Au, Os, Ir, алмазы и др.	Россыпи Тимана
	U, иногда с Au, Ni, Co жиллообразные над поверхностями несогласия	Джибилука (У) и Рейнджер (У) (Австралия), Ки Лейк (У) и Сигар Лейк (У) (Канада)	

Продолжение таблицы 2.15



1	2	3	4
Зоны тектоно-магматической активизации	Интрузии щелочных гранитов	Pt и платиноды	Инагли (Алданский щит)
		Sn - грейзены и жилы, содержащие Nb, Ta, W	Плато Джос (Нигерия), Рондония (У) (Бразилия)
	Интрузии нефелиновых сиенитов	Апатитовые (динамо- и контактово-метаморфизованные пластовые фосфориты)	Хибинские (У) (Кольский полуостров)
		Ag (пятиэлементная формация) жильные	Шнееберг (К)*, Мариенинберг, Аннаберг (Германия)
	Базальтоиды в связи со slab-pull	Флюорит-барит-полиметаллические жильные	Фрайбергский рудный район, рудники Айнхайт, Луизе (Германия)
Fe-Mn-баритовые жильные		Месторождения Гарца и Тюрингинского леса (Германия)	
Платформы и щиты	Водоразделы	Al (бокситовые) латеритные в (тропической зоне)	Центральная Африка
	Долины рек	Au, Sn, W, алмазы (россыпи)	Рядом с коренными

месторождения на островных дугах. В задуговом бассейне в начальную стадию его развития происходит аккумуляция терригенно-карбонатных толщ, причем мощность осадков задуговых бассейнов значительно больше, чем в абиссальной зоне океана. Эта стадия наиболее благоприятна для формирования **нефтепроизводящих** толщ. В зрелую стадию развития задугового бассейна, характеризующуюся проявлением псевдоспрединга и формированием ПСХ осадочные толщи подвергаются гидротермальной переработке и оруденению. В этих условиях могут формироваться скарноидные месторождения вольфрама, молибдена и олова. А.А. Ковалевым разработана концепция полигенного образования крупных месторождений вольфрама, молибдена и олова [39, 43, 46]. По его мнению, главная фаза тонкокристаллическая эксгаляционно-осадочная минерализация стратиформных залежей была сформирована на океаническом дне в пул-апарт бассейнах и затем была преобразована при региональном динамо- и контактовом метаморфизме последующими субдукционными и коллизионными интрузиями гранитоидов. Мы полагаем, что такие условия характерны и для задуговых бассейнов в активную стадию их формирования и последующего закрытия. Во-первых, структуры, аналогичные по строению пул-апарт структурам океанического дна могут формироваться в задуговом бассейне. Во-вторых, на стадии закрытия задугового бассейна, характерно образование пород регионального динамометаморфизма и контактового метаморфизма. В-третьих, внедрение интрузий гранитоидов характерно для стадии закрытия задуговых бассейнов. На подвергающейся переработке части шельфа, с погребенными «курильщиками», формируются полиметаллические колчеданные с Ag и Au, барита и др., терригенные черносланцевые толщи, после переработки могут

дать «регенерированные» гидротермальные месторождения сурьмы, ртути, молибдена, урана, рения.

Рассмотренные выше условия образования полезных ископаемых, позволяют сделать следующий вывод: традиционно применяемые классификации, основанные на промышленно-генетическом подходе, не отражают сути геодинамических условий формирования руд, а, следовательно, не дают возможности для их прогнозирования, т.к. рудообразование зависит от сочетания множества факторов: 1) вещественного состава пород и руд на субдуцируемой плите и на плите, располагающейся над зоной субдукции; 2) морфологических условий субдуцируемой плиты и плиты, под которую происходит субдукция; 3) тектонических условий в зоне субдукции (формирование пликативно-дизъюнктивных нарушений); 3) последствий субдукции, которые могут привести к надвиганию пластин и блоков (обдукция мантийной коры на окраину континента); 4) геодинамических условий мантии (влияние конвективных потоков на перемещение плиты и коровых пластин); 5) влияния интрузий на вмещающие породы; 6) состава интрузий; 7) состава рудного вещества в интрузиях и во вмещающих породах; 8) условий рудообразования (на суше или на дне океанов и морей); 9) от температуры гидротерм.

Поскольку состав руд зависит от баро-термических условий, определенных процессами геодинамики. Форма рудных тел зависит от тектоники, а тектоника формируется под влиянием геодинамики. Поэтому традиционно используемая промышленно-генетическая классификация месторождений полезных ископаемых не может быть использована для металлогенических построений и поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

## **Резюме**

Теория литосферных плит описывает процессы на границе «плита – мантия», результаты этих процессов проявляются в верхнем ярусе литосферы – земной коре. К сожалению, в современных моделях не всегда различаются причины проявления процессов. Например, процесс, происходящий в зоне субдукции, описывается как сжатие коры в результате схождения плит, а формирование активного задугового бассейна – как спрединг. Но спрединг в зоне субдукции невозможен по следующим причинам. Во-первых, процесс спрединга означает разрастание океанического дна за счет раздвижения литосферных плит. Во-вторых, спрединг и субдукция - это глобальные процессы, а процесс в задуговом бассейне проявляется на уровне коры вследствие растрескивания коры за счет неравномерного и неодновременного подъема коровых блоков. Физическая суть процесса заключается в следующем: на конвергентной границе поглощение плит происходит под влиянием конвектирующей охлаждающейся мантии, поэтому на этой границе не может возникать спрединг. Следовательно, не может быть и спрединговых морей. Для выяснения причин, вызывающих путаницу, проведен аналитический обзор

современных представлений о формировании земной коры. Это позволило выделить термины, которые не соответствуют физическому смыслу описываемых процессов и явлений. Анализ терминов позволил уточнить эволюционную модель развития литосферной плиты: рифтогенез плиты – внутриплитная зона, куда могут входить шельф и абиссаль, – активная окраина плиты – активная окраина континента – внутриплитная континентальная область. Выяснение механизма формирования композиционной коры за счет сдвигения литосферных пластин и блоков объясняет природу безкорневых интрузий, отсутствие эффузивных толщ над интрузивным телом и т.д.

Анализ условий формирования и преобразования пород, слагающих различные формации, внес корректировку в понятия «возраст пород» и «время формирования композиционной коры». Композиционная кора состоит из литосферных пластин и блоков. Границами литосферных пластин на поверхности являются традиционно выделяемые стратиграфические подразделения (серия, свита, комплекс), различные несогласия, границы формаций. Границы литосферных блоков совпадают с разрывными нарушениями, выделяемыми на геологических картах. Нижние границы литосферных пластин и блоков могут быть уточнены геофизическими (сейсмическими) методами. На основании уточненной модели формирования композиционной коры предложена методика составления геодинамических карт, предназначенных для прогноза размещения полезных ископаемых и прогноза развития инженерно-геологических процессов.

Использовать палеомагнитные данные для палинспастических реконструкций не корректно, поскольку континенты – композиционные блоки, нагромоздившиеся на мантийную плиту, и движутся, как мы выяснили, не континенты сами по себе, а несущие их плиты. Поэтому, векторы намагниченности дадут *не траекторию движения континента*, а всего лишь траекторию перемещения изучаемого фрагмента земной коры, в период наращивания им окраины плиты.

Рудное вещество, как и породы, подвергается рециклингу, поэтому выделены несколько стадий формирования полезных ископаемых. Прогнозируемые виды полезных ископаемых и стадии их развития, нанесенные на геодинамическую карту, могут быть использованы при составлении металлогенических карт.

Возникновение месторождений зависит в первую очередь от геодинамики, которая оказывает влияние на формирование тектоники, вещественный состав пород и руд, баро-термические условия, проявление магматизма и др. От геодинамических условий формирования месторождений зависит и состав рудного вещества.

### **3 ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КОМПОЗИЦИОННОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА**

Используя теоретическое обоснование геодинамической модели формирования литосферы, приведенное в предыдущей главе, попытаемся восстановить последовательность образования композиционной коры, слагающей территорию Казахстана, и построить геодинамическую модель развития этой территории, а также ответить на поставленные Кассиным Н. Г. вопросы о различии ориентировки каледонских и герцинских складчатых сооружений, форме складок, магматизме и возрасте метаморфизованных толщ.

#### **3.1 Общие представления о формировании геологических структур территории Казахстана**

Издавна Казахстан привлекает к себе внимание геологов различных специализаций; на его примере рассматривались и решались многие проблемы региональной геологии СССР, теоретические вопросы закономерностей развития геологических структур и связанных с ними месторождений полезных ископаемых, а также разрабатывались и совершенствовались принципы и методы регионального формационного и металлогенического анализа.

Современные представления о тектоническом строении Центрального Казахстана и истории развития его структур сформировались на основе исследований крупнейших советских геологов Н. Г. Кассина, Н. С. Шатского, А. Д. Архангельского. В конце 30-х гг. XX столетия Н. Г. Кассин и Н. С. Шатский опубликовали работы, ставшие классическими для многих поколений геологов, работавших в Казахстане.

Первая обобщающая фундаментальная работа по геологии Казахстана издана в 1941 г. под редакцией Н.Г. Кассина [177]. Главные выводы, к которым на основании многолетних исследований пришел Н. Г.Кассин, сводятся к следующему:

1) в каледонский и герцинский этапы диастрофизма возникли системы складок, резко отличающиеся общим структурным планом, т.е. простираются двух разновозрастных систем складок в центральных районах пересекаются почти под прямым углом;

2) резкие отличия в направлении каледонских и герцинских складчатых сооружений сопровождаются различиями в форме складок, магматических проявлений и металлогении;

3) не всякая гнейсовая толща или свита, состоящая из сильно метаморфизованных пород, является докембрийской, некоторые метаморфические породы Прибалхашья, Кокчетавского района и Мугоджар нужно принимать за докембрийские пока со значительной условностью... выяснить истинные возрастные соотношения их могут только более подробные исследования.

Н.Г. Кассин выделил систему геосинклиналей (геосинклинали и «подвижные шельфы») и платформ (платформы и «континенты»). Однако, эти

основные структурные элементы претерпели существенные изменения и перестройку даже в западных и южных районах, где направление герцинских и каледонских складок совпадает, т.е. для этих районов отмечается изменение общего структурного плана. Резкие изгибы складчатости объяснялись при этом влиянием жестких, консолидированных платформенных массивов докембрийского возраста, образующих сложную мозаичную систему. Н.С. Шатский [178; 179] пришел к иным выводам: направление герцинских складок повторяет каледонские складчатые деформации, а наблюдающиеся изменения простираний связаны с резкими заворотами и виргацией складок. «Поэтому мы приходим к выводу, – пишет Н.С. Шатский, – что между каледонским и герцинским периодами складчатости в пределах Казахской складчатой страны не произошло резкого, принципиального изменения общего плана складчатости. Герцинская складчатость унаследовала свои общие направления от каледонских дислокаций».

Н.С. Шатский считал, что унаследование и совпадение разновозрастных структур не исключает различных простираний: это может быть обусловлено наличием наложенных мульд, сложенных молодыми породами и располагающихся с большим стратиграфическим перерывом на сильно дислоцированных древних отложениях. Вместо «геосинклиналей и антиклиналей», выделяемых Н.Г. Кассиным, Н.С. Шатский, выделяя ряд крупных синклиналиев и антиклиналиев, отмечал, что «пространственное распределение складок достаточно сложно, особенно в центральных районах, где они испытывают резкие изменения простираний, но «генетический смысл такой дисгармонии не ясен», может быть, в «влиянии» складок средней части Казахстана надо видеть явление интерференции уральских и Тяньшаньских движений; может быть, резкие изгибы складчатых полос указывают на менее стесненное, более свободное складкообразование в этом районе» [178; 179].

А.Д. Архангельский [180; 181] отмечал, что в результате каледонской складчатости в Центральном Казахстане возник устойчивый срединный массив, разделивший герцинскую геосинклинальную область на две части.

Непрерывно продолжавшиеся геологические исследования территории Казахстана, позволили собрать обширный фактический материал по стратиграфии, тектонике, минералогии, петрографии и др. На основании новых данных в 1958 г. большим авторским коллективом ВСЕГЕИ, АН СССР, Министерства высшего образования издан том «Геологическое строение СССР». В начале 70-х годов опубликованы тома «Геологии СССР» для всех регионов Советского Союза. В них обобщен обширный фактический материал, полученный в результате исследований, выполненных после 1941 г.

В последующие годы исследования в различных регионах Казахстана проводились производственными геологическими объединениями Министерства геологии Казахской ССР совместно с геологическими научно-исследовательскими и учебными институтами Алма-Аты, Ленинграда, Москвы (МГРИ, МГУ), Новосибирска. Значительная доля выполненных исследований приходилась на Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева АН КазССР и Казахский научно-исследовательский институт минерального сырья.

Итоги исследований периодически обсуждались на различных всесоюзных и региональных совещаниях по стратиграфии, магматизму, тектонике и металлогении. По этим вопросам опубликовано множество статей, монографий, сборников. Но интерпретация полученных материалов выполнялась с позиций геосинклинальной теории – в то время, единственной, безальтернативной.

Эти представления отражены почти на всех изданных тектонических картах, в основу которых положена выдвинутая Н. Г. Кассиным идея о существовании единого докембрийского казахстанского кратона, раздробленного, а затем разделенного каледонскими и герцинскими геосинклинальными системами.

*К настоящему времени общепринятым является представление о том, что современный структурный план Казахской складчатой области сформирован, главным образом, в течение каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов. В последующем значительные площади палеозойских складчатых сооружений, особенно по северной и западной периферии региона, были погребены под осадочным чехлом молодой платформы.*

### **3.2 Геологическая эволюция Казахстана с позиций теории тектоники плит по представлениям различных авторов**

Первые попытки переинтерпретации геологических материалов с позиций теории тектоники плит предпринимались для решения вопросов металлогении отдельных регионов Казахстана с конца 70-х г. XX в. В работах [27; 42; 182; 68] детально рассмотрены геодинамические модели формирования Рудного Алтая, Мугоджар, Соколовско-Сарбайских железорудных месторождений. Определены структурно-формационные и структурно-металлогенические зоны, выделены промышленно-генетические типы месторождений. Модель развития Уральского палеоокеана, разработанная Л.П. Зоненшайном [183], позволила сформировать представление об общей тенденции развития Уральского складчатого пояса, который возник на месте бывших океанических бассейнов и расположенных внутри них вулканических островных дуг.

Первые глобальные геодинамические реконструкции для всего Советского Союза с позиций тектоники плит объединены в работе [183]. В частности, для Казахстана предложена первая региональная модель геодинамического развития в историческом аспекте. Массивы, сложенные метаморфическими комплексами (Атасу-Моинтинский, Кокчетавский, Улутауский и др.), отнесены к чужеродным докембрийским массивам, располагавшимся в раннем кембрии в Палеоазиатском океане. Казахстанский микроконтинент сформирован в раннем силуре путем аккреции. В позднем девоне все микроконтиненты Палеоазиатского океана начали сближаться и занимать положение между Сибирским и Восточно-Европейским континентами. В период с раннего до позднего карбона Казахстанский

континент со всех сторон был обрамлен зонами субдукции. Сближение микроконтинентов привело к образованию покровов.

Палеорекострукции, выполненные в работе [73], показывают, что в позднем рифее-венде в результате распада Родинии произошло отделение континентальных блоков, сложенных метаморфическими комплексами: Таримского, Кокчетавского, Улутауского и др. В раннем кембрии возник Палеоазиатский океан. С этого времени происходило формирование островных дуг и их столкновение. В позднем ордовике это привело к образованию Казахстанского континента. С позднего силура началось разрастание и консолидация Казахстано-Киргизского континента.

В таблице 3.1 приведены представления различных авторов об эволюции развития Казахстанского региона и прилегающих территорий с позиций теории тектоники литосферных плит. *Как видно из таблицы, единой точки зрения на модель формирования изучаемой территории не выработано. Формирование континентальной коры Казахстанского региона, по представлениям разных авторов, началось либо в архее, либо в протерозое, либо в венде-кембрии.*

Интерпретация офиолитовых зон Казахстана с позиций умеренного мобилизма отражена в работах А. В. Авдеева и Н. С. Сеитова [184; 185].

Геодинамическая эволюция Казахстана для раннего палеозоя, предложенная М. К. Аполлоновым [186], заключается в выделении Западного и Восточного блоков, включающих обломки докембрийских микроконтинентов, переработанных последующими тектоно-магматическими процессами. Для выделения различных зон по типам осадков в каждом блоке использованы стратиграфические данные И.Ф. Никитина, Г.Х. Ергалиева, Д.Т. Цая и др., обобщенные в стратиграфических схемах.

В 1993-1996 гг. Шенгёр А.М.С., Натальин Б.А., Буртман В.С. [187; 188; 189] предложили фундаментальную концепцию тектонической эволюции литосферы для Казахстана и сопредельных территорий. В Казахстане выделена раннепалеозойская Кипчакская островная дуга значительной протяженности (Рисунок 3.1). Для региона Кокчетавской рудной провинции выделены следующие тектонические единицы: Калмыкколь-Кокчетавская, Тенизская, Ишим-Степнякская, Ишкеольмесская, Селетинская, Акдымская и Бошекуль-Тарбагатайская. В венде-кембрии в ходе субдукции произошло отторжение узкой, протяженной полосы докембрийских пород, составивших фундамент Кипчакской и Тува-Монгольской островных дуг. Шенгёр А.М.С., признавая существование двойных островных дуг, и, следовательно, наличие вблизи этих дуг окраинного моря, не выделяют каких-либо сформированных на дне этого моря тектонических пластин, состоящих из офиолитов и других пород. Позднепалеозойские трансформные разломы превратили дугу в коллаж тектонических блоков [47]. Т.Н. Хераскова [190], согласившись с

Таблица 3.1 – Геологическое развитие Казахстанского региона и прилегающих территорий по представлениям различных авторов, приводимые с позиций теории тектоники литосферных плит

Индекс возраста	Зоненшайн, 1990	Атлас, 2002	Шенгер, 1993, 1994,1996	Хаин, 1997
1	2	3	4	5
AR		Рифтогенез Пангеи и образование разрозненных массивов: Палеосибири,Южной Сибири, Казахстана и Тянь-Шаня		
PR <sup>2</sup> <sub>1</sub>	Расположение ВЕ и Сб не известно. Скорее всего: раздельно. Субдукция океанической литосферы и формирование вулканических поясов (около 1700 млн лет назад)			
R <sub>1-2</sub>		Коллизия и обдукция, внедрение гранитов и гранитизация с возрастом 1100-1050 млн лет. Образование Родинии (Палеосибирь,Южная Сибирь, Казахстан, Тянь-Шань)		
R <sub>2</sub>		Наземный кремнекислый вулканизм. Образование игнибритов. Восточная окраина Балтии (соврем. коорд.) – пассивная.		
R <sub>3-V</sub>		Распад Родинии, отделение континентальных блоков. Образование террейнов:		

Продолжение таблицы – 3.1



1	2	3	4	5
		Таримского, Кокчетавского, Улутауского, Северо-Тяньшаньского, Актау-Моинтинского и Тувино-Монгольского. Образование Палеоазиатского океана (ПАЗ)		
V	Образование Пангеи (650 млн лет назад)		Ангарская и Русская единицы составляли единый кратон	
V- Є <sub>1</sub>	Распад Пангеи			
Є <sub>1</sub>	В ПАЗ образование чужеродных докембрийских массивов: Атасу-Моинтинского, Кокчетавского, Улутауского, Чуйского, Северо-Тяньшаньского, Зауральского, Тувино-Монгольского и островных дуг: Чингизской, Сакмарской, Минусинской, Тувинской, Северо-Тяньшаньской. (570-523 млн. лет назад)	Отделение микроконтинентов и террейнов от Родинии. Полное отделение Сибири от Лаврентии. Формирование Палеоазиатского океана. Возникновение островных дуг: Бошекульской, Чингизской, Сарыбулакской, Кузнецко-Алатауской, Западно-Саянской	Образование кипчакской дуги, т.е. отщепление узких участков континентальной коры (единиц): Валериано – Чаткальской, Тургайской, Байконур-Таласской, Джекзган–Киргизской, Жалаир–Найманской, Боротальской, Сарысуйской, Атасу-Моинтинской, Тенизской, Калмык-Коль-Кокчетавской, Ишим – Степнякской	Образовался Казахстанский микроконтинент в Палеоазиатском океане, где происходило кремнистое и терригенно-кремнистое осадконакопление
O <sub>1</sub>		Образование Уральского и Туркестанского океанов, Степнякской и Еремантауской островных дуг. В Тянь-Шане произошло столкновение островной дуги с Улутауским и Северо-Тяньшаньским микроконтинентами. Возникли		На востоке Европы зародился Уральский бассейн с океанической корой, представлявший окраинное море Палеоазиатского океана. Столкновение вулканических дуг и Срединно-Тяньшаньского и Казахстанско-Киргизского микроконтинентов

Продолжение таблицы 3.1

1	2	3	4	5
---	---	---	---	---

		Степнякская и Ерементауская островные дуги		Лаврентия, Сибирь и Казахстан в низких широтах северного полушария
O <sub>2</sub>	Расширение Палеоазиатского океана. Перемещение Сибири на север. Раскол ВЕ окраины (в прошлых координатах – северная часть), в дальнейшем на этом месте образовался Уральский палеоокеан. Образование Чингизской, Степняк – Бетпакдалинской, Западно-Саянской, Северо – Тяньшаньской островных дуг. Границы плит меридиональные, субширотную ориентировку имеют рифтовая зона будущего Уральского палеоокеана и Западно-Саянская зона субдукции		Раскрытие Сакмаро-Магнитогорского окраинного моря на Уральской окраине Русского кратона. Рифтинг Мугоджарского микроконтинента от Русского кратона. Формирование протяженного окраинного бассейна в тылу Кипчакской дуги. Коллизия направлена от Мугоджарской дуги на южный конец Кипчакской дуги. В результате проявились сбросово-сдвиговое скучивание и ороклин изгиба Кипчакской дуги	
O <sub>3</sub>		Образование Казахстанского континента. Вероятно, это было связано с раскрытием Уральского и Туркестанского океанов. Эти процессы привели к коллизии Казахстанских и Тянь-Шаньских островных дуг с рядом микроконтинентов и	Начало вращения Ангарского кратона в противоположную сторону относительно Русского кратона. Коллизия Южного конца Кипчакской дуги с Мугоджарами и ее деформация, образование блоков Мугоджарского микроконтинента и длительное	

Продолжение таблицы 3.1

1	2	3	4	5
		образовалось энсиматическое островное поднятие	растяжение дуги в результате движения кратона. Растяже-	

			ние сопровождалось сбросо-сдвиговым сбиванием фрагментов дуги. Этот тип деформации проявился в Тянь-Шане, Южном-Казахстане, на севере Центрального Казахстана. Заложение Кипчак-Монгольского океана в результате субдукции под Мугоджарский микроконтинент	
S <sub>1</sub>	Раздвижение плит в восточном секторе и сближение плит в западном направлении. В зону субдукции 90 <sup>0</sup> в.д. сгружены разобщенные до этого континентальные блоки, путем аккреции сформирован достаточно крупный (до 200 км в длину) Казахстанский континент			
S <sub>2</sub>			Сдваивание за счет левосторонних сбросо-сдвигов силурийского магматического фронта. Формирование Сарысуйской	<b><i>С позднего силура до раннего-среднего девона.</i></b> Разрастание и консолидация Казахстано-Киргизского континента за счет восточной

Продолжение таблицы 3.1

1	2	3	4	5
---	---	---	---	---

			и Атасу-Моинтинской единиц. Коллаж Северо-Центрально-Казахстанской (Тенизской, Калмык-Кольской, Кокчетавской, Ишим-Степнякской, Ишкеольмесской, Селетинской, Акдымской, Бошекуль-Тарбагатайской единиц), движения вдоль западной стороны Бортальской единицы. Включение Мугоджарского микроконтинента в ороклинную систему Уралид	части Центрального Казахстана и Северного и Срединного Тянь-Шаня. Этот процесс сопровождался накоплением красноцветных моласс и образованием девонского краевого магматического пояса в обрамлении континента
D <sub>1</sub>	Зоны субдукции, как и ранее, концентрировались вдоль 90 <sup>0</sup> с.ш. и экватора. Существование трех океанических бассейнов: Палео-Азиатского, Уральского и Туркестанского. Палеоазиатский океан, вытянутый в широтном направлении, располагался между Сибирью и Восточной Европой. С востока он ограничивался Казахстанским континентом, который служил своеобразным разделом трех океанов. В Южной части	Разрастание и консолидация Казахстано-Киргизского континента за счет восточной части Центрального Казахстана и Северного и Срединного Тянь-Шаня, образование красноцветных моласс и девонского краевого магматического пояса в обрамлении континента в Алтае-Саянской области	Движение Русского и Ангарского кратонов. Движение на запад Мугоджарского микроконтинента. Левостороннее движение относительно др. др. Валериано-Чаткальской, Тургайской, Байконур-Таласской, Джекказганской, Жалаир-Найманской единиц. Единицы: Сарысуйская, Атасу - Моинтинская, Тенизская, Калмык-Коль-Кокчетавская, Ишим-Степнякская, Ишкеольмесская, Селетинская, Акдымская	

Продолжение таблицы 3.1

1	2	3	4	5
	Уральского океана произошло столкновение Улутауского		продвинулись на юг вдоль границ Джекказган-Киргизс-	

	<p>континента с островной дугой. Возможно, что в центре Уральского палеоокеана в раннем девоне еще существовала ось спрединга. Туркестанский океан разделял Казахстанский и Таримо-Каракумский микроконтиненты, в нем образовались зона субдукции вдоль края Казахстанского континента и краевой вулcano-плутонический пояс. К востоку от Таримо-Каракумского микроконтинента расширился бассейн палео-Тетиса</p>		<p>кой, Жалаир-Найманской и Боротальской единиц, образовав двойной магматический фронт в Тянь-Шань-Южноказахстанском домене, внутри границ которого начались сжатие и развитие раннедевонской магматической дуги, увеличившейся за счет Атасу-Моинтинской, Тенизской, Калмык-Коль-Кокчетавской, Ишим-Степнякской, Ишкеольмесской, Селетинской, Акдымской, Бошечуль-Тарбагатайской, Тектурмасской, Джунгаро-Балхашской и Жарма-Саурской единиц. Обь-Зайсан-Сургутская и Колыван-Рудно-Алтайская единицы еще не принимали участия в крупной сбросо-сдвиговой складчатости. Каспийский бассейн начал раскрываться как часть Сакмаро-Магнитогорского окраинного моря. Это способствовало продвижению на север Мугоджарского</p>	
--	---	--	---	--

Продолжение таблицы 3.1

1	2	3	4	5
			микроконтинента вперед	

			относительно Русского и Ангарского кратонов. При закрытии Сакмарско-Магнитогорского окраинного моря увеличился темп расширения между Русским и Ангарским кратонами, возрос темп деформации Кипчакской дуги. Тенизская, Калмык-Коль-Кокчетавская, Ишим-Степнякская, Ишкеольмеская, Селетинская, Акдымская, Бошекуль-Тарбагатайская единицы Северной части Центрального Казахстана продвинулись на запад почти до своего современного положения. Домен двигался вдоль Каинды-Атасуйской левосторонней сбросо-сдвиговой складчатости относительно Тянь-Шань-Южно-Казахстанского домена. Узкие осадочные бассейны: Сарысу-Тенизский и Шуйский,	
--	--	--	--	--

Продолжение таблицы 3.1

1	2	3	4	5
			выстроенные цепочкой не попали в складчатую зону	
D <sub>2</sub>		В Уральской подвижной системе произошли деформации, вызванные столкновением вулканических дуг		Столкновение вулканических дуг с окраиной Лавруссии. Деформации сжатия в районе Караганды и Центральном

		с окраиной Лавруссии и приведшие к накоплению фаненско–нижнетурнейского флиша. Эта фаза деформаций проявилась в районе Караганды и в западной половине Алтае-Саянской области (тельбесская фаза). Продолжалось раскрытие южной ветви Туркестанского «океана», обособился Джунгаро - Балхашский бассейн, спрединг продолжался в Обь-Зайсанской, Южно-Монгольской, Гоби-Хинганской системах, превратившихся в осевую зону Палеоазиатского океана		Казахстане, в западной части Алтае-Саянской области (тельбесская складчатость). Расширение ветви Туркестанского «океана». К югу от Центрального Алтая-Тарима-Синокорей, в Зеравшанском «океане» азиатской части Палеотетиса активное проявление спрединга
D <sub>3</sub>	Началось закрытие палеобассейнов: Палеоазиатского, Уральского и Туркестанского. Все континенты как бы начинают стягиваться к району 30 <sup>0</sup> с.ш.			Девонская тектономагматическая активизация затронула Восточно-Европейскую и примкнувшую к ней Баренцево-Печорскую

Продолжение таблицы 3.1

1	2	3	4	5
D <sub>3</sub>	и 90 <sup>0</sup> в.д., в центре которого располагался Казахстанский микроконтинент. Наметилось растяжение в западной и юго-западной частях Сб и ВЕ континентов. Значительно раскрылся Палеотетис. Появились зоны субдукции:			плиту, а также Сибирскую с нарастившей ее Алтае-Саянской областью. Активизация выразилась в широком проявлении рифтинга и щелочно-базальтового магматизма. К тому же времени относится и главная фаза

	Магнитогорская, Рудно-Алтайская, Жарминская, Саурская, Южно-Монгольская – в Палеоазиатском океане; Южно-Тянь-Шаньская и Северо-Балхашская – в Туркестанском бассейне. Произошло столкновение микроконтинентов: Салаирского, Таримо-Каракумского, Хинганно-Буреинского, Мугоджарского			щелочного плутонизма и кимберлитовых образований в Сибири и на Европейском севере России
C <sub>1</sub>	Зоны субдукции с островными дугами: Валерьяновской, Южно-Тянь-Шаньской и Балхашской		Исчезновение Успенского задугового бассейна. В Северно-Центрально-Казахстанском домене Жарма-Сарысуйская единица сбросо-сдвиговыми движениями присоединилась к Бошекуль-Тарбагатайской единице. Тармуромцевская единица (вы-	Формирование нового суперконтинента Пангеи за счет столкновения Западной Гондваны с Лавруссией, Лавруссии – с Казахстанией и Сибирью, Казахстании с Таримом, Сибири с Синокореей. В итоге в зонах коллизии

Продолжение таблицы 3.1

1	2	3	4	5
			делена по аэромагнитным данным) создана в результате частичного состругивания Жарма-Саурской единицей	сформированы крупные складчато-покровные системы
C <sub>2</sub>	Сближение континентов, образование покровов. Казахстанский континент со всех сторон обрамлен зонами субдукции. «Глобальные реконструкции в абсолютной сис-			



	теме координат приводят ВЕ и Сб в такое положение относительно др.др., что между ними не удастся поместить Казахстанский континент»			
С <sub>3</sub>				Западная Сибирь, восточный склон Урала – процессы рифтинга с развитием толеит-базальтового или щелочно-базальтового магматизма.
Р <sub>1</sub>			Продолжается правостороннее перемещение между Русским и Алданским кратонами вдоль Горностаевской и Иртышской сдвиговых зон. Это предопределило локализацию Западно-Сибирского осадочного бассейна в позднем мезозое	Развитие Тянь-Шаня и Урала завершилось позднепалеозойским (на Урале) и раннетриасовым орогенезом

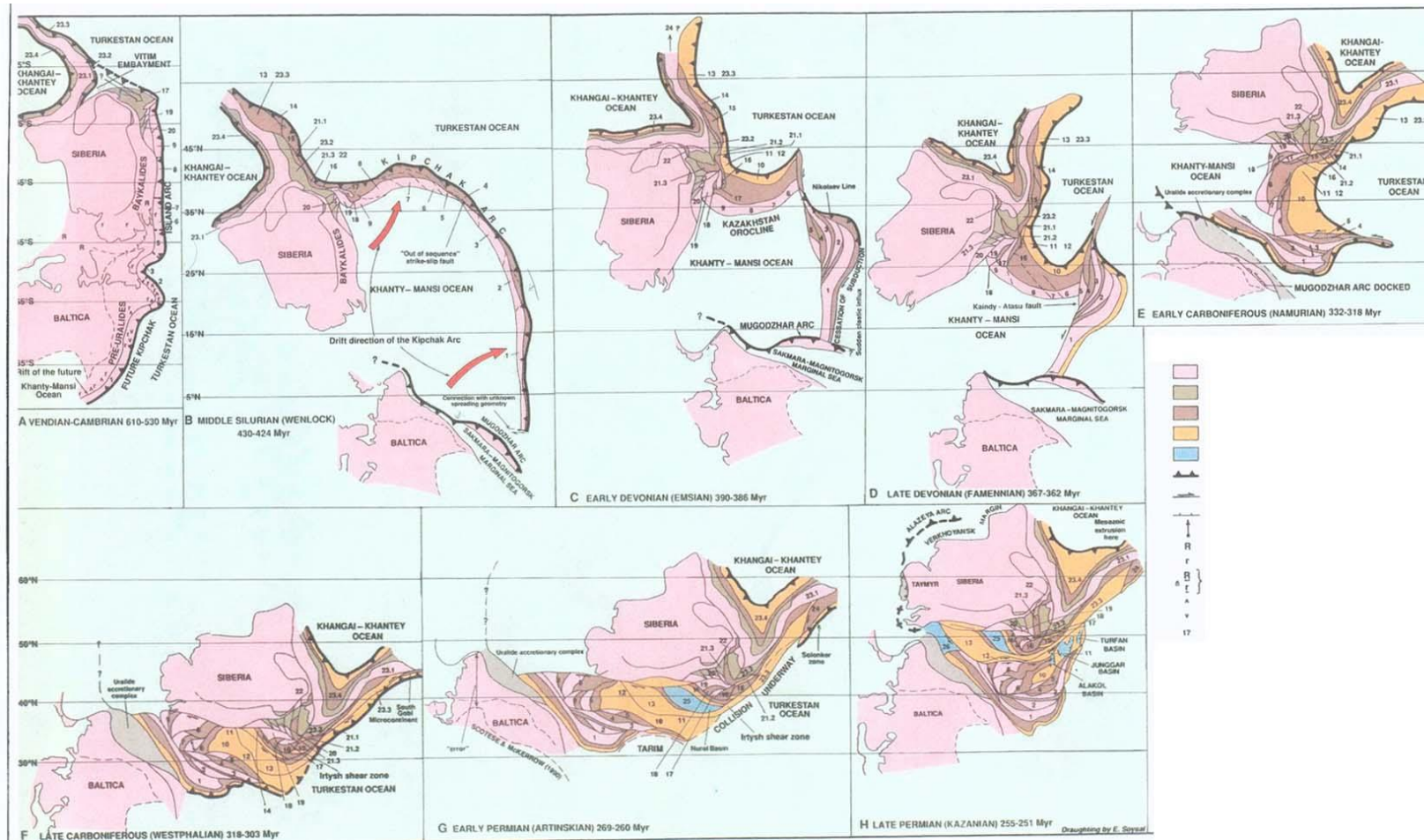


Рисунок 3.1 – Деструкция Кипчакской дуги и формирование континентальной коры Казахстанского региона [65]

представлениями Шенгёра о Кокчетавском массиве как об аккреционной призме островной дуги, считает, что в строении этой призмы участвуют ультрабазиты офиолитового ряда, связанные с ними кремнисто-базальтовые толщи (ранее ошибочно относимые к докембрию) и фрагмент ранне-среднекембрийской островной дуги с остатком собственно аккреционной призмы. С фрагментами аккреционной призмы связано образование эклогитов среднекембрийского возраста (ранее относимых к архею), а также олистостромного комплекса (шарыкской свиты), содержащего олистолиты и олистоплаки разнообразных пород докембрия и карбонатных образований венда-кембрия. Но Т. Н. Хераскова также признает существование тектонических блоков докембрия, находящихся в аллохтонном залегании среди углеродистых филлитов шарыкской свиты и имеющих общее падение на северо-запад под позднеордовикскую островную дугу. Эти тектонические блоки (содержащие вулканиты кислого состава) представляют собой, по ее мнению, фрагменты краевого вулканического пояса позднерифейской Восточной Гондваны. В одной из последних сводных работ по Казахстану для Кокчетавского района приведена стратиграфическая колонка (№ 19), в которой сохранены все докембрийские подразделения, хотя некоторым из них присвоены другие названия. Например, зерендинской серии (архей) дано название кумдыкольская свита, а ерементausкой серии (верхний рифей-венд) – никольско-бурлукская серия (Ким, фондовые материалы, 1997).

На основании анализа этих материалов Ковалев А.А. [47] пришел к выводу, что все породы «докембрийских» серий и свит в Кокчетавской провинции, видимо, являются метаморфическими аналогами раннекембрийской бошекольской свиты, формировавшимися в спрединговом окраинном море Палеоазиатского океана, раскрывавшегося между Восточно-Европейским (Русским) и Сибирским (Ангарским) континентами. В этом случае зерендинская («архей»), боровская («ранний протерозой») и ерементausкая («поздний протерозой») серии принадлежат слою 2 океанической коры, а кокчетавская, андреевская (существенно кварцитовые породы) и шарыкская свита («протерозой») – это слой 1 океанической коры (ранний и средний кембрий). По мнению А. А. Ковалева, выделение геологических формаций дна краевого спредингового моря дает возможность объяснить происхождение остальных докембрийских образований Кокчетавского массива.

Алмазная минерализация метаморфогенного и лампроитового типов, по мнению В. Н. Любецкого и Л. Д. Любецкой [191], связана с раннепалеозойским этапом рифтогенеза Тениз-Кокшетауского докембрийского свода.

Представление о геологическом строении и истории геологического развития Зайсанской складчатой области, куда входит территория Рудного Алтая, сформировано трудами В. П. Нехорошева, И. А. Ротараша, Н. В. Полянского, Г. Ф. Яковлева, В. В. Авдонины, Г. Н. Щерба, Б. А. Дьячкова, Г. П. Нахтигала. Первые тектонические реконструкции с позиций тектоники плит выполнены А.А. Ковалевым и Ю. В. Карякиным [115]. Они предложили схему

плитно-тектонического развития этой области как активной окраины Сибирского континента, столкнувшейся с Казахским континентом. Позже эта схема детализирована в работах И. А. Ротараша и др. [116.] Модель, предлагаемая А. А. Ковалевым и Ю. В. Корякиным, уточнена в работах [192-196] для территории Иртышской зоны смятия, Рудного и Южного Алтая, Восточной зоны смятия и западной части Горного Алтая.

Геодинамическая модель развития западной части Казахстана разработана Г. Ж. Жолтаевым [69-71]. Применение теории двухъярусной тектоники плит позволило Г.Ж. Жолтаеву разработать геодинамические модели эволюции и строения юга Евразийской плиты для конца палеозоя. Им доказано, что строение и закономерности размещения осадочных бассейнов предопределены двумя уровнями тектонических движений: глобальным – на уровне астеносферы и региональным – на уровне корового астенослоя. На этом основании разработана модель геодинамической эволюции Большого Каспия, что позволило понять условия нефтегазообразования и закономерности размещения углеводородов.

### **3.3 Анализ геодинамических условий образования формаций**

При разработке модели эволюции литосферы различных складчато-надвиговых областей главными индикаторами геодинамических обстановок являются геологические формации. Анализ геологических формаций как естественных комплексов горных пород, характерных для выделяемых стадий развития структурных элементов земной коры, лежит в основе изучения эволюции и глубинного строения конкретных регионов. Появление того или иного типа формации связано с определенным тектоническим режимом [74].

На основании уточненной теоретической концепции формирования земной коры в таблице 3.2 выполнена переинтерпретация материалов с целью определения геодинамических условий образования осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических формаций, выделяемых на территории Казахстана. Из пояснительной записки к карте «Геологических формаций Восточного Казахстана» [197, 198], использованы следующие данные: описание пород, слагающих формацию, распространение и возраст выделяемых формаций.

Анализ условий образования и литолого-петрографического состава формаций, описанных с позиций геосинклинальной теории, явился основой для выяснения геодинамического режима, в котором были сформированы характерные структурные элементы земной коры, представленные ныне их смещенными фрагментами – литосферными пластинами и блоками.

Проведенный анализ позволил выяснить ряд особенностей, на которые необходимо обращать внимание при переинтерпретации геологических материалов: 1) наличие свит большой мощности. Детальные исследования этих толщ помогут выделить границы литосферных пластин; 2) выделенные формации подразделены на формации-индикаторы и формации, не являющиеся

Таблица 3.2 – Анализ геодинамических условий образования формаций  
(выполнена Т.Л. Тесленко по материалам Л.И.Боровикова [197, 198])

Формация, возраст	Литолого-петрографический состав формации	Анализ геодинамических условий, вывод
1	2	3
<p>1. Нижняя терригенная (граувакковая, аспидная) формация. Субформации: нижняя терригенная: <math>E_1-O_2</math>; терригенно-известняковая: <math>D_1-C_1</math></p>	<p>Широко распространены: конгломераты, песчаники, алевролиты глинистые и кремнистые сланцы. Реже: кремнистые алевролиты, яшмы, кварциты. Более редко: диабазовые порфириты, туффиты и брекчии</p>	<p><b>Обсуждение:</b> Наличие обломочных пород крупного гранулометрического состава указывает на наличие неровностей океанического дна. Возвышенности подвергались разрушению, а обломочный материал аккумуляровался в понижениях. Но это не означает размывания суши – могли разрушаться и подводные возвышенности под действием землетрясений, гравитационных процессов, волн, течений. Комплекс мелководно-морских осадков (алевролиты, кремнистые и карбонатные породы), а также диабазовые порфириты, туффиты, указывают на наличие протяженного шельфа, сложенного мантийной корой, перекрытой осадочным слоем. Неровности дна могли быть сформированы вследствие растяжения и разрыва жесткой, литифицированной коры в надсубдукционной зоне. В верхней части коры этот процесс отражен в виде грабенов и горстов, которые и создают неровности рельефа (формирование рифтоподобных структур). <b>Вывод:</b> 1) Породы нижней терригенной формации (<math>E_1-O_2</math>) являются продуктами разрушения мантийной коры и осадочного слоя, перекрывавшего ее. Образование СХ привело к образованию оползневых блоков рифта, возникновению гарбено-горстового рельефа, разрушению горстов и формированию нижней терригенной формации. 2) Породы терригенно-известняковой субформации (<math>D_1-C_1</math>), скорее всего, образовались за счет разрушения склона островной дуги или окраины континента, сложенной композиционной корой, и могли слагать верхнюю часть глубоководного желоба</p>
<p>2. Кремнисто-спилит-</p>	<p>Преобладают диабазовые, андезит-базальтовые и базальтовые</p>	<p><b>Обсуждение:</b> Состав пород формации свидетельствует о наличии мантийной коры, которая слагает не только океаническое ложе, но и дно окраинных морей. В пользу последнего обстоятельства свидетельствует состав продуктов вулканизма, а также</p>

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
<p>диабазовая. <math>\text{Є}_1</math>- <math>\text{O}_2</math> и <math>\text{C}_1</math></p>	<p>порфириты, спилиты, диабазы, вариолиты, лавобрекчии, туфы и туфобрекчии; реже горизонты порфиритов среднего состава и кварцевых кератофиров, среди осадочных преобладают полимиктовые песчаники и алевролиты, реже яшмы, яшмовидные кварциты, кремнистые алевролиты, кремнистые сланцы и известняки. В составе формации выделяется комплекс фаций продуктов извержений трещинных подводных вулканов глубоких и мелких впадин и котловин, поднятий и островов</p>	<p>формирования осадочных пород морского генезиса. Для всех областей развития формации характерны сильно расчлененный рельеф, постепенно возрастающая интенсивность тектонических движений, часто фиксируемые палеовулканы, что является доказательством образования формации в СХ или ПСХ окраинного моря. <b>Вывод:</b> Породы описываемой формации образовались в <math>\text{Є}_1</math>- <math>\text{O}_2</math> в зоне спрединга и слагали склоны СХ. С течением времени они слагали мантийную кору океанического дна. Попадая в зону субдукции, мантийная кора разогревается за счет трения и на ее поверхности формируются магматические очаги, которые внедряются по трещинам в дно окраинного моря, создавая ПСХ</p>
<p>3.Спилит-кератофировая <math>\text{Є}_{1-2}</math></p>	<p>Внизу разреза преобладают спилиты, диабазовые порфириты, миндалекаменные, андезитовые порфириты и их туфы, чередующиеся с полимиктовыми песчаниками, алевролитами и, реже, с яшмами, а сверху — кератофиры, кварцевые альбитофиры, альбитофировые стекловатые лавы, переслаивающиеся с туфами, песчаниками и алевролитами. В общем составе формации преобладают вулканогенные породы. Формация характеризуется комплексом продуктов извержений трещинных вулканов,</p>	<p><b>Обсуждение:</b> Заварицкий (1955) указывал, что ассоциация спилитов и кератофиров отвечает ассоциации базальтов и трахитов, оказывающихся в своеобразных условиях при извержении этих пород на морском дне. Комплекс пород и условия их залегания, соответствуют такой обстановке. <b>Вывод:</b> Преобразование внутриплитного шельфа, сложенного в основании мантийной корой, в активную окраину плиты</p>

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
	<p>фаций открытого моря, мелководных, реже, прибрежно-морских. Возраст формаций определяется сравнительно хорошо по ископаемым остаткам трилобитов и археоциат как ниже-среднекембрийский.</p>	
<p>4. Кварцевых кератофиров D<sub>1</sub> - D<sub>3</sub></p>	<p>Вулканогенные и осадочные породы, субвулканические интрузии: кварцевые альбитофиры (кварцевые кератофиры), плагиопорфиры, кварцевые порфиры, дациты, андезиты, диабазовые и андезитовые порфириты. Все породы формации альбитизированы. Осадочные: обломочные и рифогенные известняки, приуроченные либо к основанию ее разрезов, либо к верхней части ритмов</p>	<p><b>Обсуждение:</b> Накопление первичных осадков формации происходило при усиленном проявлении подводного излияния лав вдоль разломов с одновременным привнесом некоторого количества пирокластического материала, а также при синхронном накоплении в морском бассейне обломочного материала. Проявление подводного излияния лав из разломов с одновременным накоплением осадков возможно вблизи окраины континента, на коре, располагающейся над зоной субдукции. Преобладание натрия над калием и пересыщенность глиноземом и кремнеземом также свидетельствуют о субдукции плиты с мантийной корой, перекрытой осадочным слоем.</p> <p><b>Вывод:</b> Перообразование внутриплитного шельфа в энсиалическую дугу</p>
<p>5. Кремнисто-сланцевая. E<sub>2+3</sub></p>	<p>Преобладают кремнистые и кремнисто-углистые ритмично-слоистые породы, яшмы, кремнисто-глинистые, кремнисто-углистые и известковистые сланцы; реже встречаются известняки, еще реже доломиты, туффиты и туфы. В основании преобладают обломочные породы, конгломераты и песчаники, в остальной части — кремнистые породы.</p>	<p><b>Обсуждение:</b> Образование формации происходило вследствие рифтогенеза мантийно-композиционной литосферной плиты. Она формировалась в узких, вытянутых на большие расстояния трогах. Троги удалены от осевой части СХ. В них формировался комплекс осадочных пород. Предшествующей формацией является нижняя терригенная. Накопление осадков происходило в условиях частой пульсации тектонических движений, что характерно для зоны СХ. Отложения формации располагались в остаточных структурах СХ на склоне шельфа. Позже, в результате тектонических процессов происходит разламывание и сдвигание пластин подвигаемой плиты. Формация в целом представляет собой комплекс переходных фаций от типично морских к мелководно- и прибрежно-морским, такие условия</p>

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
		<p>характерны для СХ, располагающегося близко к поверхности океана, т.к. проявляется смена гумидных климатических условий семигумидными.</p> <p><b>Вывод:</b> Остаточные структуры рифта СХ, выведенные на поверхность при разламывании и сдвигении пластин мантийной коры</p>
<p>6.Терригенная базальт-андезитовая. Є<sub>3</sub> – О<sub>3</sub></p>	<p>Терригенная базальт-андезитовая формация представлена комплексом мелководных фаций и фацией подводных и надводных вулканов. Преобладают песчаники, алевролиты, кремнистые алевролиты, базальтовые андезитовые порфириды и их туфы; в меньшем количестве встречаются конгломераты, брекчи, туффиты, яшмы, рифовые известняки</p>	<p><b>Обсуждение:</b> Первичные осадки накапливались в условиях мелководных морских бассейнов с множеством островов при общей относительной сглаженности рельефа. Эта особенность определила сложные очертания береговой линии и быстрое их изменение даже при незначительных по амплитуде тектонических движениях. Места понижения, где происходило осадконакопление, имели унаследованную линейно вытянутую форму с более четкими и простыми очертаниями. В таких прогибах частая смена восходящих и нисходящих тектонических движений меньше отражалась на смене фаций, и в них накапливались карбонатные осадки. Мантийная кора, перекрытая осадками Є<sub>3</sub> – О<sub>3</sub> возраста, под влиянием субдукции разделена на блоки, которые и создали морской бассейн с множеством островов. В процессе субдукции, происходившей в силуре, блоки, сложенные мантийной корой и перекрытые осадками, преобразовались в вулканические острова.</p> <p><b>Вывод:</b> Островодужный бассейн</p>
<p>7.Габбро-диабазовая (n). О<sub>1</sub> и D<sub>3</sub>—С<sub>1</sub></p>	<p>Габбро-диабазы, кварцевые диабазы, габбро-диориты, диориты; в дифференцированных силлах оливиновые габбро-диабазы, пикрит-диабазы, плагиоклазовые пироксениты, серпентиниты. Для всех пород характерна неравномернозернистая, чаще мелкозернистая и порфиридовидная структура</p>	<p><b>Обсуждение:</b> Состав пород соответствует формирующимся либо в СХ и затем слагающим мантийную кору океанического дна, либо в ПСХ окраинного моря (по схеме, описанной в главе 2). Габбро-диабазы и габбро, превращенные в амфиболиты и метаморфизованные породы ультраосновного состава (серпентинитовые и тальковые сланцы), могли претерпеть сильные изменения при нарушении нормального режима субдукции, т.е. субдукция плиты, сложенной мантийной корой, происходит не по нормали, а со смещением по результирующей мантийной конвекции (косая субдукция).</p> <p><b>Вывод:</b> 1) Мантийная кора. 2) Зона ПСХ в окраинном море</p>
<p>8.Габбро-перидотито-</p>	<p>Преобладают бесполовошпатовые ультраосновные породы, главным образом, гарцбургиты; менее рас-</p>	<p><b>Обсуждение:</b> Формация представлена или крупными поясами пластообразных интрузий среднего и небольшого размера, протягивающимися на сотни километров, или линейными зонами, образованным и цепочками мелких</p>



Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
вая (u) E-O, S <sub>1</sub> – C <sub>1</sub>	пространены лерцолиты, верлиты, дуниты, пироксениты. Все ультраосновные породы интенсивно серпентинизированы. Важнейшей и неотъемлемой частью формации являются габброиды, представленные нормальными габбро, реже габбро-диабазами	интрузивных тел. Устанавливается связь габбро-перидотитовых интрузий с глубинными разломами большой протяженности. <b>Вывод:</b> Состав пород, условия образования характерны для зон СХ и ПСХ окраинного моря
9.Перидотит-пироксенитовая (up) E <sub>1</sub> – O	Отсутствие габброидов. Значительно развиты перидотиты и пироксениты. Среди жильных пород развиты автометаморфизованные образования: везувиан – гранат – хлоритовые, биотит–серпентин– хлоритовые, гранат–пироксен–амфиболовые породы, мономинеральные гроссуляриты. Породы интенсивно серпентинизированы и испытали сильный метаморфизм	<b>Обсуждение:</b> Формация представлена трещинными интрузиями небольших размеров, реже — более крупными и сложными межформационными телами. Размещение интрузий контролируется разломами. Породы интенсивно серпентинизированы и сильно метаморфизованы, подвергались интенсивному сжатию. Состав интрузий и условия образования, свидетельствуют о первоначальных условиях образования пород в СХ, т.е. интенсивной гидратации мантии. Породы, слагавшие мантийную кору, испытали изменения в результате тектонических движений литосферных пластин, когда они образовали зоны разламывания и сдвигения мантийной коры и сформировали покровы и шарьяжные пластины. <b>Вывод:</b> 1) Исходные породы, сформированные в СХ, слагали мантийную кору. 2) Попав в зону субдукции, они претерпели дегидратацию, метаморфизм, переплавление и внедрение интрузий. 3) Влияние результирующих движений, привело к формированию покровных пластин (Скученная мантийная кора)
10.Дунит-пироксенит-габбровая (un) E – S <sub>1</sub>	Габбро, оливковые габбро, тылаиты, иногда габбро-нориты, составляющие главную массу интрузий; им подчинены дуниты, образующие изолированные тела, окруженные	<b>Обсуждение:</b> Формация представлена дифференцированными, существенно габбровыми массивами, в которых в виде небольших изометрических тел («ядер») обособляются ультраосновные породы; кислые дифференциаты располагаются в верхних частях габбровых массивов, характерны повышенное содержание в породах цветных минералов и присутствие плагиоклаза высокой основности.

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
	<p>сплошной, чаще прерывистой оболочкой пироксенитов (диаллагитов, оливиновых диаллагитов); перидотиты типа гарцбургитов не характерны. Кислые дифференциаты: диориты, кварцевые диориты, плагиограниты. Жильные образования: разнообразные плагиоклаз-рогово-обманковые породы (иситы, навдиты, единиты), габбро-пегматиты, диориты, плагиограниты</p>	<p>Гранитоиды принадлежат к натровому ряду.  <b>Вывод:</b> 1) Исходные породы, сформированные в СХ, слагали мантийную кору. 2) Попав в зону субдукции, они претерпели дегидратацию, переплавление и внедрение интрузий. 3) Влияние результирующих движений, привело к формированию покровных пластин, сложенных мантийной корой (Скученная мантийная кора)</p>
<p>11. Габбро-плагиогранитовая (nq)  <math>E_2 - O_3</math>, <math>D_2 - C_1</math></p>	<p>Фазы интрузий: 1 – габбро, роговообманковые габбро, габбро-нориты, лейкократовые троктолиты; 2 – габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты; 3 – плагиограниты, гранодиориты. Редко и в небольших объемах в составе первой фазы встречаются горнблендиты, пироксениты, плагиоклазовые верлиты. В дайках, развитых слабо, — микрогаббро, диорит-порфириты, плагиогранит-порфиры, спессартиты</p>	<p><b>Обсуждение:</b> Многофазность интрузий трещинного типа обусловлена сменой вещественного состава погружаемой в зону субдукции плиты. Кора, слагающая верхнюю часть плиты, под которую происходит субдукция, за счет неравномерного растяжения покрывается трещинами и в нее внедряются интрузии, очаги которых формируются на поверхности погружаемой плиты из пелагических осадков.  <b>Вывод:</b> 1) Интрузии формируются при погружении мантийной плиты, перекрытой гидратированными пелагическими осадками под плиту с аналогичным строением. Такие условия возникают в каждую начальную стадию совпадения конвективных ячеек мантии и астеносферы</p>
<p>12. Известняково-доломитовая <math>E_2 - O_2</math></p>	<p>Известняки, доломитизированные известняки и доломиты</p>	<p><b>Описание фаций:</b> Формация представлена исключительно мелководными морскими карбонатными фациями и резко отличается от других формаций, в составе которых большую роль играют карбонатные породы. Накопление осадков происходит замедленно в мелководных узких морских бассейнах с несколько повышенной соленостью воды. Накопление осадков замедлено, повышенная</p>

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
		<p>соленость воды не благоприятствует образованию рифов.  <b>Обсуждение.</b> Формирование рифтов сопровождается образованием оползневых блоков на внутренней стороне рифта, прилегающей к зоне раздвижения коры. Морфология центральной части рифтов напоминает грабены – узкие бассейны с повышенной соленостью воды. После рифтогенеза плиты и образования СХ оползневая зона постепенно удаляется от продолжающего развиваться СХ и становится морфологическим элементом пассивной шельфовой зоны на мантийно-композиционной коре. В осевой части рифтовой зоны СХ сформированы условия замедленного водообмена и осолонения грабеновых котловин, сохранившиеся до формирования композиционной коры.  <b>Вывод:</b> Внутриплитный шельф</p>
<p>13.Флишевая D<sub>1</sub> – D<sub>2</sub>, C<sub>1</sub></p>	<p>Полимиктовые песчаники, алевролиты, алевропелиты, гравелиты и конгломераты</p>	<p><b>Обсуждение:</b> «Накопление осадков происходит в ограниченных разломами трогах в обстановке пульсационных колебательных движений и сравнительно быстрого погружения дна бассейна. Характерна ритмичная повторяемость пород с различной крупностью обломочного материала при общем уменьшении величины обломков от подошвы к кровле ритмов. <b>Мощность</b> отдельных крупных ритмов колеблется в пределах 60—70 см. Ритмы имеют преимущественно двух- и трехчленное строение. В нижней части формации преобладают простые крупные ритмы, в верхней – крупные, осложненные более мелкими ритмами. Встречаются пачки пород, лишенные ритмичности. <b>Мощность</b> конгломератов, входящих в состав формации, обычно не превышает 200—300 м. Конгломераты приурочены к границам крупных серий. <b>Мощность</b> формации достигает 3-4 км»[198].  <b>Вывод:</b> 1) Образование трогов происходит вследствие ледниковой экзарации. В данном случае применение этого термина не корректно. Формирование грабеново-горстовых форм можно объяснить влиянием зоны субдукции на перекрывающую плиту с формирующейся на ней островной дугой. Кора на перекрывающей плите под влиянием субдукции раскалывается на блоки, часть которых по разломам</p>

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
		<p>поднимается над окружающими блоками, формируя грабены и горсты. 2) «Пульсационные» – периодическое проявление сейсмических движений характерны для зон субдукции, вероятно землетрясения способствовали формированию ритмов. 3) Наличие ритмов свидетельствует либо о периодическом повторении условий их образования, либо о сдвигении литифицированных литосферных пластин. Учитывая то, что формация имеет значительную мощность (3-4 км) равную глубине океанической впадины, можно предположить, что увеличение мощности вызвано сдвижением литосферных пластин при формировании композиционной коры. 4) Отложения формируются в зоне субдукции у <b>склона островной дуги</b>. Тектонические движения при формировании композиционной коры способствуют изменению первоначального залегания отложений: происходит сдвижение образовавшихся пластов. За счет этого увеличивается мощность пород, слагающих формацию</p>
<p>14.Флишоидная (верхняя терригенная). <math>S_2-S_2, C_1</math></p>	<p>Преобладают полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты и конгломераты, этот тип формации имеет наиболее широкое распространение; меньшее значение имеют гравелиты, кремнистые сланцы, туффиты, вулканомиктовые песчаники и рифогенные известняки</p>	<p>«Областями питания обломочным материалом являлись срединные массивы и внутригеосинклинальные поднятия, возникавшие в результате проявления ранней инверсии в первичных прогибах» [198].                      Общий ритмичный характер чередования различных обломочных пород определяет сходство формации по общему облику с флишевой, в отличие от которой в породах флишоидной формации содержится относительно много ископаемых остатков разнообразной фауны, а типичная для флиша ритмичная слоистость наблюдается только в отдельных пачках. <b>Мощность</b> формации очень изменчива и варьирует в больших пределах, достигая местами 8—10 км.  <b>Вывод:</b> 1) Первичные осадки слагали <b>внутриплитный шельф</b>, сформированный после рифтогенеза плиты. Породы формации, слагавшие горстовые поднятия, разрушаясь, аккумуляровались в грабеновых зонах. 2) Породы формации также могли образоваться при одновременном развитии островной дуги. Породы, слагающие островную дугу, разрушались, а продукты разрушения смещались в <b>глубоководный желоб</b></p>

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
<p>15. Нижняя морская молассовая. S<sub>1</sub> – C<sub>1</sub></p>	<p>Полимиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники, туфопесчаники, кварц-полевошпатовые известковистые песчаники и алевролиты, аргиллиты, туффиты, реже туфы среднего состава, известняки, в том числе органогенные, углистые породы и местами прослой углей</p>	<p>«Образованием нижней морской молассовой формации заканчивается заполнение осадками вторичных (местами флишевых) прогибов. Накопление этих осадков происходило в обстановке постепенной смены нисходящих движений – восходящими. Такой ход событий обуславливал часто (но не всегда) устанавливаемый регрессивный тип разрезов формации с постепенным переходом местами от морских мелкообломочных фаций к континентальным грубообломочным и сменой серой и зеленовато-серой окраски пород пестрой и красноцветной» [198]. Формация представляет собой комплекс прибрежных, мелководных морских и лагунных фаций. <b>Мощность</b> формации от нескольких сотен до 3000 — 4000 м. <b>Вывод:</b> 1) Заполнение <b>задугового бассейна</b> продуктами разрушения островной дуги. 2) Увеличение мощности происходит за счет сдвижения пластин при формировании композиционной коры</p>
<p>16. Отдаленная кремнистая. D<sub>3</sub> – C<sub>1</sub></p>	<p>Преобладают кремнистые породы, кремнисто-глинистые сланцы, реже имеются яшмы и яшмовидные породы, рифовые известняки, песчаники и алевролиты и еще реже андезитовые и диабазовые порфириды</p>	<p>«Накопление первичных осадков происходило в условиях продолжающейся, но ослабевающей по силе и широте распространения морской трансгрессии на некотором удалении от областей интенсивной вулканической деятельности. Формация характеризуется комплексом фаций открытого моря, мелководных и прибрежно-морских. Соотношение пород, слагающих формацию, непостоянное и часто меняющееся по количеству и характеру залегания» [198]. <b>Мощность</b> 1100—2300 м. <b>Вывод:</b> 1) Образование пород формации происходит в <b>задуговых бассейнах</b> в стадию формирования ПСХ, последующее закрытие бассейна привело к надвиганию пластин и увеличению мощности</p>
<p>17. Известняково-терригенная. S<sub>2</sub>–D<sub>3</sub>, D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub></p>	<p>Серые и зеленовато-серые полимиктовые и вулканико-миктовые песчаники, пестроцветные кремнистые сланцы, рифогенные известняки и туфы среднего состава. Известковистые алевролиты и пелиты, слоистые известняки, реже мелкозернистые песчаники</p>	<p>«Полифациальный комплекс мелководных морских осадков, накопление которых происходило преимущественно во вторичных или наложенных, а также в остаточных прогибах в относительно спокойной тектонической обстановке, в мелководном морском бассейне» [198]. Формация состоит из субформаций: известняково-кремнисто-песчаниковой (<b>мощность</b> 1000 – 3000 м) и известковисто-сланцевой (<b>мощность</b> 1100— 3500 м). <b>Вывод:</b> 1) Задуговые и междугловые бассейны. 2) <b>Мощность</b> увеличена за счет тектонических движений</p>

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
<p>18.Андезитовая терригенная («островная»). Є<sub>3</sub> – O<sub>1</sub> , S<sub>1-2</sub> , D<sub>3</sub> – C<sub>1</sub></p>	<p>Песчаники, алевролиты, конгломераты, кремнистые породы, рифовые известняки, андезито-базальтовые, андезитовые, дацитовые порфириды, плагиолипаритовые порфиры, разнообразные туфы и туффиты</p>	<p>«Появление данной формации связано с переходной (средней) стадией геосинклинального развития, когда произошла смена направленных нисходящих движений восходящими. Тектонический режим этой стадии характеризовался значительным проявлением колебательно-волновых движений, приводивших к воздыманию отдельных частей геосинклинальной системы и возникновению геоантиклинальных поднятий. Резкая фациальная изменчивость как в латеральном, так и в вертикальном направлениях. Этим объясняется наличие в ее составе ряда субформаций: базальт-андезитовой, андезит-плагиолипаритовой, липаритовой, молассовой туфогенно-терригенной и др. в зависимости от ее положения в различных частях прогибов или на геоантиклинальных поднятиях, а также от строения нижних структурных этажей. Формация является смешанным (наземно-морским) комплексом образований. Вулканизм часто проявлялся как в подводных условиях, так и в наземных — на островах, вокруг которых происходило нормальное осадконакопление» [198]. <b>Вывод:</b> 1) Описываемые условия соответствуют формированию энсиматических островных дуг и межостровного бассейна</p>
<p>19.Липарит-дацит-андезитовая молассовая, D<sub>2</sub>–D<sub>3</sub></p>	<p>Вулканогенные и осадочные образования; при этом вулканогенные представлены роговообманковыми и пироксеновыми андезитовыми порфиридами, дацитовыми, липаритовыми, трахилипаритовыми порфирами, их туфами, туфолавами, игнимбритами, а осадочные в основном красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, туффитами и кремнистыми сланцами, являясь фациями конусов</p>	<p>«Эта формация характерна для переходных зон, находящихся на границе складчатых систем каледонской и герцинской консолидации. Такое положение структурно-формационных зон определило двойственный характер их развития, они неоднократно подвергались движениям, происходившим в соприкасающихся складчатых и геосинклинальных системах. Под влиянием положительных движений в каледонских складчатых системах они воздымались, а под влиянием отрицательных движений в герцинских геосинклинальных системах снова вовлекались в погружение, сохраняя длительное время свою мобильность. Такой тектонический режим отразился и на появлении некоторого своеобразия формаций и их последовательности в формационных рядах. Липарит-дацит-андезитовая молассовая формация возникла в результате положительных движений в каледонских складчатых системах, в то время как герцинская Джунгаро-</p>

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
	выноса, межгорных впадин, сухих дельт, континентальных водоемов.	<p>Балхашская система находилась на средней стадии геосинклинального развития. В связи с этим она несет в себе некоторые черты формаций поздней стадии развития каледонских систем. Образование формации происходило в наземных условиях при расчлененном рельефе. Отмечается фациальная неустойчивость разрезов формации. В ее составе выделены следующие субформации: наземная красноцветная молассовая, существенно дацит-липаритовая и существенно андезитовая» [198].</p> <p><b>Мощность</b> пород формации изменяется от 250—300 до 3500—4000 м.</p> <p><b>Вывод:</b> 1) Описываемые условия характерны для зоны столкновения островных дуг, когда субдукция способствует смятию осадочных пород задуговых и междуговых бассейнов в складки, формированию положительных и отрицательных форм рельефа за счет смещения литосферных пластин и блоков. 2) Тектоника оказывает влияние на увеличение мощности</p>
20. Известняково-кремнисто-базальтовая. С <sub>1</sub>	Известняки, мергели, песчаники, алевролиты, аргиллиты, яшмы, кремнистые породы, базальтовые, андезитовые, андезит-дацитовые порфириты и их туфы, диабазы, диабазовые порфириты. В резко подчиненном количестве присутствуют вулканогенные породы кислого состава	<p>Формация представлена прибрежно-морскими, мелководноморскими и лагунными фациями. Вулканогенные породы являются продуктами как подводных, так и наземных извержений.</p> <p><b>Вывод:</b> 1) Задуговой бассейн в конце зрелой стадии развития – характерно формирование ПСХ</p>
21. Андезито-базальтовая терригенная. S <sub>1-2</sub> , D <sub>2</sub> , P <sub>2</sub>	Диабазы, андезито-базальтовые порфириты, туфы, граувакковые песчаники, алевролиты, туффиты при участии рифовых известняков с прослоями кремнистых пород, иногда в низах формации альбито-	«Формация характерна для узких («шовных») прогибов, возникших вдоль глубинных разломов по границе каледонских и герцинских геосинклинальных и складчатых систем. Представлена морскими осадочно-вулканогенными образованиями, возникшими на средней стадии геосинклинального развития герцинской геосинклинальной системы» [198]. Мощность формации 3000—3500 м.

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
	фиры и кварцевые альбитофиры, базальтовые, андезито-базальтовые и диабазовые порфириды, спилиты, вариолиты, туфы, туфобрекчии, яшмы, конгломераты	<b>Вывод: Островодужный бассейн.</b> Зрелая стадия развития, которая характеризуется закрытием бассейна и взаимным перемещением литосферных пластин и блоков, что объясняет увеличение мощности описываемой формации
22. Габбро-диорит-гранодиоритовая (ngd) O <sub>1</sub> -S, C <sub>1</sub>	Фазовое внедрение интрузий: 1. Габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты, сиениты, сиенито-диориты; 2. Гранодиориты, плагиограниты, ада-меллиты; 3. Биотит роговообманковые граниты; 4. Мелко – средне-зернистые порфиридные и лейкократовые граниты	Формация представлена крупными батолитоподобными или лакколитоподобными, часто межформационными интрузиями, реже интрузивными телами небольших размеров. Интрузии приурочены обычно к прогибам, выполненным вулканогенно-осадочными образованиями андезит-базальтовой формации, и часто тяготеют к разломам, разделяющим структурно-формационные зоны. Интрузии многофазны. <b>Вывод:</b> Закрытие задугового бассейна
23. Гранодиорит-гранитовая формация (gdg) O <sub>3</sub> -S	Фазовое внедрение интрузий: 1. Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граносиениты; 2. Порфиридные биотит-роговообманковые граниты, граносиениты; 3. Биотитовые лейкократовые и аплитовидные граниты	По времени проявления эта формация синхронна или почти синхронна габбро-диорит-гранодиоритовой формации. К этой же формации отнесены интрузии гранодиорит-гранитового состава. Формация представлена сложными многофазными батолитоподобными интрузиями, обычно не обнаруживающими связи с эффузивными проявлениями. <b>Вывод:</b> Закрытие задугового бассейна
24. Липаритов и кварцевых песчаников (Є?) и Є – О	Преобладают тонкозернистые глинистые породы, кварцевые песчаники и карбонатные породы, часто сильно метаморфизованные и превращенные в кварц-слюдаые	Накопление первичных осадков формации происходило в обширных мелко-водных бассейнах вдали от берега, в условиях открытого моря. Однако наряду с этим одновременно в прибрежной части накапливался вулканогенный материал. <b>Мощность</b> формации изменяется от 1000 до 2500—3000 м, но она нигде точно не определена и, возможно, существенно преувеличена



Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
	сланцы, кварциты и мраморы, а иногда даже в породы типа гнейса. Реже встречаются: кислые эффузивные породы, превращенные обычно в порфириды, фациально замещающие кварциты.	<b>Вывод:</b> Первичные осадки аккумуляровались на внутриплитном шельфе. Зона надвигообразования и формирования вулканоплутонической дуги вследствие преобразования внутриплитного шельфа в активную окраину плиты
25.Андезит-дацит-липаритовая молассовая С <sub>1</sub>	Туфы, туфолавы дацитовых, дацитолипаритовых и липаритовых порфиров. Лавы этого состава занимают подчиненное место. В верхних частях формации присутствуют игнимбритоподобные отложения раскаленных туч	Формация имеет пестрый состав и является резко полифациальной. Местами она представлена преимущественно вулканогенными образованиями преобладающе кислого состава. На других участках – вулканогенно-осадочная, причем вулканогенная часть формации имеет преимущественно средний состав, осадочная представлена угленосно-терригенными, часто молассовыми образованиями. Эффузивные породы формации принадлежат и известково-щелочному ряду, характеризуются небольшим преобладанием натрия над калием и являются маложелезистыми и пересыщенными известью. <b>Вывод:</b> Надвигообразование и формирование вулканоплутонической дуги на шельфе и последующее ее разрушение
26.Андезит-липаритовая («порфировая») D <sub>1-3</sub> , C <sub>2</sub> -P <sub>2</sub>	Туфы, туфолавы, игнимбриты, отложения грязевых, агломератовых и других потоков, лавы липаритового, дацитолипаритового, дацитового и трахитового состава. Авгитовые и роговообманковые андезитовые, андезитобазальтовые и дацитовые порфириты, реже липаритовые порфиры и их туфы	Андезит-липаритовая формация довольно четко делится по составу на две субформации, местами пространственно разобщенные: нижнюю <i>андезит-дацитовую</i> и верхнюю – дацит-липаритовую. Замещение вулканогенных пород осадочными – конгломератами, песчаниками, алевролитами, часто красноцветными туффидами, иногда с прослоями известняков, андезитов и андезитобазальтов. Нижняя андезит-дацитовая субформация образовалась, по-видимому, в условиях слабо расчлененной поверхности из трещинных и щитовых вулканов или при ареальных извержениях, о чем свидетельствуют преобладающие лавовые образования с выдержанным составом на значительных площадях. Верхняя дацит-липаритовая субформация залегает на нижней большей частью с размывом и небольшим несогласием. Образование дацит-липаритовой разновидности формации происходило в наземных условиях расчлененного рельефа из вулканов

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
		<p>центрального типа, причем цепи вулканов (стратовулканов и вулканов смешанного типа) располагались на осевых поднятиях, в то время как по периферии накапливались туфогенно-осадочные и осадочные отложения. Широко развиты субвулканические образования (силлы, мелкие гипабиссальные тела), экструзии и жерловины (некки). Во многих местах сохранились реликты вулканических построек. Накопление пород формации сопровождалось образованием кольцевых и радиальных расколов, кальдер обрушения, компенсационных прогибов, вулканических депрессий. Сближенность во времени и пространстве эффузивного и интрузивного магматизма в результате высокого уровня геоизотерм и нахождение очагов анатектической магмы в верхних горизонтах сиалической оболочки привели к формированию на данной стадии развития эффузивно-интрузивных комплексов. Натрий преобладает над калием, в некоторых зонах калий преобладает над натрием [198].</p> <p><b>Вывод:</b> Надвигообразование и формирование вулcano-плутонической дуги</p>
<p>27.Липарит-базальтовая красноцветная молассовая D<sub>2</sub>-D<sub>3</sub></p>	<p>Андезито-базальтовая субформация: пироксеновые, роговообманковые, реже оливиновые андезито-базальтовые и андезитовые порфириты и их туфы, а также разнозернистые песчаники, алевролиты, конгломераты и туффиты. Липаритовая субформация: туфы и игнимбриты, песчаники и туффиты</p>	<p>Выделяются следующие субформации: собственно липарит-базальтовая, отличающаяся контрастностью состава при подчиненном количестве или отсутствии разностей вулканогенных пород промежуточного состава, андезито-базальтовая, липаритовая, красноцветная молассовая. Липарит-базальтовая формация характеризуется тесным переплетением вулканитов кислого и основного состава с переменными количественными соотношениями. Среди основных пород выделяются базальтовые, андезито-базальтовые порфириты, часто миндалекаменные. Кислые вулканиты представлены липаритовыми порфирами, альбитофирами, но чаще их туфами и игнимбритами. Все эффузивные породы формации имеют известково-щелочной характер с уклоном в сторону повышения щелочности. Красноцветная молассовая субформация представлена фациями конусов выноса межгорных и предгорных прогибов и континентальных водоемов. В ее состав входят разногалечные конгломераты полимиктового и мономиктового состава, аркозовые и полимиктовые песчаники и алевролиты, аргиллиты, мергели, известняки.</p>

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
		<p>Мощность формации от 100—150 до 4000—5000 м.</p> <p><b>Вывод:</b> Закрытие островодужного бассейна и как следствие образование предгорных и межгорных впадин в зоне надвигообразования</p>
28.Верхняя морская молассовая. D <sub>2-3</sub>	<p>Конгломераты, разнозернистые песчаники, алевролиты, известняки, разнообразные туффиты, пепловые туфы, реже игнимбриты. Пестроцветные разнозернистые аркозовые, туфогенные, полимиктовые, иногда известковистые песчаники, конгломераты с пропластками алевролитов и алевропелитов, реже встречаются мергели и известняки с обильными органическими остатками, глинисто-кремнистые и углистые сланцы, пласты антрацита, медистые песчаники и бокситоподобные породы</p>	<p>«Образование формации происходило в локальных наложенных (или остаточных прогибах). Для нее характерен трансгрессивный тип разрезов. Накопление первичных осадков протекало преимущественно в морских условиях и сопровождалось эксплозивной вулканической деятельностью, проявлявшейся на соседних поднятиях, что обусловило наличие местами в составе формации продуктов вулканической деятельности. Формация представлена комплексом мелководноморских и прибрежно-лагунных фаций, образовавшихся в условиях эпиконтинентального морского бассейна и отшнуровавшихся мелких бассейнов, в которых накапливались красноцветные осадки, лишенные остатков морской фауны, а также фациями пляжей, крупных дельт и временных потоков» [198].</p> <p><b>Мощность</b> формации 1400 м.</p> <p><b>Вывод:</b> Закрытие островодужного бассейна и как следствие образование предгорных и межгорных впадин в зоне надвигообразования</p>
29.Наземная молассовая угленосная. C <sub>1</sub> –C <sub>3</sub> , P <sub>2</sub> -T	<p>Конгломераты, гравелиты и песчаники; плохая сортированность обломочного материала; углистые сланцы и угли; редкие прослойки известняков; обилие растительных остатков</p>	<p>Накопление первичных осадков формации происходило в континентальных и прибрежно-континентальных условиях в межгорных впадинах. Для формации характерно преобладание грубообломочных пород невыдержанность разреза в пространстве. Породы формации залегают несогласно на подстилающих отложениях. <b>Мощность</b> от нескольких сотен до 2000 м.</p> <p><b>Вывод:</b> Образование предгорных и межгорных впадин в зоне надвигообразования</p>
30.Угленосная лимническая. C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>	<p>Органогенные и органогенно-обломочные доломитизированные известняки, доломиты,</p>	<p>Интенсивные тектонические подвижки, сопровождавшие образование формации, обусловили прерывистость этого процесса и частую смену фаций во времени и пространстве. <b>Мощность</b> формации 1500—2000 м.</p>

## Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
	известковистые песчаники, угли,	<b>Вывод:</b> Закрытие островодужного бассейна и как следствие образование

	горючие сланцы, сидериты, сидеритовые алевролиты и песчаники	предгорных и межгорных впадин в зоне надвигообразования
31.Трахибазальт-трахилипаритовая. Р-Т	Трахибазальт-трахилипаритовая формация: оливинсодержащие базальты (в подчиненном количестве двупироксеновые андезиты), трахилипариты с эгирином и рибекитом, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, ортофиры, различные туфы, игнимбриты, лахаровые брекчии, осадочные породы: (иногда красноцветные): конгломераты, песчаники, алевролиты, водорослевые известняки, туффиты, экструзивные и субвулканические тела: (некки, купола, силлы, дайки, лакколиты)	«Ее образование связано с глыбово-блоковыми движениями в обстановке значительной консолидации складчатых систем. Отмечается трахибазальт-трахилипаритовая формация также в областях активизации, в краевых частях межгорных прогибов. Характерными чертами данной формации являются некоторая контрастность состава при подчиненном значении промежуточных по составу разностей, повышенная щелочность всех пород, перемежаемость пород основного и кислого состава, выдержанность состава на значительных расстояниях. Вместе с тем для отдельных структурно-формационных зон отмечается преобладание тех или иных членов формации, что позволяет выделить три ее субформации: существенно трахибазальтовую и трахиандезитовую, трахилипаритовую, красноцветную трахибазальтовую молассовую. Наряду с покровными фациями, широко развиты экструзивные и субвулканические тела (некки, купола, силлы, дайки, лакколиты) сиенит-пофиров, трахилипаритов, щелочных гранитов, анортотлазитов, монзонитов, габбро. Петрохимические особенности пород трахибазальт-трахилипаритовой формации хорошо видны на векторной диаграмме по А. Н. Заварицкому, где разрыв роя векторов в поле андезит-дацитов подчеркивает контрастность состава. Породы отличаются повышенной щелочностью при почти равных содержаниях калия и натрия. В некоторых случаях отмечалось преобладание калия» [198]. <b>Вывод:</b> Вулкано-плутоническая дуга на шельфе (пластины надвинуты на окраину континента)
32.Гранит-гранодиоритовая (ggd). С <sub>2-3</sub> – Р <sub>1</sub>	Гранодиориты, амфиболовые и амфибол-биотитовые граниты; менее распространены диориты, сиенито-диориты, граносиениты	Форма интрузивных тел разнообразна: встречаются межформационные тела неправильной формы, модифицированные трещинные интрузии и плутоны типа хонолитов с куполовидной поверхностью. Внутреннее строение плутонов характеризуется наличием большого числа разновидностей пород, связанных

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
		постепенными переходами; иногда между отдельными разностями наблюдаются рвущие контакты. Характерно обилие ксенолитов. Гранодиориты распространены широко и известны во всех структурно-формационных зонах; многие

		<p>плутоны тяготеют к областям сочленения разных структурных зон. Химический состав пород разнообразен.</p> <p><b>Вывод:</b> Закрытие задугового бассейна</p>
33.Лейкократовых и биотитовых гранитов (g). S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub> , C <sub>1</sub> -P, C <sub>3</sub>	Лейкократовые, биотитовые, реже амфиболовые граниты, граносиениты и гранодиориты. Наиболее распространенной разновидностью пород являются биотитовые граниты, обычно лейкократовые	<p>Плутоны являются резко дискордантными и нередко приурочены к протяженным расколам, секущим складчатые структуры вмещающих толщ. Формы слагаемых ими интрузивных тел разнообразны, чаще других встречаются гарполиты, хонолиты, межформационные плутоны. В сумме щелочей калий несколько преобладает над натрием.</p> <p><b>Вывод:</b> Закрытие задугового бассейна</p>
34.Гранит-граносиенитовая (gs). C <sub>1</sub> —C <sub>3</sub> , P <sub>2</sub> —T <sub>1</sub>	Граносиениты, граниты щелочно-земельные и субщелочные	<p>К формации относятся интрузии, резко секущие складчатые структуры, что свидетельствует о внедрении интрузий после закрытия окраинного моря. Интрузивные тела являются сложными, многофазными. По химическому составу это нормальные граниты, иногда пересыщенные щелочами, среди которых несколько преобладает натрий. Характерно пересыщение глиноземом.</p> <p><b>Вывод:</b> Закрытие задугового бассейна</p>
35.Монцонитов, субщелочных гранитов (mg). P <sub>1</sub> ?	Монцонитоидные гранодиориты, сиенито-диориты и меланократовые субщелочные сиениты, гастингсит-роговообманковые, гастингситовые граниты, лейкократовые гранофиоровые граниты и щелочные сиенит-порфиры (грорудиты)	<p>Интрузии этой формации имеют ограниченное распространение и приурочены к разломам субширотного простирания, секущим консолидированные структуры среднего палеозоя.</p> <p><b>Обсуждение:</b> Разломы консолидированной коры, имеющие одинаковую ориентировку, могли быть сформированы при однонаправленном сжатии. В результате сжатия жесткая кора изгибается и покрывается трещинами субпараллельной ориентировки. Такие условия могли возникнуть либо в результате поддвига под окраину континента субдуцируемой мантийной плиты, либо при надвигании литосферной пластины, сложенной консолидированной корой, на формирующуюся окраину континента. В первом случае в результате разогрева литосферных пластин от трения могла быть сформирована магма</p>

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
		<p>кислого, среднего, основного состава. Во втором случае, в зоне трения формируются щелочные расплавы и внедряются интрузии щелочных пород. От состава пород в надвиговой и поднадвиговой зонах зависит и состав интрузий.</p> <p><b>Вывод:</b> Надвигание литосферных пластин, на формирующуюся окраину континента</p>

36.Аляскитовых и субщелочных гранитов (lg). Т, Р	Аляскитовые и субщелочные граниты	<p>«Внедрение гранитов относится к позднему этапу развития геосинклинальной зоны и формация является отчетливо постскладчатой. Типичной особенностью плутонов является их округлая или эллипсоидальная форма, нередко концентрическое внутреннее строение и частая связь с кольцевыми дайками, кальдерами, вулкано-купольными структурами, резко дискордантное положение в структуре вмещающих толщ. Внутреннее строение характеризуется наличием нескольких интрузивных фаз, различающихся структурными особенностями слагающих их пород. Широко распространены пластовые внутриинтрузивные тела миароловых гранитов. Жильная фация представлена аплитами; довольно значительным развитием пользуются пегматиты. Эндоконтактовые изменения выражены слабо. Вмещающие породы в контактовом ореоле плутонов изменены в условиях высоких степеней роговой фации. Постмагматические изменения представлены альбитизацией и кварцевым метасоматозом. Характерными для описываемой формации являются процессы грейзенизации. Пространственно и генетически с формацией аляскитовых гранитов связано редкометальное оруденение. В пределах самих плутонов наблюдаются высокотемпературные кварцевые жилы, содержащие молибденит, вольфрамит, шеелит» [198].</p> <p><b>Вывод:</b> Надвигание литосферных пластин, на формирующуюся окраину континента</p>
37.Терригенно-карбонатная (существенно доломитовая). О <sub>1-3</sub>	Известняки, доломитизированные известняки, доломиты, образующие в основном ее нижнюю часть, а также кремнистые алевролиты и сланцы,	<p>Накопление осадков происходило в сравнительно широких и спокойных мелководных бассейнах в условиях сглаженного рельефа окружающей их суши. Она характеризует комплекс фаций переходных от фаций открытого моря к мелководным и прибрежно-морским в условиях общей регрессии моря</p>

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
	кремнисто-углистые и углисто-глинистые сланцы, реже песчаники, конгломераты, кремнистые туфы и туффиты с прослоями карбонатных пород	с образованием отдельных лагун. <b>Мощность формации</b> — порядка 3000 м. <b>Вывод:</b> Внутриплитный шельф
38. Красноцветная молассовая. D <sub>2-3</sub>	Конгломераты, гравелиты и разнo-зернистые песчаники полимиктового состава, аркозовые и кварцевые песчаники, алевролиты и аргиллиты	Формация залегает обычно в основании ряда карбонатных формаций наложенных мульд. Образование формации происходило в межгорных и предгорных прогибах и на прибрежных равнинах. Формация представлена двумя разновидностями: а) континентальная (группа фаций склонов, блуждающих сухих дельт и русел). Возраст – D <sub>2-3</sub> ; б) прибрежно-континентальная (фации прибрежных равнин и лагунно-морские). Возраст – D <sub>2</sub> . Для формации в целом характерно чередование косослоистых и горизонтально-слоистых серий и первичная красноцветная окраска пород. <b>Мощность формации</b> – 1000–3000 м. <b>Вывод:</b> Зона надвигообразования
39. Известняково-доломитовая. D <sub>3</sub> , C <sub>1</sub>	Разновидности карбонатных пород ряда известняк-доломит, содержащие местами примесь псаммитового, алевроитового и пелитового материала. В основании формации местами наблюдаются пачки серых и красноцветных песчаников, пестроцветных глин, гипсов, брекчированных известняков и доломитовых брекчий	Накопление первичных осадков формации протекало в мелководных эпиконтинентальных морских бассейнах и осолоненных лагунах в условиях близкого к платформенному тектонического режима и жаркого климата. Формация широко распространена в наложенных мульдах и представляет собой комплекс фаций открытого теплого моря, прибрежных участков и осолоненных лагун аридной зоны. <b>Мощность</b> формации от 200—300 до 2000 м. <b>Вывод:</b> Пластины состоят из осадков, накопившихся в позднюю стадию развития задугового бассейна. При закрытии бассейна произошло сдвигание литосферных пластин. В зоне надвигообразования образовалась прибрежная низменность и лагуна
40. Ангидрито-доломитовая. C <sub>1</sub>	Известняки и доломиты, переходные между ними разновидности карбонатных пород, глины, аргиллиты и алевролиты, мергели и доломитовые брекчии. Широко представлены	Подобный комплекс отложений типичен для платформенных областей развития отшнурованных бассейнов типа далеко вдающихся в сушу заливов и лагун с затрудненной периодически связью с открытым морем, с жарким засушливым климатом. <b>Мощность</b> формации от 150 до 1250 м.

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
	ангидрит, гипс и галит в виде желваков, рассеянных кристаллов, отдельных прослоев и линз, а также залежей значительной мощности.	<b>Вывод:</b> Пластины состоят из осадков, накопившихся в зрелую стадию развития задугового бассейна. При закрытии задугового бассейна произошло сдвигание литосферных пластин. В зоне надвигообразования образовалась прибрежная низменность и осолоняющаяся лагуна
41. Карбонатно-кремнистая. С <sub>1</sub>	Известняки и мергели, местами доломитизированные и в различной степени окремненные, органогенной и реликтово-органогенной структуры, карбонатно-кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы, органогенные силициты, спонголиты, песчаники и алевролиты.	Значительное поступление в бассейн кремнезема было связано, очевидно, с вулканическими процессами, проявившимися во время образования формации в соседней местности. <b>Мощность</b> формации редко превышает 1000 м. <b>Вывод:</b> Задуговые и междуговые бассейны, зона ПСХ. Последующее сдвигание литосферных пластин привело к увеличению мощности отложений
42. Карбонатно-терригенная. С <sub>1</sub>	Известняки (органогенные и песчаные), доломитизированные, известковистые песчаники и алевролиты с карбонатными стяжениями, углисто-глинистые и углистые сланцы и пласты каменного угля	Постепенный переход в пространстве карбонатно-терригенной формации в ее угленосную субформацию. <b>Мощность</b> формации от нескольких сотен до 3000 м. <b>Вывод:</b> Закрытие задугового бассейна, надвигообразование и формирование прибрежной низменности и лагуны
43. Угленосная паралическая. С <sub>1</sub>	Известняки, известковистые песчаники и алевролиты, пестроцветные песчаники и алевролиты, глинистые, углисто глинистые и глинистые сланцы, угли. Местами в ее составе появляются горизонты туфов и силлы долерито-базальтов – продуктов вулканической деятельности	Характерными для формации являются ритмичное переслаивание пород и проявление косої слоистости в пестроцветных породах. <b>Мощность</b> формации от нескольких сотен до 4000 м. <b>Вывод:</b> Закрытие задугового бассейна, надвигообразование и формирование прибрежной низменности и лагуны
44. Пестроцветная терригенная. С <sub>1</sub>	Сероцветные и красноцветные полимиктовые песчаники, алевро-	Накопление первичных осадков происходило в полузамкнутых лагунах и озерах, местами с резко повышенной соленостью воды, в условиях как



Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
	ролиты и аргиллиты, местами маломощные конгломераты изредка известняки с кремнистыми стяжениями	гумидного, так и аридного климата. В характере переслаивания пород ритмичность проявлена очень слабо. В верхней части разрезов местами отчетливо выражена косая слоистость. В составе формации отражена смена во времени мелководных фаций лагунно-дельтовыми и озерными. <b>Мощность</b> формации от 60 до 1500 м. <b>Вывод:</b> Закрытие задугового бассейна, надвигообразование и формирование прибрежной низменности и лагуны
45. Красноцветная терригенная. С <sub>2</sub> -Р <sub>2</sub>	Конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и аргиллиты, а также серо-цветные известняки и мергели	Накопление первичных осадков формации происходило во внутриконтинентальных впадинах. Формация представлена комплексом разнообразных фаций: прибрежного мелководья, пляжей, крупных дельт, временных потоков, прибрежно-лагунных, внутренних частей водоемов и, наконец, озерных. Наблюдается определенная закономерность в смене фаций во времени. Красноцветные грубообломочные аллювиально-пролювиальные фации, образовавшиеся в аридном климате, лишенные органических остатков. Фации солоноватоводных бассейнов, состоящие из сероцветных карбонатных и тонкообломочных пород с карбонатным цементом, содержащим органические остатки (Р <sub>1-2</sub> ); выше – фации отмирающих замкнутых бассейнов озерного типа, сложенные красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками. <b>Мощность</b> формации 950—3300 м. <b>Вывод:</b> Закрытие задугового бассейна, надвигообразование и формирование прибрежной низменности и лагуны
46. Базальтовая. рС? (Р-Т?)	Миндалекаменные гиалобазальты, тонко- и мелкозернистые оливковые базальты, иногда миндалекаменной текстуры, равномерно и среднезернистые оливковые долерито-базальты и плагиобазальты (из контакта с вмещающими породами)	Породы формации слагают три покрова мощностью 7, 8 и 10 м, разделенных поверхностями размыва и корой выветривания. Покровы базальтов различаются текстурно-структурными особенностями. Все разности указанных пород обладают сходным минералогическим составом, в который входят основной плагиоклаз, моноклинный пироксен и оливин, часто замещенный идингситом и магнетитом <b>Вывод:</b> 1) Базальты образовались в результате раскола плиты при пересечении ею критических широт, образовав покров мощностью от 7 до 10 метров; 2) Излияние базальтов происходило в литоральной зоне; 3) После выветривания,

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
47. Перидотит-пироксенит-норитовая (pn). Є <sub>1-2</sub>	Преобладание норитовых габброидов (габбро-нориты, нориты, оливиновые нориты, габбро-анортозиты); ультраосновные дифференциаты (пироксениты, перидотиты, шрисгеймиты, дуниты, оливиниты) им количественно подчинены и локализуются в нижних частях интрузий или их дифференцированных зон. Широко развиты переходные между габброидами и ультрабазитами разновидности (плагноклазовые пироксениты, плагноклазовые перидотиты, гарризиты, троктолиты). Обильно представлены дайковые породы и различные пегматоидные образования (негранитные пегматиты)	Сдвигание литосферных пластин привело к «страиванию» покровов  Представлена сложно дифференцированными «стратиформными» интрузиями лополитообразной или воронкообразной форм с чашеобразным внутренним строением, формировавшимися в относительно спокойной тектонической обстановке. Характерна псевдостратификация (скрытая и ритмическая слоистость). <b>Вывод:</b> Мантийная кора
48.Щелочно-ультраосновная (au). Є <sub>3</sub>	Ультраосновные (пироксениты, биотитовые пироксениты, меланитовые пироксениты) и щелочные (шонкиниты, тингуаиты, нефелиновые и либениритовые сиениты, сиениты)	Интрузии трещинного типа с резким преобладанием ультраосновных дифференциатов. Формация представлена одним красномайским интрузивным комплексом (Є <sub>3</sub> ) (к западу от г. Кокчетава), в который входят небольшие массивы, погребенные под кайнозойскими отложениями. <b>Вывод:</b> Раскол плиты в зоне шельфа при пересечении ею критических широт
49.Щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов (asn) Є	Базальты, лейцитовые тефриты, авгиты, лейцитовые (эпилейцитовые) и трахит-эпилейцитовые порфиры. В интрузивной фации выделены шонкиниты, щелочные пироксениты, содалит-нефелиновые сиениты, лейцитовые и эпилейцитовые	В состав комплекса входит сложная серия вулканогенных, субвулканических и интрузивных пород, образовавшихся за счет раскола плиты. <b>Вывод:</b> Раскол плиты в зоне шельфа при пересечении ею критических широт

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
	<p>сиениты, меланит-нефелиновые сиениты. В заключительную фазу формирования комплекса образовались породы щелочноземельного ряда: кенталлениты, конгресситы, эссекситы, монцониты и граносиениты. Вторично измененные породы представлены либнеритовыми сиенитами; в контактовых зонах развиты процессы фенитизации</p>	
<p>50.Щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов(asg). P<sub>1</sub></p>	<p>Граносиениты, щелочные кварцевые сиениты, щелочные граниты, содалито-нефелиновые и нефелиновые сиениты и др.</p>	<p>Массивы комплекса сложные, многофазные. В первую фазу образовались крупнозернистые щелочные граносиениты, щелочные кварцевые сиениты, реже щелочные сиениты; во вторую (главную) фазу – крупно- или среднезернистые щелочные (рибекитовые, эгирин-рибекитовые, баркевикитовые или арфведсонитовые) граниты, иногда с пегматоидной «структурой»; в третью фазу – мелкозернистые порфировидные щелочные граниты, иногда с пегматоидной структурой. Жильные породы первого этапа представлены щелочными гранит-порфирами, щелочными граносиенит-порфирами, диабазами, диоритовыми порфиритами и редко лампрофирами. Породами этой формации сложены небольшие линзовидные, жилородные, штокообразные или кольцеподобные интрузивные тела, секущие складчатые структуры вмещающих пород и четко приуроченные к разломам и их пересечениям. <b>Вывод:</b> Раскол плиты в литоральной зоне при пересечении ею критических широт</p>
<p>51.Континентальная олиго-мезомиктовая сероцветно-</p>	<p>Комплекс континентальных осадков гумидного климата в его различных вариантах</p>	<p>Представлена комплексом континентальных осадков гумидного климата в его различных вариантах. Гумидность палеоклимата в сочетании с медленным осадконакоплением обусловила обедненный минералогический состав</p>

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
пестроцветная. E <sub>1-3</sub>		обломочного материала. <b>Мощность</b> достигает 100 — 200 м. <b>Вывод:</b> Внутриконтинентальные бассейны
52.Пестроцветная полимиктовая каолиновая и монтмориллонитовая известковистая. К	Пестроцветные пески и известковистые песчаники и конгломераты полимиктового состава, красноцветные и зеленые каолиново-гидрослюдистые и бейделлитовые глины с прослоями пресноводных мергелей и известняков иногда гипсом, реже серые углистые	Накопление первичных осадков формации происходило во внутриконтинентальной обстановке, при переменном климатическом режиме, — т. е. при смене гумидного климата аридным с преобладанием последнего. Породы содержат отпечатки листовой флоры, остатки пресноводных гастропод и остракод, кости динозавров; редко встречаются прослой с остатками морских пелеципод. Представлена формация в основном аллювиальными и озерными фациями, реже прибрежноморскими. <b>Мощность</b> ее от 200—300 до 1000 м. <b>Вывод:</b> Возможно наличие зон надвигообразования. Внутриконтинентальные бассейны.
53.Полимиктовая монтмориллонитовая гипсосоленосная. E <sub>1-3</sub> , N, J <sub>3</sub>	Сероцветные и красноцветные аллювиальные, пролювиально-делювиальные и озерные песчано-глинистые породы, гипсоносные и местами соленосные зеленоцветные глины, известковистые песчаники и алевролиты, переходящие в доломитизированные озерные известняки с прослоями бедных горючих сланцев	Формация представлена комплексом континентальных осадков аридного и семиаридного климата в широком диапазоне фаций — от пролювиально-делювиальных до пресноводно- и солоноводноозерных. Общими признаками пород формации являются полимиктовый состав песчано-гравелитовых компонентов и монтмориллонитовый тип глин, а также известковистость пород. Формация представлена несколькими литогенетическими и возрастными разновидностями. сероцветными и красноцветными аллювиальными, пролювиально-делювиальными и озерными. Породы формации включают остатки пресноводных моллюсков, наземных позвоночных, рыб и насекомых. Местами выделяется красноцветная субформация. <b>Мощность</b> ее достигает местами 1800 м. <b>Вывод:</b> Возможно наличие зон надвигообразования. Внутриконтинентальные бассейны
54.Морская терригенная. E <sub>3</sub> , K <sub>2</sub>	Пелагический комплекс фаций включает серые и зеленые глины, существенно монтмориллонитовые, в некоторых горизонтах кремнистые и опоковидные. Литоральный комплекс сложен преимущественно песками.	Формация представлена следующими литолого-фациальными комплексами осадков — пелагическим, существенно глинистым и литоральным, существенно песчаным, которые могут рассматриваться как разновидности формации. В одних горизонтах пелагических фаций наблюдается кремнистость, в других — конкреции железистых и железисто-известковистых карбонатов и пиритизация. В литоральных песчаных

Продолжение таблицы 3.2

1	2	3
	Отложения формации содержат остатки морской фауны: моллюсков, фораминифер, радиолярий и рыб	фосфориты, для других — линзы окремнения. <b>Мощность</b> формации до первых сотен метров. <b>Вывод:</b> Шельф, континентальный склон
55.Лагунная терригенно-карбонатная. E <sub>1</sub>	Песчанистые известняки, известковистые песчаники, в одних участках доломитизированные, или переходящие в пористые косослоистые доломиты от светлых до черных окрасок, в других — окремненные с линзами и конкрециями	Формация приурочена к пологим впадинам, занятым эпиконтинентальным морским бассейном и представлена комплексом лагунных фаций аридного климата. Для формации характерно весьма своеобразное, редко наблюдаемое сочетание первичной хемогенной кремнистости и гипсоносности отложений. <b>Мощность</b> формации не превышает 20 м. <b>Вывод:</b> Шельф, литоральная зона
56. Континентальная угленосная полимиктовая. T-J	Конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, бурые угли, глины каолинит-гидрослюдистые.	Накопление происходило в прогибах типа грабен-синклиналей, возникших в начале платформенного периода. <b>Вывод:</b> Зона надвигообразования
57.Диабаз-пикритовая (bu). P <sub>2</sub> —T <sub>1</sub>	Пикриты, пикрит-диабазы, диабазы, кварцевые диабазы, апопикритовые серпентиниты	Небольшие и маломощные силлы, реже дайки, иногда группируются в линейные зоны. Для пород характерно резкое преобладание магния над кальцием и натрия над калием. Пикриты отличаются от среднего типа пикритов по Дэли, являясь более основными породами, но с близким содержанием щелочей и кальция. <b>Вывод:</b> Раскол плиты при пересечении ею критических широт
58.Базальт-трахибазальтовая (b). E	Базальты с эгирин-авгитом, оливинные долериты с титан-авгитом, андезитовые порфириты; кроме того в ней развиты мелилитовые базальты (незначительно), а в контактовой зоне — эруптивные брекчии. Широко распространены долериты — породы офитовой структуры, состоящие из цеолитизированного плагиоклаза (андезин-лабрадора) и криптозернистого хлорити-зирванного пироксена.	Отмечается приуроченность к пересечению разломов субширотного и субмеридионального простирания. Представлена формация в эффузивной и субвулканической фациях. Породы эффузивной фации – основные и щелочные продукты габброидной магмы. Эффузивный облик пород, наличие в них структур, характерных как для эффузивных, так и для интрузивных пород, интрузивный контакт со среднеюрскими отложениями являются основанием для отнесения слагаемых ими тел к субвулканическим интрузиям. Перекрываются они неогеновыми отложениями. <b>Вывод:</b> Раскол плиты при пересечении ею критических широт

индикаторами, т.е. те, которые могут образоваться в любой геодинамической обстановке. Например, формация кварцевых кератофилов, которая может формироваться только в начале заложения зоны субдукции, т.е. при преобразовании внутриплитного шельфа в активную окраину плиты; 3) выделяются формации, свидетельствующие о меридиональном направлении перемещения литосферной плиты под влиянием мантийной конвекции, например, диабаз-пикритовая; 4) выявлены формации, образовавшиеся в течение палеозойской эры. Это говорит о том, что в процессе формирования композиционной коры возникали одинаковые условия для их образования, например, нижняя терригенная имеет возраст раннекембрийский-среднеордовикский и раннедевонский-раннекаменноугольный; 5) выделены формации с ограниченным временным интервалом образования (континентальная угленосная, полимиктовая); 6) выделены формации, имеющие доказанный раннекембрийский возраст и не имеющие доказанного геологического возраста.

Если осадочные, вулканогенно-осадочные, магматические формации довольно хорошо отражают геодинамические условия формирования земной коры, то для метаморфических пород этот вопрос, как и вопрос об их возрасте, оказался сложным и спорным, но его необходимо решить. Проведем анализ геодинамических условий возникновения массивов, сложенных метаморфическими породами, воспользовавшись литературными источниками.

В работе [199] отмечено, что значительную часть докембрийских формаций Казахстана составляют осадочные породы – кластогенные и хемогенные, которые образуют самостоятельные геологические тела и встречаются в различных процентных соотношениях с вулканогенными породами. По данным пересчетов химических анализов метаморфитов, в их составе выделены два ряда первичных пород: вулканоплутонический основного и среднего состава в нижней части разреза и вулканогенно-терригенный в верхней. Используя основные положения тектоники плит, можно предположить, что нижняя часть разреза состоит из пород мантийной коры и метаморфизованных пелагических осадков.

В работе [200] показана возможность реставрации исходной природы осадков и условий их аккумуляции, а также установлена зависимость изменчивости пород по простиранию свит, пачек, прослоев от расположения области сноса. Такие изменения многими исследователями интерпретировались как результат метаморфизма, на самом деле это фациальная изменчивость пород. Комплекс метаморфических пород, относимых к докембрию, залегает в основании стратиграфических разрезов регионов, входящих в состав Северного и Центрального Тянь-Шаня, а также других районов Казахстана. Расчленение метаморфизованных пород и отнесение их к докембрию носит условный характер, у исследователей нет единого мнения. Как правило, при выделении и установлении возраста древнейших отложений применяется структурно-тектонический и сравнительно-петрографический методы. При установлении возраста комплексов пород, залегающих в основании стратиграфического разреза, является возраст перекрывающих их толщ, основанный на

достоверных палеонтологических данных. Но в пределах областей развития древнейших образований в Северном Тянь-Шане и юго-западных окраин Центрального Казахстана в породах, непосредственно перекрывающих эти образования, не установлены остатки органической жизни удовлетворительной сохранности. Лишь в Каратау собрана фауна трилобитов, свидетельствующая о принадлежности осадков к среднему – верхнему кембрию [201].

В процессе формирования композиционной коры древние литосферные пластины могут быть надвинуты на молодые или изменить свое нормальное залегание вследствие гравитационных перемещений. Поэтому определение возраста древних пород по перекрывающим или подстилающим фаунистически охарактеризованным толщам может привести к ошибкам, тем более что кровля практически всех изученных допалеозойских разрезов является поверхностью несогласия. Применение структурно-тектонического и сравнительно-петрографического методов также не может дать однозначного вывода о возрасте пород. При проведении геодинамического анализа метаморфических комплексов сначала последовательно определяются фациальные условия и формационная принадлежность изученных в разрезе пород и геодинамические условия, способствовавшие развитию тектоники района. Однако, решению этого вопроса должны быть посвящены специальные исследования. Поэтому в настоящей работе вопрос об определении времени формирования метаморфических пород рассмотрен только на примере отдельных массивов.

Проведем анализ баро-термических условий образования на территории Казахстана метаморфических формаций, выделяемых как докембрийские (различные исследователи одним и тем же массивам присваивают возраст от архея до протерозоя). Для анализа, приведенного в таблице 3.3, использованы данные о составе пород изучаемого стратиграфического подразделения, условиях их залегания и мощности отложений. Зная баро-термические условия образования метаморфических пород и состав исходного вещества, можно определить геодинамическую обстановку, в которой они сформировались.

Комплекс пород, составляющих разрез докембрийских образований в Еременьтау-Баянаульском районе, без заметных изменений продолжается на юго-восток в Аркалыкские, Муржикские и Чингизские горы. Эти породы, участвуя в строении Еременьтау-Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы, образуют те же самые толщи (снизу - вверх): амфиболитово-гнейсовую, порфиroidно-порфиритоидную, кварцитовую и известняково-эффузивную. Преимущественное развитие в Чингиз-Тарбагатайском районе имеют верхние кварцитовая и известняково-эффузивная толщи, занимающие обширные площади. Распространение нижних толщ ограничено. Небольшие участки выходов пород отмечаются лишь в северной части района. Мощность «докембрийских» образований при продвижении в юго-восточном направлении сокращается. Из таблицы 3.3 следует, что исходными породами для преобразования в метаморфические, являлись хемогенные карбонатные и кремнистые осадки, обломочные породы различного размера от пелитов до

Таблица 3.3 – Баро-термические и геодинамические условия формирования докембрийских(?) толщ территории Казахстана [202-204, 177]

Район распространения	Время образования [177]	Совстав пород в стратиграфическом подразделении. Условия залегания. Мощность, м	Исходные породы и баро-термические условия их преобразования (P, кб; t, °C)	Геодинамические условия образования и преобразования исходных пород
Еремень-тау-Баянаульский	PR <sub>2</sub>	Еременьтауская толща: Измененные диабазы и трахиандезиты, порфиритоиды, туфы, хлоритовые сланцы, яшмо-кварциты, переходящие в кварциты. Несогласное залегание по отношению к подстилающим и перекрывающим образованиям. <b>2500-3500 м</b>	Эффузивные породы основного-среднего состава, пелитовые и кварц-полевошпатовые породы. (P=3-10; t=300-500)	Медленная субдукция мантийной коры, перекрытой нелигифицированным слоем пелагических и терригенных осадков, сближаемых с поглощаемой плиты
		Кварцитовая толща: Кварциты, яшмо-кварциты (с остатками радиолярий (?)), сланцы с подчиненными прослоями песчаников конгломерато-брекчии. Несогласное залегание. <b>3000 –3500 м</b>	Обломочные породы, пески, илы, кремнистые осадки	
	PR <sub>1</sub> – PR <sub>2</sub>	Амфиболитовая (порфириодно-порфиритоидная) толща: Амфиболиты, актинолитовые, кварцево-актинолитовые сланцы, порфириды. Угловое несогласие. Перерыв. <b>Около 2500 м</b>	Мергели, породы основного состава, пелитовые и кварц-полевошпатовые породы, эффузивы среднего состава. (P=3-10; t=550-800)	Медленная субдукция мантийной коры, перекрытой слоем пелагических и терригенных осадков. Верхняя часть глубоководного желоба
	AR ?	Амфиболитово-гнейсовая толща: Кварциты, кварцево-хлоритовые сланцы, кварцево-слюдистые сланцы, слюдистые сланцы. <b>2000 м</b>	Кремнистые осадочные, пелитовые и кварц-полевошпатовые породы (t=550-800 °C, P= 4-13 кб)	
Кокчетавский (разрез 1) [177]	PR <sub>3</sub> -C1 ?	Граувакковая свита: Яшмо-кварциты с радиоляриями, филлитовидные и кварцево-андалузитовые сланцы, граувакки, порфириты, слюдистые кварциты. 1200 м	Кремнистые, пелитовые и кварц-полевошпатовые породы, грубозернистые пески с глиной, эффузивы среднего-основного состава (диабазы?), пески с примесью глин. (P=3-10; t=300-500)	Медленная субдукция мантийной коры, перекрытой нелигифицированным слоем пелагических и терригенных осадков, сближаемых с поглощаемой плиты



Продолжение таблицы 3.3

1	2	3	4	5
Кокчетавский (разрез 1) [177]	PR <sub>3</sub> ?	Кокчетавская свита: Кремнистые сланцы, кварц-хлоритовые сланцы, доломиты, известняки (водоросли, С), серицитовые, железистые, графитистые и брекчиевидные кварциты. Несогласие. <b>3500 м</b>	Глины, микрозернистый кварц, пелитовые и кварц-полевошпатовые породы, кремнистые осадочные (P=3-10; t=300-500)	Медленная субдукция мантийной коры, перекрытой нелитифицированным слоем пелагических и терригенных осадков, соскабливаемых с поглощающей плиты
Кокчетавский (разрез 2) [177]	PR <sub>2</sub> ? Є <sub>2</sub> – Є <sub>3</sub> ?	Ефимовская свита (на западе Кокчетавского массива): Мраморизованные известняки с органикой (губки Antikokonia?, концентрические образования – водоросли?), ороговикованные песчаники, глинисто-филлитовые сланцы, углисто-хлоритовые сланцы, кварциты, порфириоиды, амфиболиты, слюдяные сланцы. Неясное взаимоотношение). <b>1500-1700 м</b>	Известняки (риффы?), глинистые песчаники, пелитовые и кварц-полевошпатовые, кремнистые осадочные породы, липариты, дациты, кератофиры, мергели, основные породы, пелиты. (P=3-6; t=500-625)	Задуговой бассейн с мантийной корой, перекрытой слоем пелагических и терригенных осадков. Верхняя часть глубоководного желоба в задуговом бассейне
	PR <sub>1</sub>	Порфириодная свита: Щелочные гнейсы, амфиболиты, серицитовые сланцы, порфиритоиды, порфириоиды. Несогласие. <b>Около 2000 м</b>	Пелитовые, мергели, основные породы, пелиты, диабазы, порфириты, липариты, дациты. (P=4-13; t=550-800)	Мантийная кора, перекрытая слоем пелагических и терригенных осадков. Верхняя часть глубоководного желоба
	AR? PR <sub>2</sub> ?	Гнейсово-амфиболитовая: Гранатовые и биотитовые орто- и парагнейсы, амфиболиты, эклогиты, мраморы, сланцы (кордиеритовые, слюдяные, силлиманитовые, турмалиновые). <b>2000 – 2500 м</b>	Пелитовые и кварц-полевошпатовые породы, основные породы и мергели (P=4-13; t=550-800)	
Сарысу-Тенизский <sup>1</sup>	PR <sub>2</sub>	Сланцево-кварцитовая толща: Светло-серые сланцеватые кварциты, зеленовато-серые	Пелитовые и кварцево-полевошпатовые породы	Осадочный слой, соскабливаемый в зоне

<sup>1</sup> В пределах этого района выделяются архейские, нижне- и верхнепротерозойские образования, но они занимают весьма ограниченную площадь по р. Кирей, на территории водораздела р.р.Сарыкингир и Каракингир, по р.р.Кыпшак и Кудайименде [177].

Продолжение таблицы 3.3

1	2	3	4	5
		бластосаммитовые слюдяно-полевошпатовые и графит-кварцевые сланцы. Взаимоотношение не ясно! <b>1800-2200 м</b>	(P=3-10; t=300-500)	субдукции с поглощаемой мантийной коры. Соответствует начальной стадии субдукции
	PR <sub>1</sub>	Разноцветные сахаровидные, зернистые и плотные железистые кварциты, белые, серые и серо-зеленые кварц-серицитовые, графит-кварцевые, хлоритовые и хлорит-актинолитовые сланцы. Несогласие. <b>Около 1500 м</b>	Пелитовые и кварцево-полевошпатовые породы (P=3-10; t=300-500)	
	AR	Аналог аралбайской и бектурганской серий, слюдяно-полевошпатовые и амфиболовые сланцы и гнейсы, (гнейсы в подчиненном значении). <b>Около 1500 м.</b>	Пелитовые и кварцево-полевошпатовые породы (P=3-10; t=300-500)	Медленная субдукция мантийной коры, перекрытой нелитифицированным слоем пелагических и терригенных осадков, соскабливаемых с поглощаемой плиты
Улутауский <sup>2</sup>	PR <sub>2</sub>	Лакбайская свита. Порфириты и их туфы, кварцевые порфиры, песчаники, конгломераты. Несогласие. <b>3000 м</b>	Пески, галька, эффузивы среднего, основного состава (P=3-10; t=300-500)	Мантийная кора, перекрытая слоем пелагических и терригенных осадков. Верхняя часть глубоководного желоба
		Актасская свита. Микрокварцитовые сланцы, кварцевые порфиры и их туфы. Несогласие. <b>3500 м</b>	Пески с примесью глин (P=3-10; t=300-500)	
		Жаксыкаиндинская свита. Порфириты и их туфы. Несогласие. <b>2000 м</b>	Пески, эффузивы (P=3-10; t=300-500)	
	AR	Аралбайская серия. Мраморы с прослоями железистых кварцитов, хлорит-амфиболитовые(?) сланцы, микрозернистые слюдяно-кварц-плагиоклазовые сланцы, бласто-кластические сланцы, бластопорфировые сланцы. Несогласие. <b>3000-4000 м</b>	Известняки, песчаники, пелитовые и кварц-полевошпатовые породы (P=3-6; t=500-625)	Медленная субдукция мантийной коры, перекрытой нелитифицированным слоем пелагических и терригенных осадков, соскабливаемых с поглощаемой плиты

<sup>2</sup> Обобщенная схема вариант 1 по [202-204]

Продолжение таблицы 3.3

1	2	3	4	5
	AR	Бектурганская свита. Кварциты, биотит-плагиоклазовые и двуслюдяные кварц-пла-гиоклазовые сланцы, биотит-плагиоклазовые гнейсы, амфиболиты, породы серии замещаются порфиробластовыми плагиоклазовыми гнейсами, образующими толщи мощностью от нескольких десятков до нескольких сот метров. Среди них встречаются ортогнейсы и парагнейсы. Широкое распространение имеют микроклиновые мигматиты в зонах контакта с интрузиями. <b>3500-4000м</b>	Пески, пелитовые и кварцево-полевошпатовые породы, основные породы и мергели (от P=3-6; t=500-625, до P=4-13, t=550-800)	Медленная субдукция мантийной коры, перекрытой нелитифицированным слоем пелагических и терригенных осадков, соскрабливаемых с поглощающей плиты
Центральная и се-верная части Улутауского района	pC	Верхняя серия. Сланцево-кварцито-порфиритоидная. <b>Более 1500 м</b>	Пески, пелитовые и кварцево-полевошпатовые породы, эффузивы основного состава (P=3-10; t=300-500)	Мантийная кора, перекрытая слоем пелагических и терригенных осадков. Верхняя часть глубоководного желоба
		Средняя серия. Кварцито-сланцевая. <b>Более 500-1500 м</b>	Пески, пелитовые и кварцево-полевошпатовые породы (P=3-10; t=300-500)	
		Нижняя серия. Гнейсово-амфиболитовая. <b>1500-2500 м</b>	Пески, пелитовые и кварцево-полевошпатовые породы, основные породы (P=4-13, t=550-800)	
Чингиз-Тарбагатайский	PR <sub>2</sub>	Известняково-эффузивная толща. Измененные диабазы и трахиандезиты, порфиритоиды, туфы, хлоритовые сланцы, яшмо-кварциты, переходящие в кварциты. Несогласное залегание	Эффузивные породы среднего состава, пелитовые и кварц-полевошпатовые породы (P=3-10; t=300-500)	Мантийная кора, перекрытая слоем пелагических и терригенных осадков. Верхняя часть глубоководного желоба

Продолжение таблицы 3.3

1	2	3	4	5
Чингиз-Тарбагатайский	PR <sub>2</sub>	Кварцитовая толща. Кварциты, яшмо-кварциты (с остатками радиолярий (?)), сланцы с подчиненными прослоями песчани-ков, конгломерато-брекчии. Несогласное залегание. <b>3000 –3500 м.</b>	Пелитовые и кварц-полевошпатовые породы	Осадочный слой, соскабливаемый в зоне субдукции с поглощаемой мантийной коры. Соответствует начальной стадии субдукции
	PR <sub>1</sub> – PR <sub>2</sub>	Амфиболитовая (порфиرويدно-порфи-ритоидная) толща: амфиболиты, актино-литовые, кварцево-актинолитовые сланцы, порфиroidы. Несогласно. Перерыв. <b>Около 2500 м</b>	Мергели, породы основного состава, пелитовые и кварц-полевошпатовые породы, эффузивы основного состава (P=4-13; t=550-800)	Медленная субдукция мантийной коры, перекрытой нелитифицированным слоем пелагических и терригенных осадков, соскабливаемых с поглощаемой плиты
	AR ?	Амфиболитово-генйсовая толща. Кварциты, кварцево-хлоритовые сланцы, кварцево-сланцевые сланцы, слюдяные сланцы	Кремнистые, осадочные, пелитовые и кварц-полевошпатовые породы (P=4-13; t=550-800)	

гальки, туфогенный материал. Это свидетельствует о том, что осадочные отложения аккумуляровались в океаническом и задуговом бассейнах. Породы верхней части мантийной коры представлены вулканическими образованиями основного состава – диабазами. Возраст метаморфических пород, слагающих породные массивы бортовых частей Торгайского прогиба, также является дискуссионным. В таблице 3.4 приведены баро-термические условия формирования докембрийских (?) свит западной части Торгайского прогиба.

В качестве примера можно рассмотреть Мариновский гранитоидный массив западного борта Торгайского прогиба. На основании геологического строения Смирнов Г.А. и Смирнова Т.А. [205], Мазина Е.А., Ксенофонов О.К. [206] и др. относили Мариновский массив по времени формирования к силуро-девонскому этапу магматизма. Калий-аргоновым методом подтвержден абсолютный возраст, 335-386 млн. лет (по геохронологической шкале 1960 г. этот период относится к S-D, а по шкале 2004 г. – к D<sub>2</sub>-C<sub>2</sub>). Г.А. Глушкова, допуская метаморфическое происхождение мариновской свиты, считает, что «мариновский комплекс гранитоидов следует рассматривать как докембрийский и верхнепротерозойский, а определения, полученные калий-аргоновым методом свидетельствуют не об истинном времени образования исходных пород, а дают заниженные цифры, отражающие последующие этапы тектоно-магматического развития региона» [207].

По всем признакам Мариновский массив образовался из осадков осадочной призмы, сформированной на шельфе за счет палингенеза, проявившегося при закрытии окраинного моря под надвинутой островной дугой [48]. В данном примере возраст Мариновского массива поднимается с PR до D<sub>2</sub>, т.е. палингенные гранитоиды Мариновского массива свидетельствуют о том, что в D-C произошло закрытие окраинного моря. Таким образом, распознав геодинамическую обстановку, можно определить время формирования массива. Исходным веществом для образования городищенской и алексеевской свит являлись осадочный слой и верхняя часть мантийной коры. Условия преобразования исходных пород в данном случае – проявление медленной субдукции. А возраст метаморфических массивов, скорее всего, является силурийским. Необходимо отметить, что современное положение фрагментов структурных элементов земной коры обусловлено смещением пластин и блоков при формировании композиционной коры.

В сводной работе по Казахстану [208] к древним метаморфическим комплексам отнесены нерасчлененные верхнепротерозойские образования, условно выделяемые в Рудном Алтае и Предчингизье. Условность выделения объясняется слабой изученностью метаморфических образований в регионе. Наиболее крупные выходы метаморфических пород на Алтае известны на Курчумском (Кальджирском) выступе и в Иртышской зоне смятия. Небольшие участки они слагают в Кирейском выступе Чарской зоны и Теректинском блоке Горного Алтая, в Западно-Жарминской зоне. Геодинамический анализ условий формирования метаморфических пород региона представлен в таблице 3.5. Последовательность развития событий,

Таблица 3.4 – Баро-термические и геодинамические условия формирования докембрийских (?) толщ бортовых частей Торгайского прогиба [209]

Свита, возраст	Состав, мощность, м	Геодинамический анализ, время формирования композиционной коры
Алексеевская, Pt <sub>3</sub> <i>al</i>	Кварц-серицитовые, филлиты, кремнисто-углистые, углисто-хлоритовые с прослоями кварцитовидных песчаников, залегающих стратиграфически выше образований городищенской свиты. Порода плоччаты и смяты в складки, опрокинутые на запад. Мощность 1200-1500 м	Свита сложена метапелитами и метасилицитами фации В-4, образованными при P=3-10 кб, и t=300-500 °С. Исходными породами явились песчано-глинистые отложения, соскобленные с поглощаемой плиты и пре-терпевшие метаморфизм у зоны субдукции, т.е. аккре-ционная призма. Время формирования – силур-девон
Городищенская, Pt <sub>3</sub> <i>gr</i>	Глубокоизмененные эффузивные породы, превращенные в зеленые кристаллические сланцы, порфири-тоиды и амфиболиты. Мощность до 800 м.	Свита сложена метабазитами фаций В-2 и В-3. Породы фации В-2 образовались при P=3-6 кб и t=500-625 °С, а фация В-3 – при P= 4 –13 кб и t=550-800 °С. Исходными породами являлись вулканогенные отложения основного состава. Отложения свиты являются продуктом перера-ботки верхней части ман-тийной коры, затягиваемой в желоб при медленной суб-дукции. Время формирования – силур-девон
Мариновская , Pt <sub>3</sub> <i>mr</i>	Инъекцированные полевошпатовые гнейсы, биотитовые парагнейсы и сланцы, амфиболиты и кварциты. Амфиболиты встречаются спорадически и выклиниваются по простиранию. Мощность около 450 м.	Свита сложена метапелитами и метабазитами фации В-4. Породы этой фации образовались при P=3-10 кб, и t=300-500 °С. Исходными породами являлись песчано-глинистые отложения и вулканы основного состава. Время формирования – силур-девон.

обусловивших формирование метаморфических пород района, предложена в статьях [192; 193; 210]. Итак, нам удалось выяснить, что проявлению регионального метаморфизма на территории Казахстана способствуют определенные геодинамические условия:

1) Медленная субдукция мантийной коры, перекрытой нелитифицированными осадками океанического бассейна;

2) Метасоматическая переработка осадочно-вулканогенных толщ перегретыми и минерализованными водами, поднимающимися из зон поддвига плит в зонах субдукции. При  $t=550-800$  °С и  $P=4-13$  кб из пелитов образуются гнейсы. Метасоматическая переработка осадочно-вулканогенных толщ перегретыми и минерализованными водами в тылу островных дуг, причленяющихся к окраине плиты, приводит к формированию палингенных гранитов. Близость составов метасоматических и палингенных гранитов объясняется их эвтектическим составом, не зависящим от путей дифференциации исходных расплавов. При этом под зонами поддвига плит возникают потоки перегретых и сильно минерализованных флюидов. Этот механизм приводится в действие процессом дегидратации океанической коры. Дегидратация осуществляется в зонах поддвига литосферных плит под островные дуги и активные окраины континентов андийского типа [30];

3) Наличие граувакк, магматических пород основного состава и их туфов, по химизму близких к базальтоидам, т.е. породам верхней части мантийной коры, которые служат для образования амфиболитов;

4) Поглощение в зону субдукции мантийной коры с перекрывающими ее осадками и последующая переработка поглощаемой коры приводит к образованию метаморфических пород, а влияние результирующей на мантийном и коровом уровнях на сдвигание литосферных пластин – к эксгумации метаморфизованных пород с поверхности погружающейся плиты;

5) «Скучивание» (разламывание и сдвигание) мантийной коры и литифицированных осадков при закрытии задуговых бассейнов (образование офиолитов).

Иначе говоря, толщи метаморфических пород, выделяемые как докембрийские, являются продуктами переработки нелитифицированных осадков и мантийной коры в зоне субдукции. Кроме того, субдукция, как показывают современные наблюдения, проявляется со сдвигом. Аналогичная обстановка, очевидно, была и в палеозое – об этом свидетельствуют многочисленные несогласия, выделяемые в изучаемых толщах.

### **3.4 Геодинамическая модель формирования композиционной коры территории Казахстана**

Для построения геодинамической модели эволюции композиционной коры, слагающей территорию Казахстана, использованы материалы Н.А. Афоничева и Л.И. Боровикова [197, 198] и уточненная во второй главе

Таблица 3.5 – Анализ геодинамических формирования метаморфических толщ Восточно-Казахстанского региона

Изучаемый район	Состав, мощность, возраст метаморфизованных толщ	Геодинамический анализ
1	2	3
Чарский	Гранатовые, глаукофановые, хлорит-глаукофановые; гранат-эпидот-гла-укофановые, слюдисто-кварцевые сланцы, амфиболиты, горизонты и линзы кварцитов, эклогиты, родингиты. Мощность толщи около 1000 м. Для амфиболитов (калий-аргоновый метод) радиологический возраст 314-475 млн лет, а для эклогитов и грант-амфиболовых пород – 477 и 545 млн лет [212].	Исходными породами являлись метабазиты, метапелиты, метакарбонаты и метасилициты. Вследствие тектонических движений они могут преобразоваться. Первоначально эти условия создаются в глубоководных желобах при образовании Аккреционной призмы у энсиматической островной дуги на активной окраине континентов. В зоне субдукции происходят частично сдирание и смятие в складки осадков, испытывающих метаморфизм слабой степени. Причем повышение температуры обусловлено трением.
Иртышская зона смятия	Кристаллические сланцы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (биотит-плагиоклазовые, диопсид-роговообманковые, пироксен-полево-шпатовые, амфибол-биотит-полевошпато-кварцевые, андалузит-кордиеритовые и др.). Они слагают центральную часть зоны смятия, а по периферии зоны располагаются метаморфические породы фации зеленых сланцев: кварц-альбит-хлоритовые, мусковитовые, кварц-альбит-серицитовые и др. сланцы	Изучению этого процесса посвящена работа [106.], где проведено численное моделирование образования и эксгумации эклогитов в зоне субдукции. Выяснено, что на самой ранней стадии субдукции на глубине менее 20 км возникает вязкопластичное течение метаосадочных пород в пределах Аккреционной призмы. По мере прогрессирующей гидратации и серпентинизации мантийного клина ( <i>зона расплавления пород океанической литосферы, опускающейся в зону субдукции</i> ) на глубине 30-70 км зарождаются области циркуляции вещества. Позже, в зоне столкновения островной дуги с континентом на стадии закрытия окраинного моря, преобразованные в зоне субдукции породы, обдуцируют. Метаморфизованные толщи надвигаются в виде пластин на окраину континента. Эти пластины, принимаемые за древнюю океаническую кору, либо за экзотические блоки, выводятся на поверхность [37; 68].
Курчум - Кальджирский выступ	Кристаллические сланцы и гнейсы, среди которых преобладают биотит-плагиоклазовые, иногда с гранатами, биотит-кордиерит полевошпатовые, биотит-роговообманковые, полевошпатовые, амфибол-пироксен-полево-шпатовые и др., содержащие редкие прослой и линзы мраморов, амфиболитов. Мощность метаморфической толщи более 6000 м. Радиологическим уран-ториево-свинцово-изохронный методом устан-влён возраст пород 870-1000 млн лет. Условия метаморфизма пород P= 4-13 кб, и t=550-800 <sup>0</sup> С, они соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма	



классификация геологических формаций А.А. Ковалева [42]. Анализ геодинамических условий (таблица 3.2) показывает, что формации, распространенные на территории Казахстана, образовались в различных геодинамических обстановках. Учитывая то, что время образования композиционной коры и возникновения пород, слагающих формации, не всегда совпадает, в таблице 3.6 приведен его пересчет, впервые предложенный в работах [152; 211].

Для анализа геодинамической модели формирования композиционной коры материалы таблиц 3.2 и 3.6 подверглись компьютерной обработке с помощью программы MapInfo [211, 213, 214]. Компьютерная обработка облегчила сортировку информации, необходимой для восстановления последовательности образования композиционной коры и событий, сопутствующих ее возникновению. Из таблицы 3.6 следует, что формирование композиционной коры происходило непрерывно.

По нашему мнению, в начале кембрия от северной окраины крупной докембрийской мантийно-композиционной плиты, располагавшейся в низких широтах южного полушария, под влиянием спрединга отделилась часть плиты с Сибирским и Балтийским континентальными выступами. А другая ось спрединга, по данным работы [95], отделила Сибирский выступ от Канадского. О том, что докембрийская мантийно-композиционная плита в раннем кембрии располагалась в низких широтах южного полушария свидетельствует наличие следующих формаций: известняково-доломитовой, перидотит-пироксенитовой, щелочно-ультраосновной и щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов. Первая из перечисленных формаций соответствует формированию внутриплитного шельфа, а последующие – о перемещении отделившейся плиты через критические широты.

Мантийно-композиционная плита, назовем ее Балтийско-Сибирская, в кембрии имела две деструктивные границы, расположенные на юге и на востоке. Границы плиты представляли собой грабеновую зону СХ, в которой были созданы условия для возникновения нижней терригенной ( $C_1-O_2$ ) и кремнисто-сланцевой ( $C_{2+3}$ ) формаций, характерных для зон спрединга (см. табл.3.2). В период от силура до конца палеозоя вновь сформированная плита под влиянием мантийной конвекции перемещалась от СХ субмеридиональной ориентировки и СХ субширотной ориентировки на северо-запад (результатирующее направление конвектирующей мантии). Удаляясь от субширотного СХ, плита пересекла критическую широту южного полушария, что привело к ее расколу и образованию характерных формаций: щелочно-ультраосновной ( $C_3 au$ ) и щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов ( $C asn$ ). Бывшая окраина плиты постепенно превратилась во внутриплитную шельфовую зону с морфологическими остатками грабеновой структуры СХ, принимаемой многими исследователями за континентальный склон. В перми – триасе после образования новой дивергентной границы в Атлантическом океане плита сдвигалась на север. Из-за преодоления критических широт в северном полушарии плита вновь подверглась расколам. Это привело к формированию глубоких разломов и эффузивов основного

Таблица 3.6 – Время формирования композиционной коры Казахстана

Формация	Структурный элемент земной коры. Место расположения и возраст формации на карте. Характерные стратиграфические подразделения	Возраст формации [198, 197]	Время образования формаций [198, 197]	Время формирования композиционной коры
1	2	3	4	5
1. Нижняя терригенная (граувакковая, аспидная, терригенно-известняковая)	<p><b>Остаточные структуры рифта СХ.</b>  Горы Джебаглы, хр. Большой и Малый Каратау, свиты: ранская (Є<sub>1</sub>), косшокинская (Є<sub>1</sub>), карагурская (Є<sub>1</sub>), аксумбинская (Є<sub>1</sub>), болшекаройская (Є<sub>1</sub>), коксуйская (Є<sub>1</sub>), малокаройская (Є<sub>1</sub>); в Улутау — все свиты, начиная с улутауской (Є<sub>1</sub>), подстилающие байконурскую (Є<sub>2</sub>?), Чу-Балхашский водораздел — джамбульская (Є<sub>3</sub>–O<sub>1</sub>?) и сопоставляемые с нею отложения; Бошекульский, Баянаульский и Чингиз-Тарбагатайский районы — телескольская (Є<sub>1</sub><sup>1</sup>) и ее аналоги, сарышокинская (O<sub>1</sub>), найманская (O<sub>1</sub>), сарыбидаикская (O<sub>2</sub>) и еркебидаикская (O<sub>2</sub>).</p> <p><b>Склон островной дуги, верхняя часть глубоководного желоба:</b> в Калбе — такырская (D<sub>3</sub>—C<sub>1</sub>), Южный Алтай — белоубинская (D<sub>2gv</sub>–D<sub>3</sub>). Широкое развитие на территории Калбы и Южного Алтая получила терригенно-известняковая субформация, представленная в Калбе пугачевской, орловской (D<sub>1e</sub>) и кыставкурчумской (D<sub>2-gv</sub>) свитами, в Южном Алтае – култабарской (D<sub>1-2</sub>), хайдинской, успенской, холзунской (D<sub>1e</sub>) и хамирской (D<sub>2gv</sub>–D<sub>3</sub>) свитами. O<sub>2</sub><sup>1</sup>?, копинская (Є<sub>2-3</sub>), кудаймендинская (Є<sub>3</sub>), каратасская (Є<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>) ерементausкая осадочно-эффузивная серия (Є<sub>1</sub>) и др.</p>	<p>Є<sub>1</sub>  Є<sub>3</sub>  O<sub>1</sub>  O<sub>2</sub></p> <p>D<sub>3</sub>—C<sub>1</sub>  D<sub>1e</sub>  D<sub>2gv</sub>–D<sub>3</sub></p>	<p>Є<sub>1</sub>  Є<sub>3</sub>  O<sub>1</sub>  O<sub>2</sub></p> <p>D<sub>3</sub>—C<sub>1</sub>  D<sub>1e</sub>  D<sub>2gv</sub>–D<sub>3</sub></p>	<p>S<sub>2</sub>  C<sub>1</sub>  C<sub>1</sub>  C<sub>2</sub></p> <p>D<sub>3</sub>—C<sub>1</sub>  D<sub>1</sub>  D<sub>2</sub>–D<sub>3</sub></p>
2. Кремнисто-спилит-диабазовая и известняково-кремнисто-диабазовая субформация	<p><b>Мантйная кора.</b> На территории Северо-Восточного Казахстана, Чу-Балхашского водораздела, в районе рек Сарысу и Атасу, Чингизского хребта, в Зайсанской и Джунгаро-Балхашской складчатых системах. Свиты: акжальская (O<sub>1</sub><sup>2</sup>-O<sub>2</sub><sup>1</sup>), ащисуйская и сарытумская (O<sub>1</sub><sup>2</sup>-O<sub>2</sub><sup>1</sup>)?, копинская (Є<sub>2-3</sub>), кудаймендинская (Є<sub>3</sub>), каратасская (Є<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>), ерементausкая осадочно-эффузивная серия (Є<sub>1</sub>), и др.</p> <p><b>Зона ПСХ в задуговом бассейне.</b> Аркалыкская (C<sub>1v2-3</sub>), Алтай (C<sub>1</sub><sup>2</sup>)</p>	<p>Є<sub>1</sub>- Є<sub>3</sub>  O<sub>1</sub> - O<sub>2</sub>  C<sub>1v2-3</sub></p>	<p>Є<sub>1</sub>- Є<sub>3</sub>  O<sub>1</sub> - O<sub>2</sub>  C<sub>1v2-3</sub></p>	<p>S<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>  C<sub>1</sub>  C<sub>1</sub></p>

Продолжение таблицы 3.6

1	2	3	4	5
3. Спилит-кератофировая	<b>Мантийная кора.</b> Бошекульский, Селетинский, Майкаинский, Баянаульский прогибы на территории хр. Чингиз, Зап. Тарбагатай (Є <sub>1-2</sub> ) – бошекульская серия (свиты: джангабульская, ащикольская и агырекская)	Є <sub>1-2</sub>	Є <sub>1-2</sub>	S <sub>2</sub>
4. Кварцевых кератофиров	<b>Энсиалическая дуга (бывший внутриплитный шельф).</b> Зайсанская складчатая система в Рудно-Алтайской и Южно-Алтайской структурно-формационных зонах. Свиты: березовская (D <sub>2e1</sub> ), таловская (D <sub>2e2</sub> ), лениногорская (D <sub>2e</sub> ), ревнюшинская (D <sub>2e</sub> ), ильинская (D <sub>2e1</sub> ), крюковская (D <sub>2e</sub> ), верхнекултобарская (D <sub>2e1</sub> ), сокольская (D <sub>2e</sub> ), маслянская (D <sub>2e2</sub> ), успенская (D <sub>2e2</sub> ), хайдунская (D <sub>2e2</sub> ), большереченская (D <sub>2e2</sub> ), шипуновская и давыдовская (D <sub>2gv2</sub> ), каменевская и снегиревская (D <sub>3fr</sub> ), шипулинская (D <sub>2e</sub> )	D <sub>2e</sub> D <sub>3fr</sub>	D <sub>2e</sub> D <sub>3fr</sub>	D <sub>2</sub> D <sub>3</sub>
5. Кремнисто-сланцевая	<b>Остаточные структуры рифта СХ, выведенные на поверхность при разламывании и сдвигении пластин мантийной коры.</b> Джебаглы, Каратау и Улутау, где она представлена курумсакской (Є <sub>2</sub> <sup>2</sup> ), кулантауской (Є <sub>2+3</sub> ), кокतालской (Є <sub>2+3</sub> ) и тесно связанной с ними байконурской (Є <sub>2</sub> )? Свитами	Є <sub>2-3</sub>	Є <sub>2-3</sub>	D <sub>2-3</sub>
6. Терригенная базальт-андезитовая	<b>Островодужный бассейн.</b> В Северном Прибалхашье в Кентарлауском антиклинории в районе реки Сарысу и меньше на Сарысу-Тенизском водоразделе – Є <sub>3</sub> -O <sub>1</sub> , в районе реки Сарысу – O <sub>3</sub> , (Белкараганская и караобинская свиты), в Северном Прибалхашье (жаманшурукская свита) – O <sub>3</sub>	Є <sub>3</sub> - O <sub>1</sub>	Є <sub>3</sub> - O <sub>1</sub>	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>
7. Габбро-диабазовая	<b>Мантийная кора.</b> В Улутау – коскуль-карсакпайский (O <sub>1</sub> ) комплекс. <b>Зона ПСХ в задуговом бассейне.</b> Маркакульский (D <sub>3</sub> ) в Южном Алтае, прииртышский (D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> ) в Иртышской зоне смятия (условно)	O <sub>1</sub> D <sub>3</sub> D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	O <sub>1</sub> Є <sub>2</sub> Є <sub>2</sub>	C <sub>1</sub> D <sub>3</sub> D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>
8. Габбро-перидотитовая	<b>Скученная мантийная кора.</b> Заилийский (Є <sub>3</sub> ), кетменский (Є <sub>3</sub> -O); чувалхашский (O), кызылжарский (O), талас-узекский (O), итмурундинский (O), шоинтасский (O); тарбагатайский (O <sub>3</sub> ), кулан-утпесский (Pz <sub>1</sub> ), тектурмасский (Pz <sub>1</sub> ?), муржик-аркалыкский (Є), шидерты-экибастузский (Є <sub>1</sub> ), алкамергенский (Є <sub>1</sub> ) комплексы. <b>Зона ПСХ в задуговом бассейне.</b> Комплексы: чулькызыл-тюлькуламский (S <sub>1</sub> ?), чарский (D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> ), горностаевский (D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> )	Є <sub>1</sub> Є <sub>3</sub> Є <sub>3</sub> -O O <sub>3</sub> O S D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	Є <sub>1</sub> Є <sub>3</sub> Є <sub>3</sub> -O O <sub>3</sub> O Є <sub>1-2</sub> Є <sub>2</sub>	S <sub>2</sub> C <sub>1</sub> C <sub>1</sub> P <sub>1</sub> C-P S D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>

Продолжение таблицы 3.6

1	2	3	4	5
9. Перидотит-пироксенитовая	<b>Скученная мантийная кора.</b> Комплексы: улутауский (O <sub>2</sub> ), щучинский (Є <sub>2-3</sub> ), олентинский (Є <sub>1</sub> ) и бессазский (O?)	Є <sub>1</sub> Є <sub>2-3</sub> O <sub>2</sub>	Є <sub>1</sub> Є <sub>2-3</sub> O <sub>2</sub>	S <sub>2</sub> D <sub>2-3</sub> C <sub>2</sub>
10. Дунит-пироксенит-габбровая	<b>Мантийная кора.</b> Шалгиинский (Є <sub>3</sub> ), саранский (Є <sub>3</sub> ), тесиктасский (Є <sub>3</sub> -O <sub>1</sub> ), коржункольский (Є) комплексы в Северо-Восточном Прибалхашье условно отнесен Акшокинский массив (S <sub>1</sub> )	Є <sub>3</sub> -O <sub>1</sub> Є <sub>3</sub> S <sub>1</sub>	Є <sub>3</sub> -O <sub>1</sub> Є <sub>3</sub> S <sub>1</sub>	C <sub>1</sub> C <sub>1</sub> P <sub>1</sub>
11. Габбро-плагиогранитовая	<b>Начальная стадия совпадения конвективных ячеек мантии и астеносферы.</b> Интрузивные комплексы: сарытауский (O <sub>2-3</sub> ), степнякский (O <sub>2-3</sub> ), котнакский (O <sub>1-2</sub> ), подгорненский (O <sub>3</sub> ), кульбайский (Є <sub>2</sub> ). <b>Зона ПСХ в задуговом бассейне.</b> К Джунгаро-Балхашской системе отнесена часть балхашского комплекса (C <sub>1</sub> ); в Зайсанской системе формация представлена курсайчатский и межжевско-амелихинский (D <sub>2</sub> ) комплексами (последний без габбро, приурочен к кварцевым кератофирам, установленным только для Рудного Алтая)	O <sub>2-3</sub> O <sub>1-2</sub> Є <sub>2</sub> C <sub>1</sub> D <sub>2</sub>	O <sub>2-3</sub> O <sub>1-2</sub> Є <sub>2</sub> O <sub>1</sub> Є <sub>3</sub>	C <sub>2</sub> C <sub>1</sub> D <sub>1</sub> C <sub>1</sub> D <sub>2</sub>
12. Известняково-доломитовая	<b>Внутриплитный шельф.</b> Хр. Малый Каратау — джиланская свита (Є <sub>2</sub> -O <sub>2</sub> )	Є <sub>2</sub> - O <sub>2</sub>	Є <sub>2</sub> - O <sub>2</sub>	D <sub>2</sub> - C <sub>2</sub>
13. Флишевая	<b>Склон островной дуги, глубоководный желоб.</b> Южно-Алтайская структурно-формационная зона (C <sub>1t</sub> ) (маймырская свита), Джунгарский Алатау (D <sub>1</sub> )	D C	D C	D C
14. Флишоидная (верхняя терригенная)	<b>Остаточные структуры рифта СХ на внутриплитном шельфе.</b> Распространена в Каратау, Улутау, Приишимье, на Кокчетавской глыбе, в Восточно-Кокчетавском, Еременьтау-Ниязском, Бошекульском, Баянаульском районах, в хр. Чингиз и Тарбагатай, на Чу-Балхашском водоразделе, на Чуйской глыбе, в Бурунтаском антиклинории, в Северо-Западном Прибалхашье, Джунгарском Алатау. В Заилийском Алатау представлена коскульской (O <sub>1</sub> ), суиндыкской (O <sub>2</sub> ), карасуирской (O <sub>1</sub> ), дулыгалинской (O <sub>2-3</sub> ), копырсуйской (O <sub>1-2</sub> ), андрюшенской (O <sub>2-3</sub> ), майданской (Є <sub>2</sub> <sup>1</sup> ), сасыксорской (Є <sub>2</sub> <sup>2</sup> ), бурлюбайтальской (Є <sub>3</sub> -O <sub>1</sub> ), ермекской (S), исеньской (S) свитами, свитой Беке (O <sub>2</sub> ), андеркенским (O <sub>2-3</sub> ), копалинским (O <sub>2</sub> ), караканским (O <sub>2</sub> ),	Є <sub>1</sub> Є <sub>2</sub> Є <sub>3</sub> -O <sub>1</sub> O <sub>1</sub>	Є <sub>1</sub> Є <sub>2</sub> Є <sub>3</sub> -O <sub>1</sub> O <sub>1</sub>	S <sub>2</sub> C <sub>1</sub> C <sub>1</sub> C <sub>2</sub>

Продолжение таблицы 3.6

1	2	3	4	5
	<p>караэспинским (<math>S_2</math>) и айнасуйским (<math>S_2</math>) горизонтами. В Северо-Западном Прибалхашье к этой свите относится сланцевая толща (<math>C_1</math>) совместно с подстилающей ее фаунистически охарактеризованной аксуранской свитой (<math>C_{2-3}</math>).</p> <p><b>Склон островной дуги, глубоководный желоб.</b> В Зайсанской геосинклинальной системе в Восточно-Калбинской, Рудно-Алтайской, Жарма-Саурской зонах, где в ее состав входят байсумская (<math>C_1v_3-n</math>), балгынская (<math>C_1v_1</math>), коконьская (<math>C_{1t-v}</math>), кояндинская (<math>C_{1t}</math>) и другие свиты</p>	<p><math>O_2</math> <math>O_{1-2}</math> <math>O_{2-3}</math> <math>S_2</math>  <math>C_1</math></p>	<p><math>O_2</math> <math>O_{1-2}</math> <math>O_{2-3}</math> <math>S_2</math>  <math>C_1</math></p>	<p><math>C_{1-2}</math> <math>C_2</math> <math>S_2</math> <math>S_2</math>  <math>C_1</math></p>
<p>15. Нижняя морская молассовая</p>	<p><b>Формирование островных дуг и заполнение морских бассейнов продуктами разрушения (задуговые и междуговые бассейны).</b> Баянаул-Чингиз-Тарбагатай (альпеисская свита (<math>S_{1al}</math>); Прибалхашье (<math>D_{2-3}</math>); Джунгарский Алатау (<math>C_1v-C_2b</math>); Бороталинская подзона (<math>D_{2gv}-C_{1t}</math>, <math>C_{1t-v_1}</math>). Зайсанская складчатая система (<math>C_{1-2}</math>) - кокпектинская, чакельмесская, турангикульская, таубакская свиты, буконьская свита</p>	<p><math>S_1</math> <math>D_2-C_1</math> <math>C_{1-2}</math></p>	<p><math>S_1</math> <math>D_2-C_1</math> <math>C_{1-2}</math></p>	<p><math>S_1</math> <math>D_2-C_1</math> <math>C_{1-2}</math></p>
<p>16. Отдаленная кремнистая</p>	<p><b>Задуговые и междуговые бассейны.</b> Внутренняя часть Северо-Джунгарского прогиба, на северо-востоке Джунгарского Алатау (тастауская свита <math>-D_3-C_{1t}</math>), восточная часть Северного Прибалхашья</p>	<p><math>D_3 - C_1</math></p>	<p><math>D_3 - C_1</math></p>	<p><math>D_3 - C_1</math></p>
<p>17. Известняково-терригенная</p>	<p><b>Задуговые и междуговые бассейны.</b> Джунгаро-Балхашская и Зайсанская складчатые системы. (<math>D_3-C_1</math>). Известняково-кремнисто-песчаниковая субформация: в Жарма-Саурской (Восточно-Жарминская подзона) и Западно-Калбинской (Баладжальская подзона) зонах. В Рудно-Алтайской зоне (Лениногорско-Зыряновская подзона) – джалтырская (<math>C_1v</math>), тарханская (<math>C_{1t_1}</math>), ульбинская (<math>C_{1v_1}</math>), бухтарминская (<math>C_{1v_2}</math>) свиты, в Южно-Алтайской зоне (Белоубинско-Маймырская подзона) верхняя часть балгынской свиты (<math>C_{1v_1}</math>), Байбердинская подзона (<math>C_{1t_2}</math>). Северный Тянь-Шань (Кетменский хребет и Терскей-Алатау – (<math>C_1</math>)). В Джунгарском Алатау – <math>S_2ld-D_3 ef</math></p>	<p><math>C_1</math>          <math>S_2-D_3</math></p>	<p><math>C_1</math>          <math>S_2-D_3</math></p>	<p><math>C_1</math>          <math>S_2-D_3</math></p>
<p>18. Андезитовая терригенная (островная)</p>	<p><b>Энсиматические островные дуги. Межостровной бассейн.</b> Джунгаро-Балхашская складчатая система (<math>D_3 fm, C_{1t-v_1}</math>) – в бортовых частях Тюлькун-масского и Кентерлаусского антиклинориев. Прогибы Шидерты-Баянаульской, Чингизской, Западно-Тарбагатайской, Новалы-Кызыл-Эспинской</p>			

Продолжение таблицы 3.6

1	2	3	4	5
субформации: андезит-плагио- липа-ритовая; базальт-андези- товая; туфо- генно-терри- генная	структурно-формационных зон Центрального Казахстана. В пределах Баянаул-Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы к этой формации отнесены: торткудукская ( $\epsilon_3-O_1$ ), жумаковская ( $S_{1n}$ ) и доненжальская ( $S_{1-2}$ ) свиты	$D_3 - C_1$ $D_{2-3}$ $\epsilon_3 - O_1$ $S_{1-2}$ $S_1$	$\epsilon_1$ $\epsilon_2$ $\epsilon_3 - O_1$ $S_{1-2}$ $S_1$	$D_3 - C_1$ $D_{2-3}$ $C_1$ $D_1$ $D_1$
19. Липарит- дацит-андези- товая молассо- вая	<b>Межгорная или предгорная впадина при закрытии задуговых или междуговых бассейнов.</b> Айнасувский, Нуринский, Сарысувский, Успенский, Джайльминский синклинии и Жаман-Сарысувский антиклинорий – ( $D_{2-3}$ ), Акжал-Аксоранский синклиний ( $D_3$ )	$D_3$	$D_3$	$D_3$
20. Известня- ково-кремни- сто-базальтовая	<b>Островные дуги и междуговой бассейн. Зрелая стадия развития с ПСХ.</b> Северо-запад Джунгаро-Балхашской складчатой системы, Джайльминский и Успенский синклинии, Жаман-Сарысувский антиклинорий (Кайрактинская и Чийозекская мульды), в Причингизье ( $D_3fm - C_1t$ ), Чарский район ( $D_3fm - C_1n$ ) – аркалыкская свита	$D_3 - C_1$ $C_1$	$D_3 - C_1$ $C_1$	$D_3 - C_1$ $C_1$
21. Андезит- базальтовая терригенная	<b>Островодужный бассейн. Зрелая стадия развития.</b> Горный Алтай ( $D_{2ef}$ ), Причингизье ( $D_2, P_2$ ), Джунгаро-Балхашская складчатая система ( $D_{2gv-fr}$ ), Жаман-Сарысувский антиклинорий ( $S_{1-2}$ ). Разломы: Коктас-Жартасский и северная ветвь Центрально-Казахстанского ( $D_{2-3}$ )	$S_{1-2}$	$S_{1-2}$	$D$
22. Габбро- диорит-грано- диоритовая	<b>Столкновение островной дуги с окраиной континента или с другой островной дугой.</b> Северный Казахстан (крык-кудукский комплекс) – ( $O_3$ ); Сарысу-Тенизский водораздел (габбро-гранодиоритовый комплекс) – ( $O_3$ ); Чингиз-Тарбагатайская складчатая система ( $O_1? S, Pz_3$ ); Джунгаро-Балхашская система (балхашский комплекс и гранодиоритовые интрузии в Акжал-Аксоранской зоне) – $C_1$ ; в Зайсанской складчатой системе – намюрский (змеиногорский габбро-норит-гранодиоритовый комплекс) – $C_{1n}$ ;	$O_3$ $O_1$ $O_3$ $C_1$	$O_3$ $O_1$ $O_3$ $C_1$	$C_3$ $C_1$ $C_3$ $C_1$

Продолжение таблицы 3.6

1	2	3	4	5
	в Рудно-Алтайской зоне – саурский (диорит–гранодиоритовый комплекс); в Жарма-Саурской зоне (саурский диорит-гранодиоритовый комплекс) C <sub>1n</sub> )	C <sub>1</sub>	C <sub>1</sub>	C <sub>1</sub>
23. Гранодиорит-гранитовая	<b>Закрытие задугового бассейна.</b> Кокчетавская глыба (Зерендинский гранодиорит-гранитовый комплекс– O <sub>3</sub> ), гранодиоритовый (O <sub>3</sub> -S) в Улутау; Курдайский и Чатыркульский комплексы (O <sub>3</sub> ) – в горах Кендыктас; гранит-гранодиоритовые массивы Чуйской глыбы. Калбинский комплекс сложнопостроенного Калба-Нарымского плутона в Восточно-Калбинской зоне Зайсанской складчатой системы	O <sub>3</sub> O <sub>3</sub> - S	O <sub>3</sub> O <sub>3</sub> - S	C <sub>3</sub> D
24. Липаритов и кварцевых песчаников	<b>Надвигообразования и формирования вулкано-плутонической дуги на шельфе.</b> Чу-Балхашский водораздел от гор Айкарлы на востоке до гор Актау на западе, Бетпак-Дала (Бурунтавский антиклинорий и Чуйская глыба) и хр. Джунгарский Алатау, в основном в пределах его северного склона, где представлена айкарлинской, алтынсынганской, сарычабынской и др. свитами. По соотношениям с фаунистически охарактеризованными подстилающими и перекрывающими формациями и путем сопоставления и корреляции возраст формации определен условно как (Є?) и Є - O	Є? – O <sub>1</sub> Є – O	Є? – O <sub>1</sub> Є – O	D-C <sub>1</sub>
25. Андезит-дацит-липаритовая молассовая	<b>Надвигообразования и формирования вулкано-плутонической дуги на шельфе.</b> Токрауская структурно-формационная зона, западная часть Джунгаро-Балхашской складчатой системы, Прибалхашье и Причингизье (кемельбекская свита), наложенные мульды в пределах Новалы-Кызылэспинского антиклинория, Зай-лийский и Джунгарский Алатау. Возраст формации – C <sub>1t-v</sub> , местами C <sub>1v-n</sub>	C <sub>1</sub>	C <sub>1</sub>	C <sub>1</sub>
26. Андезит-липаритовая («порфировая»)	<b>Надвигообразования и формирования вулкано-плутонической дуги на шельфе.</b> Коктасская свита (D <sub>1</sub> ) на Чу-Балхашском водоразделе; Центральный и Южный Казахстан, Алтай (D <sub>1-2</sub> ); В Чу-Илийских горах – коктасская – D <sub>1</sub> , алакольская — D <sub>2</sub> и карасайская D <sub>2-3</sub> свиты; в Джунгаро-Балхашской складчатой системе – калмакэмелская, керегетасская, колдарская, кызылкинская и кармысская свиты, в Зайсанской складчатой системе – сержихинская, майтюбинская, кагенбулакская и кенсайская свиты	D <sub>1</sub> D <sub>1-2</sub> D <sub>2-3</sub>	D <sub>1</sub> D <sub>1-2</sub> D <sub>2-3</sub>	D <sub>1</sub> D <sub>1-2</sub> D <sub>2-3</sub>

Продолжение таблицы 3.6

1	2	3	4	5
27. Липарит-базальтовая красноцветная молассовая	<b>Закрытие островодужного бассейна. Зона надвигообразования.</b> Центральный Казахстан на Сарысу-Тенизском водоразделе – жаксыконская свита ( $D_{2gv-fr-D_3}$ ), северный борт Карагандинского прогиба, т.е. северные и западные районы Центрального Казахстана и Северо-Западного Прибалхашья	$D_{2gv-fr}$	$D_{2gv-fr}$	$D_{2-3}$
28. Верхняя морская молассовая	<b>Закрытие островодужного бассейна. Зона надвигообразования.</b> На территории Джунгаро-Балхашской складчатой системы, в Северном Прибалхашье представлена саякской свитой ( $C_{1v_2-n}$ ), на южном склоне Джунгарского Алатау (Текелийская подзона) – жаманбулакской свитой, в Баянаул-Чингиз-Тарбагатайской складчатой системе – пестроцветной субформацией. Запад Центрального Казахстана – вулканогенно-молассовая формация ( $D_{2-3}$ )	$D_{2-3}$ $C_{1v_2-n}$	$D_{2-3}$ $C_{1v_2-n}$	$D_{2-3}$ $C_1$
29. Наземная молассовая угленосная	<b>Предгорная впадина. Зона надвигообразования.</b> Зайсанская складчатая система: в Западно-Калбинской и Восточно-Калбинской, Рудно-Алтайской и Южно-Алтайской зонах, где к ней относятся прибрежно-континентальная фация буконьской свиты, малоульбинская ( $C_{1n-C_2}$ ), голубовская ( $C_2-C_3$ ) свиты. Наземная молассовая соленосная формация близкого состава выделяется в Жарма-Саурской зоне, где она представлена акколканской свитой ( $P_2-T$ )	$C_1-C_2$ $C_2-C_3$ $P_2-T$	$C_1-C_2$ $C_2-C_3$ $P_2-T$	$C_1-C_2$ $C_2-C_3$ $P_2-T$
30. Угленосная лимническая	<b>Образование предгорных и межгорных впадин в зоне надвигообразования.</b> Жарма-Саурская зона (акансайская и кендерлыкская свиты $C_2$ ), карангурская и таранчинская свиты $P_1$	$C_2$ $P_1$	$C_2$ $P_1$	$C_2$ $P_1$
31. Трахибазальт-трахилипаритовая	<b>Вулкано-плутоническая дуга на шельфе.</b> (Пластина надвинута на окраину континента). Центральный Казахстан: Северо-Восточное Прибалхашье, Алакульский синклиний (кенжебайская, сийректауская, коктобинская, ащикудукская, бериктасская ( $P_2$ ) и тансыкскую ( $T$ ) свиты. На Алтае в эту формацию входят семейтауская свита и вулканогенные аналоги кендерлыкской, караунгурской и таранчинской свит хр. Саур. Возраст свиты ( $P_2-T?$ ). В Илийском синклинии к трахибазальтовой молассовой субформации отнесена жельдыкарагинская свита $P_2$ (по К. Азбелю), к трахилипаритовой субформации – малайсаринская свита возраста $P_2-T$	$P$ $T$	$P$ $T$	$P$ $T$



Продолжение таблицы 3.6

1	2	3	4	5
32. Гранит-гранодиоритовая	<b>Закрытие задугового бассейна.</b> Джунгаро-Балхашская складчатая система – топарский комплекс (C <sub>2-3</sub> ); Алакульский синклиорий (P <sub>1</sub> ). Бетпак-Дала девонский комплекс (по В.С. Коптеву-Дворникову) – D; Сарысу-Тенизский район – среднедевонский комплекс –D <sub>2</sub>	C <sub>2-3</sub> P <sub>1</sub> D	C P D	C <sub>2-3</sub> P <sub>1</sub> D
33. Лейкократовых и биотитовых гранитов	<b>Закрытие задугового бассейна.</b> Северный Казахстан (Кокчетавская глыба) – боровский комплекс (S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub> ), южная часть Сарысу-Тенизского водораздела, Чу-Илийская и Заилийская зоны. Зайсанская складчатая область – белоубинский (Сарымсактинско-Холзунское краевое поднятие) и монастырский (Восточно-Калбинская зона, входит в состав Калба-Нарымского плутона) комплексы (C <sub>1</sub> -P?). Джунгаро-Балхашская складчатая система – калдырминский комплекс (C <sub>3</sub> )	S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub>  C <sub>1</sub> -P C <sub>3</sub>	S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub>  C <sub>1</sub> -P	C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>  T
34. Гранит-граносиенитовая	<b>Закрытие задугового бассейна.</b> Лениногорский (Рудно-Алтайская зона) и дельбегетейский граносиенит-гранитовый–щелочно-гранитовый (Западно-Калбинская зона) комплексы	P <sub>2</sub> -T <sub>1</sub>	P	P
35. Монцитов, субщелочных гранитов	<b>Надвигание литосферных пластин, на формирующуюся окраину континента.</b> Рудно-Алтайская зона (приурочены к разломам субширотного простирания) – сержихинский комплекс в Сержихинско-Пихревской грабен-синклинали, (трахилипарит-трахиандезитовая формация) сержихинской свиты (P <sub>1</sub> ?)	P <sub>1</sub> ?	P <sub>1</sub> ?	P <sub>1</sub> ?
36. Аляски-товых и субщелочных гранитов	<b>Надвигание литосферных пластин, на формирующуюся окраину континента.</b> Алакульский синклиорий P-T? и др. районы	P-T?	P-T?	P-T?
37. Терригенно-карбонатная (существенно доломитовая)	<b>Внутриплитный шельф.</b> Чу-Балхашский водораздел в Чажогой-Киикском районе – шундинская свита (O <sub>1-2</sub> ) и вышележащие толщи (O <sub>2-3</sub> ); на северном склоне хр. Джунгарский Алатау – сууктубинская (O) и текелийская (O) свиты	O <sub>1-2</sub> O <sub>2-3</sub> O	O <sub>1-2</sub> O <sub>2-3</sub> O	S-D S-D

Продолжение таблицы 3.6

1	2	3	4	5
38. Красно-цветная молассовая	<b>Надвигание литосферных пластин, на формирующуюся окраину континента.</b> Континентальная формация: в Тенизской, Джекказганской и Чуйской впадинах, местами на Сарысу-Тенизском поднятии и в северных районах Центрального Казахстана ( $D_3fr - D_3fm$ ). Прибрежно-континентальная формация: хр. Большой Каратау и на северных отрогах Тянь-Шаня (тюлькубашская свита – $D_3 fr$ )	$D_3$	$D_3$	$D_3$
39. Известняково-доломитовая	<b>Прибрежная низменность и лагуна. Зона надвигообразования.</b> Наложённые мульды: Тенизская, Джекказганская, Чуйская впадины, Сасырлыкско-Моинтинский и Акбастауский прогибы, Сарысу-Тенизское поднятие, Каратауский прогиб. Наложённые мульды: в Баянаульском районе, в хр. Чингиз и Западный Тарбагатай. ( $D_3-C_1$ )	$D_3$ $C_1$	$D_3$ $C_1$	$D_3$ $C_1$
40. Ангидрит-доломитовая	<b>Прибрежная низменность и лагуна. Зона надвигообразования.</b> Наложённые прогибы: Тенизская, Джекказганская и Чуйская впадины ( $C_{1t-v} - n$ ).	$C_1$	$C_1$	$C_1$
41. Карбонатно-кремнистая	<b>Задуговые и междуговые бассейны, зона ПСХ.</b> Породы формации широко развиты в западных и северных районах Центрального Казахстана русаковский и ишимский горизонты ( $C_1$ )	$C_1$	$C_1$	$C_1$
42. Карбонатно-терригенная	<b>Закрытие задугового бассейна, надвигообразование и формирование прибрежной низменности и лагуны.</b> В наложенных прогибах: Тенизском, Джекказганском, Чуйском, Сасырлыкском и др. ( $C_1$ ), Чуйской впадине. В Тенизской впадине (долина р. Кипчак) – угленосная формация. В Чуйская впадина	$C_1$	$C_1$	$C_1$
43. Угленосная параличская	<b>Закрытие задугового бассейна, надвигообразование и формирование прибрежной низменности и лагуны.</b> Цент-ральный Казахстан (аккудукская ( $C_{1v2}$ ), ашлярикская ( $C_{1v2}$ ), карагандинская ( $C_{1v3-n}$ ) свиты)	$C_1$	$C_1$	$C_1$
44. Пестроцветная терригенная	<b>Закрытие задугового бассейна, надвигообразование и формирование прибрежной низменности и лагуны.</b> Тенизская, Джекказганская (таскудукская свита), Чуйская и Сарысуйская впадины ( $C_1$ ). Тениз-Коржункульский и Карагандинский бассейны (надкарагандинская, Долинская и тентекская свиты). Возраст: $C_{1n}-C_2$ (кирейская, таскудукская, ащиозекская, надкарагандинская, долинская и тентекская свиты)	$C_{1-2}$	$C_{1-2}$	$C_{1-2}$

Продолжение таблицы 3.6

1	2	3	4	5
45. Красноцветная терригенная	<b>Закрытие задугового бассейна, надвигообразование и формирование прибрежной низменности и лагуны.</b> Западные и северные районы Центрального Казахстана (Тенизская, Джезказганская, Сарысуйская, Чуйская и другие впадины). Свиты: владимировская, джезказганская, жиделисайская, кызылканатская и коржункульская – С <sub>2-3</sub> ; кайрактинская, кенгирская, соркольская – Р <sub>1</sub> ; тузкольская – Р <sub>1-2</sub> , кийминская Р <sub>1</sub> <sup>2</sup> , шоптыкульская и верхняя часть тузкольской Р <sub>2</sub>	Р <sub>1</sub> Р <sub>2</sub> С <sub>2-3</sub>	Р <sub>1</sub> Р <sub>2</sub> С <sub>2-3</sub>	Р <sub>1</sub> Р <sub>2</sub> С <sub>2-3</sub>
46. Базальтовая формация	<b>Раскол плиты.</b> Ишим-Улутауской комплекс Р-Т	Р-Т	Р-Т	Р-Т
47. Периодит-пироксенит-норитовая	<b>Мантийная кора.</b> Массивы Кокчетавской глыбы: Златогорский, Челкарский, Пуриковский, Чкаловский, Дубровский, Чеховский (Є <sub>1-2</sub> ). Условно отнесен массив Степок (Є <sub>1-2</sub> ) в южной части Ишкеольмесского антиклинория в Северо-Восточном Казахстане	Є <sub>1-2</sub>	Є <sub>1-2</sub>	S <sub>2</sub> -D <sub>2</sub>
48. Щелочно-ультраосновная	<b>Раскол плиты.</b> Красномайский интрузивный комплекс (Є <sub>3</sub> ) (к западу от г. Кокчетав)	Є <sub>3</sub>	Є <sub>3</sub>	С <sub>1</sub>
49. Щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов	<b>Раскол плиты.</b> Кубасадырском – массиве ишимского комплекса (центральная часть – вулканогенные породы, периферические–интрузивные) указывает на кольцевое строение комплекса, обусловленное, вероятно, кальдерами проседания. Возраст – Є	Є	Є	С
50. Щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов	<b>Раскол плиты.</b> Баянаул-Чингиз-Тарабагатайская складчатая система. Примеры интрузий: Чакчанский массив, мелкие массивы северо-западнее г. Джаманулы (содалито-нефелиновые сиениты), массивы Беркутинский, Биржанкульский, Доненжальский и Киш-Орда (нефелиновые сиениты). Верхнеэспинские штоки, Ийсорский, Биесемасский, Коргантасский, Керегетасский, Болектасский, Курозекский, Коксалинский, Актюбинский, Кайнарский, Аккойтасский, Арсаланский, Жильтауский, Тлеумбетский массивы. Возраст: Р <sub>1</sub>	Р <sub>1</sub>	Р <sub>1</sub>	Р <sub>1</sub>

Продолжение таблицы 3.6

1	2	3	4	5
51. Олиго-мезомиктовая сероцветно-пестроцветная	<b>Внутриконтинентальные бассейны.</b> Центральный Казахстан, Прииртышье, Тургайский прогиб и Призайсанье (E <sub>1-2</sub> )	KZ	KZ	KZ
52. Пестроцветная полимиктовая каолиновая и монтмориллонитовая известковистая	<b>Возможно наличие зон надвигообразования. Внутриконтинентальные бассейны.</b> Чуйская впадина, вдоль южного склона хр. Большой Каратау, район Приташкентских чулей	KZ	KZ	KZ
53. Полимиктовая монтмориллонитовая гипсо-соленосная	<b>Возможно наличие зон надвигообразования. Внутриконтинентальные бассейны.</b> Восточный Казахстан, верхне-палеогеновые отложения Чуйской и Илийской впадин и Приташкентского района E-N-Q, верхнеюрские отложения хр. Каратау (J <sub>3</sub> )	MZ-KZ	MZ-KZ	MZ-KZ
54. Морская терригенная	<b>Шельф, континентальный склон.</b> Северная и восточная периферия Кызылкумской впадины, Чуйской впадины, Тургайского прогиба, северная и северо-восточная окраины Центрального Казахстана (E)	KZ	KZ	KZ
55. Лагунная терригенно-карбонатная	<b>Шельф, литоральная зона.</b> Кызылкумская впадина (E <sub>1</sub> )	E	E	E
56. Континентальная угленосная полимиктовая	<b>Межгорные и предгорные впадины, надвигообразование.</b> Впадины Тянь-Шаня, Каратау, Центрального Казахстана, Тургайская, Балхаш-Алакульская, Илийская и Зайсанская. Возраст формации: T-J	T-J	T-J	T-J

Продолжение таблицы 3.6

1	2	3	4	5
57. Диабаз-пикритовая	<b>Раскол плиты.</b> Джекказган-Улугауский район (каратургайский пикрит-диабазовый комплекс P <sub>2</sub> -T <sub>1</sub> ), отдельные дайки пикритов и диабазов в долине р. Ишим (на западной окраине Кокчетавской глыбы) и на правом берегу р. Селеты	P <sub>2</sub> -T <sub>1</sub>	P <sub>2</sub> -T <sub>1</sub>	P <sub>2</sub> -T <sub>1</sub>
58. Базальт-трахибазальтовая	<b>Раскол плиты.</b> Восточная часть хр. Кетмень, район плоскогорья Уш-Хасан, урочище Ой-Карагай, ограниченное развитие на территории Восточного Казахстана (MZ-KZ)	E	E	E
59. Метаморфиты	Соскабливание пелагических осадков и мелких выступов с мантийной коры в начальную стадию формирования зоны субдукции	P C?	C-S	S-D

состава (каратургайский пикрит-диабазовый комплекс  $P_2 - T_1$ ) в Джезказган-Улутауском районе, отдельные дайки пикритов и диабазов в долине р. Ишим на западной окраине Кокчетавской глыбы и на правобережье р. Селеты. Причиной изменения направленности перемещения послужила встреча трех разнонаправленных конвективных потоков. Встречные потоки субширотной ориентировки способствовали прекращению движения плиты в широтном направлении, а поток, двигавшийся в субмеридиональном направлении, содействовал перемещению плиты на север.

В палеоцене была сформирована новая ось спрединга, протянувшаяся вдоль северного побережья Евразии от моря Лаптевых до Атлантики. Она отделила Евразию от Северной Америки, Гренландии и подводного хребта Ломоносова [95]. Это событие способствовало прекращению движения Евразийской плиты.

*Формирование композиционной коры также происходило под влиянием мантийной конвекции, развивавшейся на плитном уровне и проявившейся на коровом. Одновременно с процессом движения плиты, происходившим под влиянием мантийной конвекции, на коровом уровне сдвигались блоки и пластины. В силуре, вблизи древней границы плиты, определявшейся наличием остаточных структур СХ, была заложена зона субдукции, и началось формирование новой композиционной коры (в том числе слагающей будущую территорию Казахстана). Начало субдукции, характеризующееся небольшой скоростью, сопровождается соскабливанием нелитифицированных осадков, мелких выступов мантийной коры и их последующим метаморфизмом (см. главу 2). Так в силуре, за счет переработки в зоне субдукции мантийной коры и первичных осадков кембрийско-силурийского возраста, были сформированы метаморфизованные толщи, принимаемые за AR или PR. Это были первые блоки композиционной коры территории Казахстана, которые смещались на северо-запад под давлением вновь причленяющихся пластин и блоков. В девоне некоторые блоки надвинулись на внутриплитную зону шельфа, располагавшуюся между Сибирским и Балтийским континентальными выступами, другие «застряли» между шельфовыми зонами Балтийского выступа и Кокчетавского шельфа. Так был сформирован Кокчетавский вал в Торгайском прогибе [211, 215]. Увеличение мощности композиционной коры за счет надвигающихся пластин и блоков привело к замедлению охлаждения через кору, а прогрев снизу конвектирующей мантией способствовал разогреву основания литосферной плиты и усилению метаморфизма пород под шельфом (район Кокшетау).*

Доказательством того, что литосферные пластины и блоки надвигались на шельф, располагавшийся между Сибирским и Балтийским континентальными выступами, является наличие алмазов в Кокшетауской провинции. Сорохтиным О.Г. объясняется, что кимберлиты могут возникнуть из пелагических осадков [30], а исследованиями [216] установлено, что изотопный состав углерода величины  $\delta^{13}C$  алмазов пироксен-карбонат-гранатовых пород Кокшетауского массива соответствует биогенному углероду. Это означает, что в силуре – девоне были созданы условия для

*прогрева основания литосферной плиты, состоящей из мантийной коры, перекрытой осадочным слоем, содержащим биогенный материал, и то что образовавшиеся пластины и блоки надвинулись на шельф, богатый биогенным материалом.*

В девоне – карбоне, при субдукции, продолжающейся с юга, на южной окраине Балтийско-Сибирской плиты формировались новые структурные элементы: островные дуги и задуговые бассейны. Задуговые бассейны, образовавшиеся в раннем девоне, просуществовали до конца раннего карбона. За этот промежуток времени они прошли все стадии своего развития от раскрытия до закрытия. Их закрытие способствовало формированию пликативных структур субширотного простирания. Как известно, процесс конвекции в мантии происходит медленнее, чем в астеносфере. Еще медленнее сдвигаются пластины и блоки под давлением вновь причленяющихся фрагментов различных структурных элементов земной коры. Блоки и пластины испытывали неодновременное и неравномерное давление со стороны вновь причленяющихся блоков. Испытав пликативно-дизъюнктивные деформации в период своего формирования, они, будучи литифицированными, перемещались, испытывая вращение и опрокидываясь под влиянием давящих на них вновь причленяющихся блоков. Этим можно объяснить наличие различных геофизических аномалий, и то, что пликативно-дизъюнктивные деформации соседних блоков и пластин имеют различную ориентировку. Часть сформировавшихся пластин (блоков), имеющая низкие гипсометрические отметки и сложенная молодыми образованиями, могла оказаться погребенной под надвинувшимися на них более древними пластинами.

По предложенной модели формирования композиционной коры в конце перми – начале мезозоя активная окраина плиты располагалась южнее изучаемой территории. Косвенным признаком удаления зоны субдукции является отсутствие интрузивных образований, имеющих мезозойский возраст. К концу палеозоя на восточную окраину Русской платформы были надвинуты островодужные и окраинноморские комплексы девон-каменноугольного возраста, благодаря чему сформировались мариновский массив палингенных гранитоидов, городищенская и алексеевская свиты (см. табл. 3.4). Восточная часть островодужного комплекса, сложенная энсиалической корой (Рудный Алтай) с уже закрывшимся задуговым бассейном, заняли современное положение на западной окраине Горного Алтая. Модель формирования композиционной коры, слагающей территорию Казахстана, приведена на рисунках 3.2-3.5.

Процесс формирования композиционной коры территории Казахстана начался в силуре и происходил непрерывно. Он проявлялся в сдвигении вновь образующихся структурных элементов с мест их возникновения на северо-запад. Поэтому были сформированы границы, имеющие северо-западную сдвиговую ориентировку, а, начиная с мезозоя, образующиеся на ее южной окраине новые структурные элементы, сдвигались только в северном направлении, образуя надвиговые структуры. В кайнозое, после прекращения движения Евразийской плиты на север пластины и блоки передают

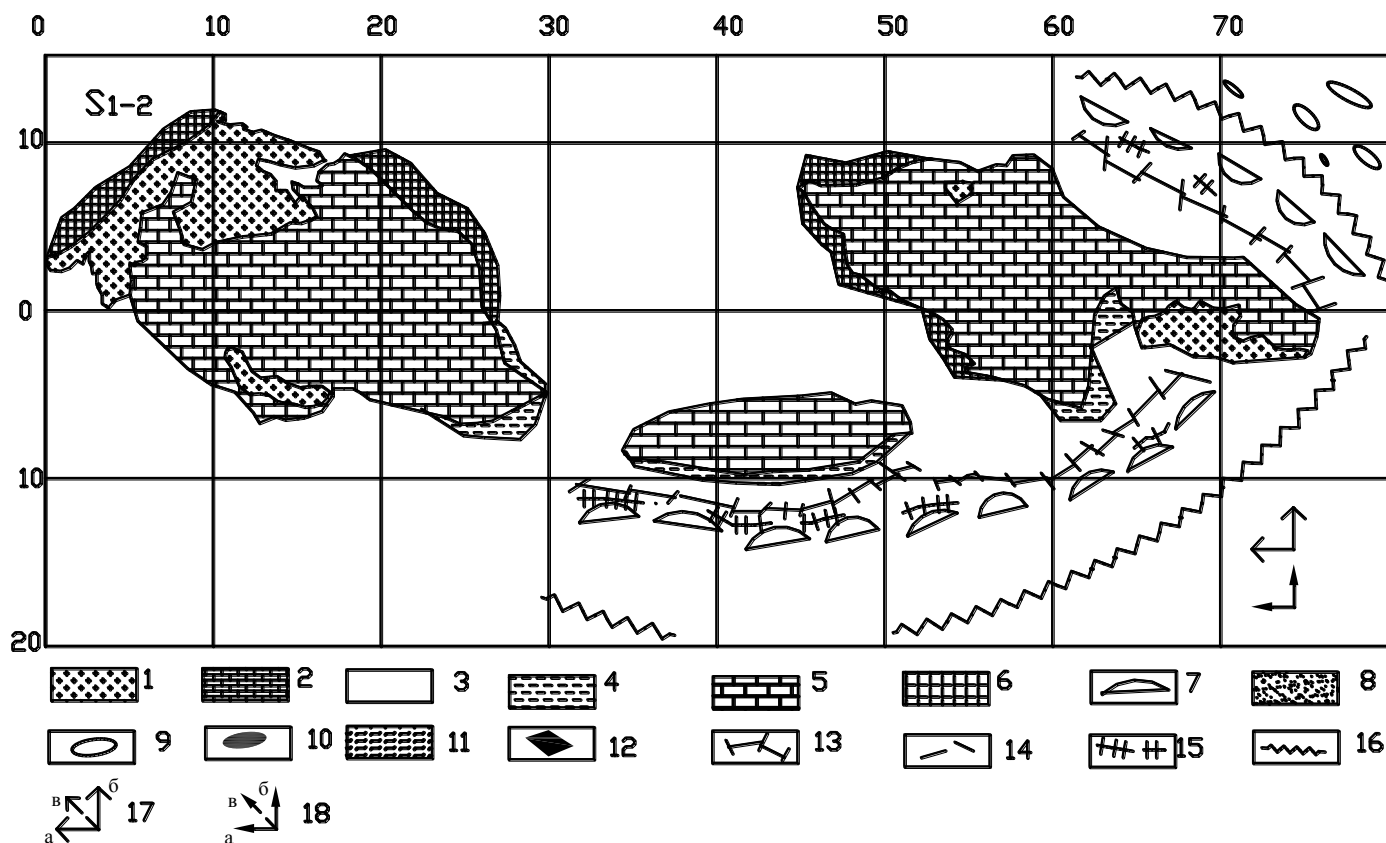


Рисунок 3.2 – Модель формирования композиционной коры территории Казахстана. Силурийский период: 1 – докембрийские кратоны; 2 – внутриплитный шельф, сформированный в период от кембрия по силур; 3 – внутриплитная абиссальная зона; 4 – внутриплитный шельф, формировавшийся от силурийского периода по каменноугольный; 5 – внутриплитный шельф, формировавшийся от каменноугольного периода по пермский; 6 – время формирования композиционной коры, требующее уточнения; 7 – соскобленные в зоне субдукции метаморфизованные пелагические осадки и мелкие блоки мантийной коры; 8 – междуговые и межостровные бассейны; 9 – энсиматические острова; 10 – вулканические острова на шельфе; 11 – энсиалические блоки; 12 – интрузивный магматизм среднего-кислого состава; 13 – ПСХ задугового бассейна; 14 – фрагменты ПСХ; 15 – фрагменты окраины плиты (фрагменты грабеновой зоны СХ); 16 – зона субдукции



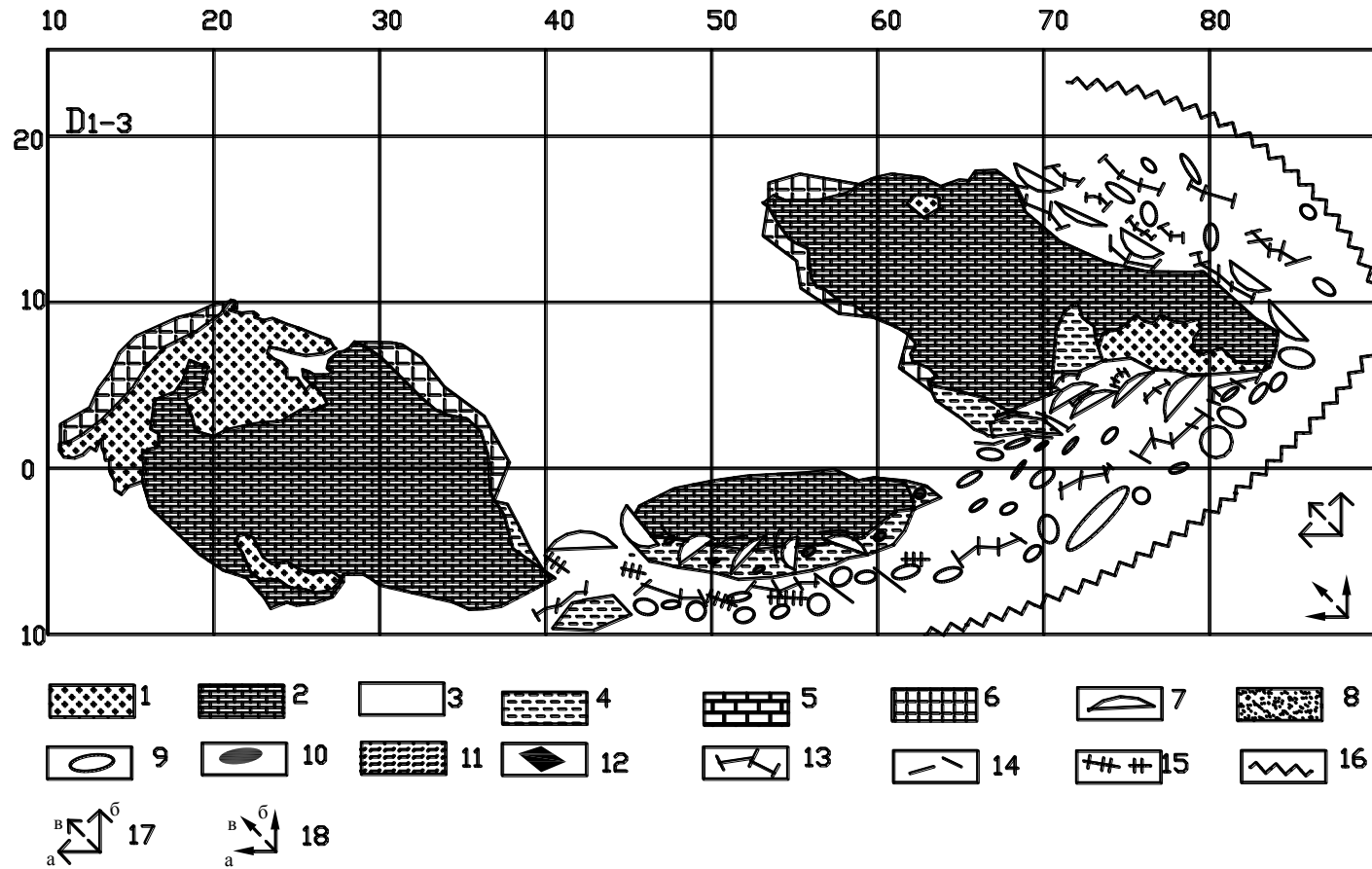


Рисунок 3.3 – Модель формирования композиционной коры территории Казахстана. Девонский период (условные обозначения см. рис. 3.2)

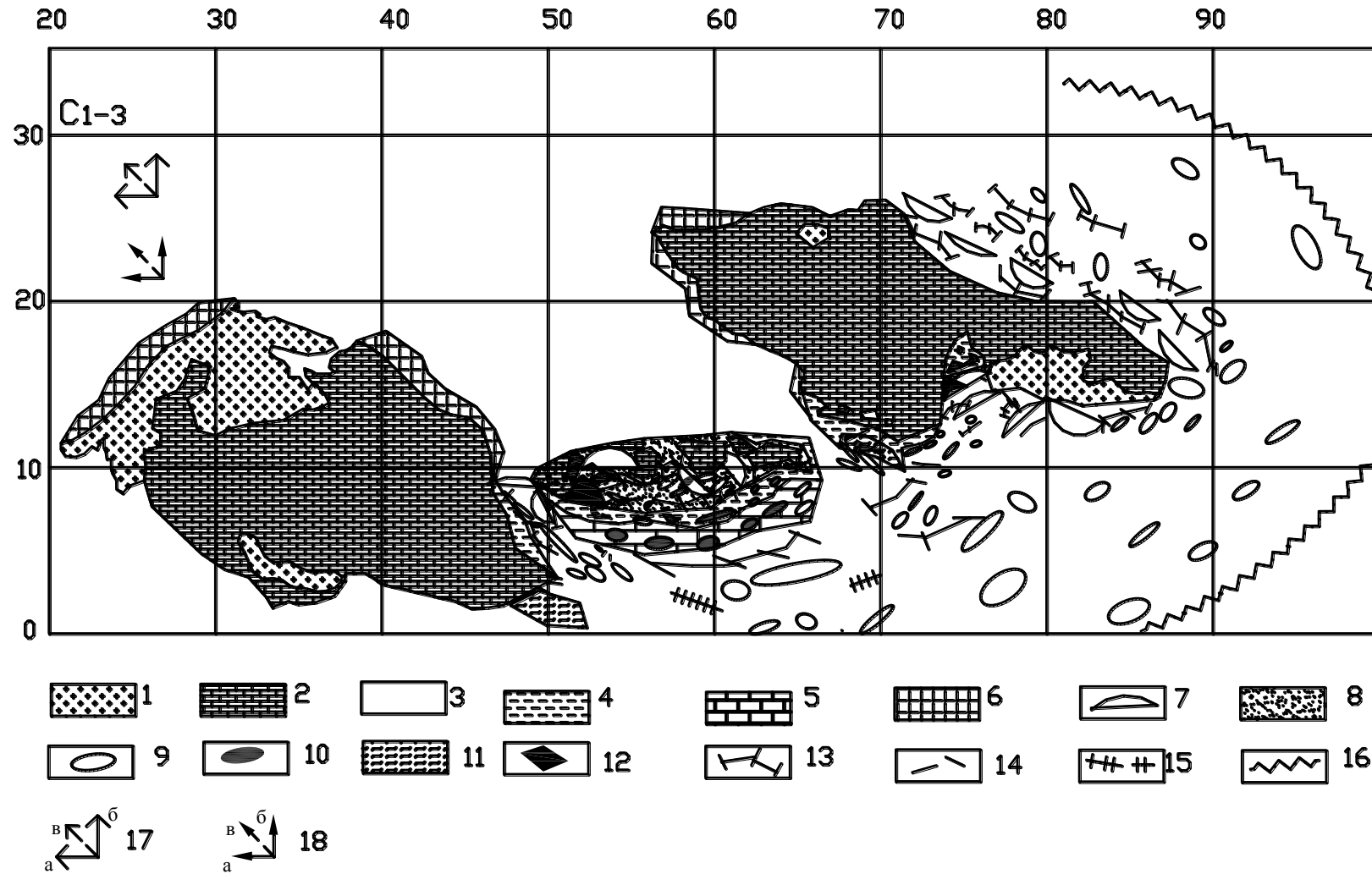


Рисунок 3.4 – Модель формирования композиционной коры территории Казахстана. Каменноугольный период (условные обозначения см. рис. 3.2)

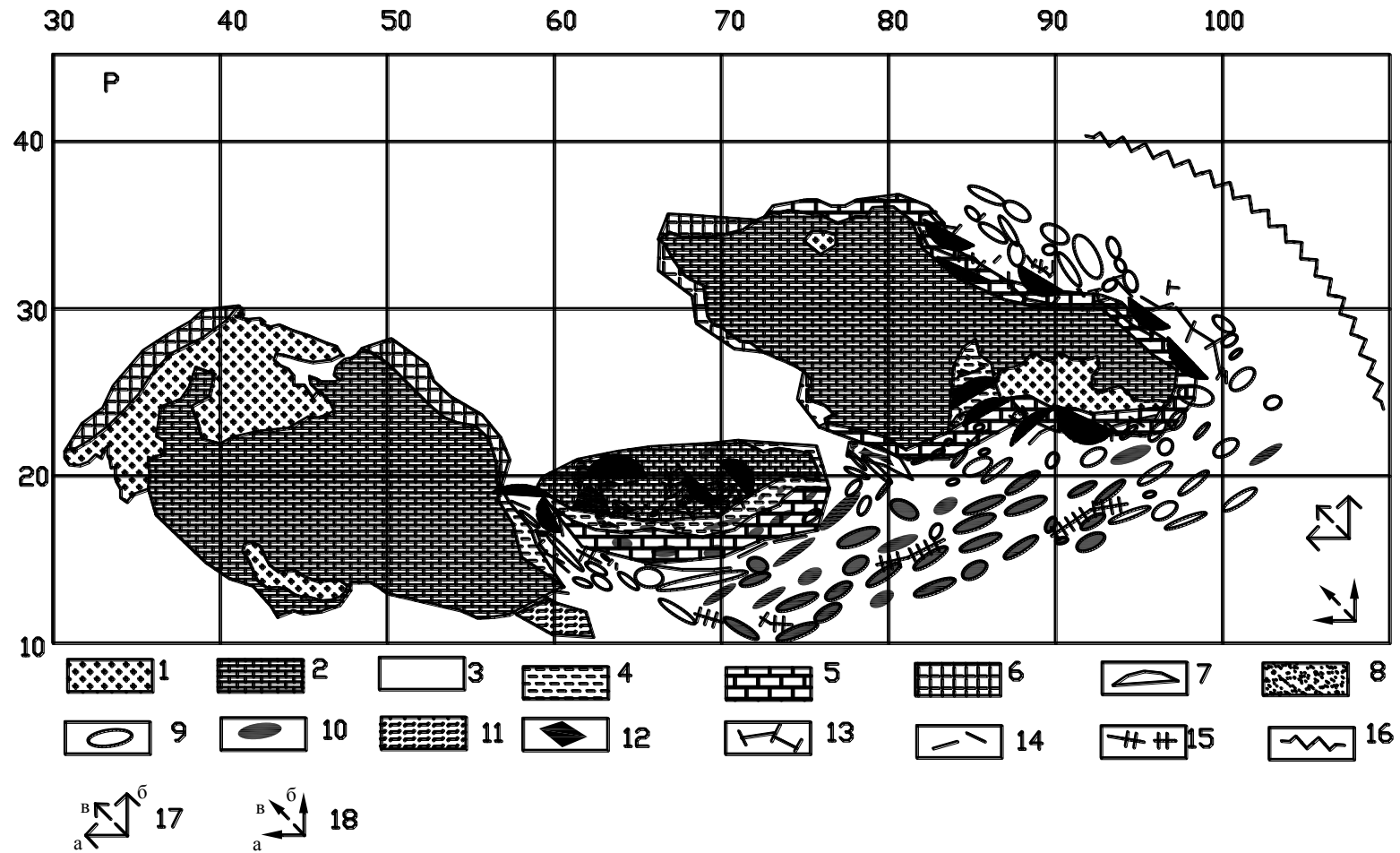


Рисунок 3.5 – Модель формирования композиционной коры территории Казахстана. Пермский период (условные обозначения см. рис. 3.2)

тектонические напряжения на ранее причленившиеся блоки, а их границы северо-западной и субширотной ориентировок являются зонами разрядки тектонических напряжений.

Ниже предлагается методика переинтерпретации геологических материалов на примере Рудного Алтая.

### 3.4.1 Геодинамическая модель формирования Рудного Алтая

Геодинамический анализ региона Рудного Алтая проведен в работах [42; 183; 187-189], где дана общая схема эволюции Восточного Казахстана. На основании теоретической концепции формирования литосферы, изложенной в работах [192; 193; 195] и усовершенствованной в главе 2, выполнен геодинамический анализ условий формирования территории Рудного Алтая. В таблице 3.7 объяснены геодинамические условия образования формаций, выделяемых в пределах Рудного Алтая. Общая картина развития района представлена следующим образом (размещение формаций дано в современных координатах):

$C_3-O_3$  – территория Горного Алтая сложена породами, сформированными на шельфе после отделения Балтийско-Сибирской плиты в кембрии (флишоидная формация и терригенно-известняковая субформация);

$S-D_1$  – заложение зоны субдукции под окраину Балтийско-Сибирской мантийно-композиционной плиты приводит к формированию кварц-кератофировой формации ( $D_1-D_3$ ), слагающей энсиалический блок Рудного Алтая. Формация распространена в пределах Зайсанской складчатой системы, Рудно-Алтайской и Южно-Алтайской структурно-формационных зонах и Северо-Восточной зоне смятия (березовская ( $D_2e_1$ ), таловская ( $D_2e_2$ ), лениногорская ( $D_2e$ ), ревнюшинская ( $D_2e$ ), ильинская ( $D_2e_1$ ), крюковская ( $D_2e$ ), верхнекултобарская ( $D_2e_1$ ), сокольская ( $D_2e_1$ ), маслянская ( $D_2e_2$ ), успенская ( $D_2e_2$ ), хайдунская ( $D_2e_2$ ), большереченская ( $D_2e_2$ ), шипуновская и давыдовская ( $D_2gve_2$ ), каменевская и снегиревская ( $D_3fr$ ), шипулинская ( $D_2e$ ) свиты). В процессе субдукции образовалась подводная возвышенность – будущая территория Рудного и Южного Алтая, островная дуга с активным задуговым бассейном, где образовались терригенно-карбонатная и граувакковая формации (култабарская ( $D_{1-2}$ ), хайдинская, успенская, холзунская ( $D_1e$ ) и хамирская ( $D_2gv-D_3$ ) свиты);

$D_2$  – внедрение интрузий гранитоидов. Материалом для расплавов послужили пелагические и терригенные осадки.

Продолжение субдукции привело к образованию на окраине Рудного Алтая островодужного вулканизма, что подтверждено наличием андезитово-терригенной островной формации. Вулканизм проявляется в подводных и наземных условиях — на островах, вокруг которых происходит нормальное осадконакопление.

$D_2gv - D_3$  – в окраинном море (восточная зона смятия) Рудного Алтая сформирован ПСХ (в ранних статьях микрорифт) и образованы комплексы

Таблица 3.7 – Геодинамическая обстановка образования формаций Рудного и западных склонов Горного Алтая

Возраст	Формация, субформация	Геодинамическая обстановка образования формаций
O <sub>2-3</sub> , C <sub>3</sub> -O <sub>2</sub>	Флишоидная (верхняя терригенная)	Остаточные структуры рифта СХ
O <sub>2-3</sub> + S	Известняково-терригенная	Внутриплитный шельф
D <sub>2</sub> gv-D <sub>3</sub> , D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	Граувакковая, аспидная	Верхняя часть глубоководного желоба
D <sub>1</sub> -D <sub>2e</sub>	Терригенно-карбонатная	Внутриплитный шельф
D <sub>2</sub> gv-D <sub>3</sub> fr	Кремнисто-спилит-диабазовая	Мантийная кора и осадочный слой
D <sub>1</sub> -D <sub>3</sub>	Кварцевых кератофиров	Энсиалические блоки
n D <sub>3</sub>	Габбро-диабазовая	ПСХ в задуговом бассейне
nq D	Габбро-плагиигранитовая	
ggd D <sub>2</sub>	Гранит-гранодиоритовая	
g D <sub>3</sub>	Лейкократовых и биотитовых гранитов	Закрытие задугового бассейна, столкновение островной дуги с окраиной континентального выступа
ngdD <sub>3</sub> , ngdC <sub>1n</sub>	Габбро-диорит-гранодиоритовая	
C <sub>1t</sub>	Флишевая	Глубоководный желоб, склон островной дуги
C <sub>1t-v</sub>	Флишоидная с туффитами	Глубоководный желоб у островной дуги
C <sub>1-v</sub> <sub>1</sub>	Известняково-терригенная	Задуговой бассейн
C <sub>1v</sub> <sub>2-n</sub>	Андезито-базальтовая терригенная	Островная дуга и междуговой бассейн
g C <sub>1</sub>	Лейкократовых и биотитовых гранитов	Столкновение островных дуг с окраиной континентального выступа
C <sub>1n</sub> -C <sub>2</sub>	Трахибазальт-трахиандезитовая	Вулканическая дуга на шельфе
gdgC <sub>2</sub>	Гранодиорит-гранитовая	Закрытие окраинного моря, столкновение островной дуги с окраиной континентального выступа
P	Гранит-граносиенитовая	
P	Монзонитов, субщелочных гранитов	
P	Аляскитовых и субщелочных гранитов	Надвигание литосферных пластин на окраину континента
P	Трахибазальт-трахиандезитовая	
P	Трахибазальт-трахиандезитовая	Вулкано-плутоническая дуга на шельфе

габбро-диабазовой формации (залежи значительной протяженности, реже дайки, секущие складчатые структуры);

D<sub>3</sub> - C<sub>1</sub> – начиная с верхнего девона, в задуговом бассейне на склоне энсиалического блока формируются флишоидные и флишевые толщи и происходит внедрение лав андезито-дацитового состава (андезито-терригенная формация);

C<sub>2</sub>-C<sub>3</sub> – процесс закрытия задугового бассейна. Осадочные и вулканогенные породы смялись в складки, сформировались надвиговые и меланжевые структуры, образовались зоны обдукции в виде поясов метаморфизованных основных пород (Прииртышский и Маркакульский пояса).

С закрытием окраинного моря происходит внедрение интрузий кислого состава, проявился палингенный гранитоидный магматизм;

$C_3$ - $P_2$  – внедрение в тело островной дуги Рудного Алтая и ее западного склона интрузий сиенитов, монцонитов, гранит-граносиенитов. Образование сиенитов объясняется тем, что движение океанической литосферной плиты еще не прекратилось, и в зону поддвига затягивались карбонатные породы или эвапориты, а силикатная магма, теряя кальций, насыщалась щелочами, хлором, другими рассеянными элементами, в результате получился сиенитовый раствор. В конце палеозоя – начале мезозоя блоки и пластины островодужной системы, сформировавшиеся на юге Сибирско-Балтийской плиты, сместились на западную окраину Горного Алтая.

### **3.4.2 Геодинамическая модель формирования Лениногорско-Зыряновского района Рудного Алтая**

Структурно-формационные зоны Восточной зоны смятия, Рудного Алтая и прилегающих территорий, располагающихся к западу от рассматриваемого региона имеют северо-западную ориентировку. Такое расположение объясняется моделью формирования композиционной коры, представленной в главе 2.

С помощью усовершенствованной модели формирования энсиалических островов и ПСХ в задуговом бассейне [147, 148] рассмотрим преобразование внутриплитного шельфа на примере Лениногорско-Зыряновского района. Геолого-геоморфологическая оценка позволила выделить четыре тектонических блока: Большенарымский, Зыряновский, Малеевский и Лениногорско-Шемонаихинский. В процессе образования они последовательно отделялись от окраины шельфа.

Границы блоков представлены трансформными разломами II рода: рифт-зона субдукции. К зонам разломов, имеющих северо-восточное простирание, приурочены долины рек. Южная граница Большенарымского блока проходит по долине р. Большой Нарым, северная – в районе реки, протекающей в районе сёл Средигорного и Новополяковки. Точное расположение установить сложно, т.к. на этой территории развиты обширные массивы интрузивов, перекрывающие зоны трансформных разломов. Северная граница Зыряновского блока прослеживается по долине р. Бухтарма. Северная граница Малеевского блока проходит в районе р. Ульба на контакте пермского интрузивного массива и нижнепалеозойской флишоидной толщи. Северная граница Шемонаихинско-Лениногорского блока расположена за пределами Казахстана. Последовательность образования формаций и соответствующие геодинамические условия в Лениногорско - Зыряновском районе приведены в таблице 3.8.

Судя по современной ориентировке девонских складчатых структур энсиалического блока Рудного Алтая, литосферные пластины и блоки, сложенные кварц-кератофировой формацией, синхронно со своим образованием смещались, испытывая некоторое вращение на северо-запад с

южной окраины Сибирской части плиты, под влиянием результирующего движения. Этот вывод сделан на основании того, что складчатые структуры, сформированные в породах кварц-кератофировой формации, имеют различное простираие.

Граница, отделяющая Рудный Алтай от Восточной зоны смятия, в плане имеет вид ломаной линии. Это означает то, что в процессе закрытия задугового бассейна блоки сдвигались по-разному: блоки восточной окраины Рудного Алтая – Большенарымский и Малевский – надвинулись на территорию задугового бассейна, а на Зыряновский и Шемонаихинско-Лениногорский блоки надвинулись пластины задугового бассейна. Процесс закрытия задугового бассейна происходил следующим образом. Отложения терригенно-карбонатной формации, сформированные в карбоне в заключительную стадию развития бассейна, будучи слабо литифицированными, надвинулись на те энциалические блоки, которые располагались над уровнем океана. Они образовали *тургусунскую* ( $C_1 tg$ ); *балгынскую* ( $C_1 bl$ ); *бухтарминскую* ( $C_1 bh$ ); *ульбинскую* ( $C_1 ul$ ) *свиты*. Поскольку создание кварц-кератофировой формации сопровождалось образованием складок, то в замках антиклинальных структур возникали зоны растяжения, которые принимаются за глубинные разломы. Антиклинальные структуры слагали положительные формы рельефа, т.е. рельеф был прямой (структурный). Но, находясь в подводных условиях, отложения кварц-кератофировой формации, не подвергались денудационным процессам. Поэтому испытавшие диагенез упомянутые выше отложения терригенно-карбонатной формации каменноугольного возраста, надвигаясь на структуры, сложенные кварц-кератофировой формацией, облекали их, повторяя девонский рельеф, не испытывая пликативных преобразований. Под действием гравитационных сил покровные пластины смещались с выпуклых частей рельефа в понижения. Иногда на более крутых участках смещение сопровождалось опрокидыванием пластин. Смещаясь в депрессии, каменноугольные отложения сформировали увеличенную мощность, и нарушенную стратиграфическую последовательность. Поэтому ожидаемый разрез каменноугольных отложений в депрессиях:  $C_1, C_2, C_1$ . Тогда как на положительных формах рельефа должны сохраниться только нижнекаменноугольные отложения, имеющие меньшую мощность.

Разрывные нарушения являются границами литосферных пластин и блоков. Они возникли при перемещении на северо-запад под давлением вновь формируемых структурных элементов. Литосферные пластины и блоки нарушены литогенетическими трещинами и трещинами растяжения. В процессе сдвижения литосферных пластин был сформирован грабеново-горстовый рельеф.

Интрузии пермского возраста обусловлены последней стадией жизни закрывающегося задугового бассейна, для которой характерно внедрение интрузий с увеличением кислотности, тогда как при формировании ПСХ в коре задугового бассейна фазовое внедрение интрузий происходит с уменьшением кислотности [195].

Таблица 3.8 – Геодинамические условия образования Лениногорско-Зыряновского района

Свита	Возраст	Формация	Интрузивные комплексы	Геодинамическая обстановка
1	2	3	4	5
Приревнюшинская	$D_1 pr$	Кварц-кератофировая		Преобразование внутриплитного шельфа в активную окраину плиты (формирование энсиалического блока)
Пугачевская	$D_{1-2} pg$			
Холзунская	$D_{1-2} hl$			
Крюковская, лениногорская	$D_{1e} - D_{2ef}$			
Ильинская, сокольная, успенская, коргонская	$D_2$			
Ревнюшинская	$D_2 rv_1 - D_2 rv_2$			
Онгудайская	$D_2 on$	Основных кислых и субщелочных вулканитов		Разломы в коре энсиалического блока, образовавшиеся при неравномерном поднятии коры вследствие субдукции под внутриплитный шельф
Маслянская	$D_2 ms$	Известняково-терригенная		Задуговые и междуговые бассейны
Кыстав-Курчумская	$D_2 kk$	Карбонатно-углеродисто-терригенная		Зона надвига
			Среднедевонский $\gamma\delta D_2$	Закрытие окраинного моря, столкновение островной дуги с окраиной континента
			Субвулканические и гипабиссальные $\mu\beta D_{2-3}$ , $\mu\lambda D_{2-3}$	Рифтоподобные зоны микроконтинента
Белоубинская	$D_{2-3} bu$	Граувакковая		Склон островной дуги
Хамирская	$D_{2-3} hr$			
Кремнюшинская	$D_3$	Вулканогенно-осадочная (осадочная терраса островной дуги)		Островная дуга
			Белорецко-маркакольский $\beta\lambda D_3$	ПСХ задугового бассейна



Продолжение таблицы 3.8

1	2	3	4	5
Пихтовская свита	$D_3-C_1ph$	Андезит-дацит-риолитовая и дацит-андезитовая субформации. Надвигание энсиалического блока на энсиалический блок		Островная дуга
Джайдакская	$D_3-C_1dz$	Флишоидная с туффитами		Склон островной дуги, глубоководный желоб
Такырская	$D_3-C_1tk$	Аспидно-углеродистая		Поддвигаемая микроплита
			Субвулканические гиабиссальные $\mu\beta D_3-C_1$ и $\mu\lambda D_3-C_1$	Разломы в коре энсиалического блока, образовавшиеся при неравномерном поднятии коры вследствие субдукции под внутриплитный шельф
Ларихинская	$C_1lr$	Базальты, андезиты, дациты-риолиты и их туфы, алевролиты, аргиллиты известково-углистые, песчаники, известняки, сланцы филлитовые.		Задуговой бассейн в зрелую стадию развития
Тургусунская	$C_1tg$	Известняково-терригенная		Задуговой и междуговой бассейн на стадии закрытия
Балгынская	$C_1bl$			
Бухтарминская	$C_1bh$			
Ульбинская	$C_1ul$			
			Бухтарминский $\lambda\lambda C_1$	Закрытие задугового бассейна. Образование кислых интрузий из осадков $C_1$ , затянутых в желоб задугового бассейна
			Прииртышский $\gamma\delta\nu C_1$	
			Кедровско-ларихинский $\beta\lambda C_1$	
			Змеиногорский $\gamma\delta\nu C_{2-3}$	
Гремячинская	$C_3-P_1$	Терригенная		Часть передового прогиба
			Калбинский $\gamma P_2$	Деформируемая островная дуга
			Миролубовский $\gamma\beta\lambda P_2-T_1$	Надвигание островной дуги на окраину континента

После перми подвижки имели меньшую амплитуду, а магматизм проявлялся на сравнительно малых участках за пределами описываемого района, поскольку субдукция уже не оказывала влияния на процесс магмообразования. Этот факт доказывает то, что в мезозое энциалический блок Рудного Алтая с прилегающей к нему территорией Восточной зоны смятия уже занял западную окраину Горного Алтая. Субпараллельное расположение границ крупных литосферных блоков свидетельствует о последовательном их перемещении с мест формирования под влиянием результирующего северо-западного движения коровых пластин.

Совпадение простираний структурно-формационных зон Рудного Алтая и Восточной зоны смятия можно объяснить влиянием результирующего движения на уже сформировавшиеся структурно-формационные зоны, а несовпадение ориентировки структур внутри структурно-формационных зон является свидетельством смещения литосферных пластин, а не литосферных плит, как это отмечается исследователями. То есть, литосферные пластины на активной окраине являются более мобильными, чем блоки и пластины, слагающие центральные части континентальных выступов. Исходя из этого, мы делаем вывод о синхронном образовании и смещении структурных элементов под влиянием результирующего движения.

### **Резюме**

Обзор современных представлений о формировании тектоники Казахстана показал, что предположение, высказанное Н. Г. Кассиным относительно существования единого Казахстанского докембрийского кратона, раздробленного и разделенного каледонскими и герцинскими геосинклинальными системами, используется и современными геологами. Но до сих пор исследователи не нашли удовлетворительного объяснения причины резкого отличия в ориентировке каледонских и герцинских складчатых сооружений, сопровождающихся различиями в форме складок, магматических проявлений и металлогении. Другой вопрос, поставленный Н.Г. Кассиным, относился к выяснению причин сложного развития геологических структур. Также остался открытым вопрос о возрасте метаморфизованных толщ Прибалхашья, Кокчетавского района, Мугоджар и других районов, которые были приняты за докембрийские условно. Детальные исследования этих толщ не внесли какой-либо ясности: по-прежнему одни исследователи относят время их формирования к архею, другие – к протерозою.

На основании теоретической концепции, предлагаемой во второй главе, уточнена геодинамическая модель формирования территории Казахстана. Выяснение геодинамических условий образования геологических формаций основывалось на введении различий в понятия «возраст пород» и «время формирования композиционной коры». С помощью программы MapInfo составлена геодинамическая карта и выяснена последовательность

формирования композиционной коры. Это позволило выяснить причины сложного геологического строения.

Выделение геологических формаций, имеющих доказанный раннекембрийский возраст, позволило начать отсчет времени образования новой мантийно-композиционной плиты. Анализ геологических формаций позволил объяснить причины образования метаморфических массивов, принимаемых за докембрийские.

Совместное влияние субмеридионально и субширотно развивающейся мантийной конвекции, начиная с силура до начала мезозоя, способствовало сдвигению формирующихся коровых пластин с юго-востока на северо-запад. Это привело к формированию сдвиговых границ ориентированных в северо-западном направлении. Начиная с мезозоя, формируемые на южной окраине плиты коровые пластины сдвигались на север, образуя покровные структуры. Предлагаемая модель возникновения композиционной коры, опирающаяся на усовершенствованную теоретическую концепцию, доказывает, что мантийная конвекция сказывается на двух уровнях: плитном и коровом. Это позволяет объяснить природу «мозаичного» строения коры, наличие границ северо-западной сдвиговой и субширотно надвиговой ориентировок.

#### 4 ПРОГНОЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ

В предыдущей главе восстановлена последовательность формирования композиционной коры, слагающей территорию Казахстана. Были объяснены геодинамические условия образования геологических формаций и причины перемещения фрагментов структурных элементов, сложенных этими формациями.

В этой главе на основании представлений о выявленных геодинамических обстановках прошлого и современных условиях формирования полезных ископаемых, объясняются причины их неравномерного распределения на территории Казахстана.

В зоне субдукции происходит преобразование (рециклинг) исходных пород. Многие геологические формации, распространенные на территории Казахстана, образовались в результате рециклинга. Образовавшись в зоне спрединга, исходные породы содержали в рассеянном виде рудные компоненты. В зоне субдукции произошло их обогащение. Поскольку каждый фрагмент композиционной коры имеет свои собственные границы, можно представить эти фрагменты как коровые пластины. Для каждой пластины в зависимости от условий образования слагающей ее геологической формации, механизма сочленения с другими фрагментами и стадии рециклинга могут быть сформированы различные виды полезных ископаемых.

В таблице 4.1 приведен прогноз возможных видов месторождений полезных ископаемых (МПИ), характерных для каждой геологической формации. Прогноз выполнен с использованием работ [68; 115; 176] для геодинамической карты масштаба 1:1500000. На геодинамических картах более крупных масштабов можно уточнить пликативные и дизъюнктивные структуры, характер границ выделяемых пластин и блоков, механизм и последовательность формирования композиционной коры, и на основании этого уточнить местоположение месторождений.

Проверку прогноза размещения МПИ, выполненного с позиций теории тектоники плит, осуществим для территории хорошо изученного Рудного Алтая (таблица 4.2).

Как было сказано в подразделах 3.4.1 и 3.4.2, в раннем девоне образовался энсиалический блок Рудного Алтая с задуговым бассейном. К позднему девону в задуговом бассейне сформировались Cu-Zn колчеданные месторождения в базальтах, Ti- магнетитовые в габброидах, Pb-Zn-баритовые (тип Куроко). На склоне энсиалического блока в окраинном море образовались полиметаллические колчеданные Ag и Au (тип Куроко) месторождения, в центральной части дуги – золото-серебряные с теллуридами и полиметаллические ксенотермальные с оловом и вольфрамом. В задуговом бассейне существовали условия для формирования пул-апарт структур, а с ними может быть связано формирование эксгальционно-осадочного редкометалльного (U, Mo и Sn железорудного с высокими концентрациями

Таблица 4.1 – Прогноз МПИ на геодинамической основе

Формация	Основные типы структурных элементов земной коры. Место распространения, возраст формации	Типы и стадия (римские цифры) развития МПИ (пример месторождения в Казахстане)
1. Нижняя терригенная (граувакковая, аспидная)	<b>Остаточные структуры рифта СХ.</b> Горы Джебаглы, хр. Большой и Малый Каратау, свиты: ранская (Є <sub>1</sub> ), косшокинская (Є <sub>1</sub> ), карагурская (Є <sub>1</sub> ), аксумбинская (Є <sub>1</sub> ), болшекаройская (Є <sub>1</sub> ), коксуйская (Є <sub>1</sub> ), малокаройская (Є <sub>1</sub> ); в Улутау — все свиты, начиная с улутауской (Є <sub>1</sub> ), подстилающие байконурскую (Є <sub>2</sub> ?), Чу-Балхашский водораздел — джамбульская (Є <sub>3</sub> -О <sub>1</sub> ?) и сопоставляемые с нею отложения; Бошекульский, Баянаульский и Чингиз-Тарбагатайский районы — телескольская (Є <sub>1</sub> <sup>1</sup> ) и ее аналоги, сарышокинская (О <sub>1</sub> ), найманская (О <sub>1</sub> ), сарыбидаикская (О <sub>2</sub> ) и еркебидаикская (О <sub>2</sub> ). <b>Склон островной дуги, верхняя часть глубоководного желоба:</b> в Калбе — такырская (D <sub>3</sub> —C <sub>1</sub> ), Южный Алтай — белоубинская (D <sub>2gv</sub> -D <sub>3</sub> ). Широкое развитие на территории Калбы и Южного Алтая получила терригенно-известняковая субформация, представленная в Калбе пугачевской, орловской (D <sub>1e</sub> ) и кыставкурчумской (D <sub>2-gv</sub> ) свитами, в Южном Алтае – култабарской (D <sub>1-2</sub> ), хайдинской, успенской, холзунской (D <sub>1e</sub> ) и хамирской (D <sub>2gv</sub> -D <sub>3</sub> ) свитами. О <sub>2</sub> <sup>1</sup> ?, копинская (Є <sub>2-3</sub> ), кудаймендинская (Є <sub>3</sub> ), каратасская (Є <sub>3</sub> -О <sub>1</sub> ) ерементausкая осадочно-эффузивная серия (Є <sub>1</sub> ) и др.	Рассеянные элементы в отложениях раннего палеозоя (I). Литифицированные россыпи в терригенных осадках (III)
2. Кремнисто-спилит-диабазовая	<b>Мантйная кора.</b> На территории Северо-Восточного Казахстана, Чу-Балхашского водораздела, в районе рек Сарысу и Атасу, Чингизского хребта, в Зайсанской и Джунгаро-Балхашской складчатых системах. Свиты: акжальская (О <sub>1</sub> <sup>2</sup> -О <sub>2</sub> <sup>1</sup> ), ащисуйская и сарытумская (О <sub>1</sub> <sup>2</sup> -О <sub>2</sub> <sup>1</sup> )?, копинская (Є <sub>2-3</sub> ), кудаймендинская (Є <sub>3</sub> ), каратасская (Є <sub>3</sub> -О <sub>1</sub> ), ерементausкая осадочно-эффузивная серия (Є <sub>1</sub> ), и др. <b>Зона ПСХ в задуговом бассейне.</b> Аркалыкская (C <sub>1v2-3</sub> ), Алтай (C <sub>1</sub> <sup>2</sup> )	Рассеянные элементы на мантйной коре (I). Mn в кремнистых толщах; Cu-Zn колчеданные в базальтах; Pb-Zn-баритовые (тип Куроко) (II)
3. Спилит-кратофировая	<b>Мантйная кора.</b> Бошекульский, Селетинский, Майкаинский, Баянаульский прогибы на территории хр. Чингиз, Зап. Тарбагатай (Є <sub>1-2</sub> ) – бошекульская серия (свиты: джангабульская, ащикольская и агырекская)	Колчеданные; Cu-Mo (I)
4. Кварцевых кратофиров	<b>Энсиалическая дуга (бывший внутриплитный шельф).</b> Зайсанская складчатая система в Рудно-Алтайской и Южно-Алтайской структурно-формационных зонах. Свиты: березовская (D <sub>2e1</sub> ), таловская (D <sub>2e2</sub> ), лениногорская (D <sub>2e</sub> ), ревнюшинская (D <sub>2e</sub> ), ильинская (D <sub>2e1</sub> ), крюковская	Полиметаллические колчеданные с Ag и Au (Тип Куроко) Риддер, Малеевское, Зырянское и др. – на склоне к окраинному морю; Ag и Au с теллуридами, самородной и

Продолжение таблицы 4.1

1	2	3
	(D <sub>2e</sub> ), верхнекултобарская (D <sub>2e1</sub> ), сокольская (D <sub>2e</sub> ), маслянская (D <sub>2e2</sub> ), успенская (D <sub>2e2</sub> ), хайдунская (D <sub>2e2</sub> ), большереченская (D <sub>2e2</sub> ), шипуновская и давидовская (D <sub>2gv2</sub> ), каменевская и снегиревская (D <sub>3fr</sub> ), шипулинская (D <sub>2e</sub> )	пиритной серой, полиметаллические ксенотермальные с Sn и W – центральная часть дуги (II)
5. Кремнисто-сланцевая	<b>Остаточные структуры рифта СХ, выведенные на поверхность при разламывании и сдвигении пластин мантийной коры.</b> Джебаглы, Каратау и Улутау, где она представлена курумсакской (Є <sub>2</sub> <sup>2</sup> ), кулантауской (Є <sub>2+3</sub> ), кокतालской (Є <sub>2+3</sub> ) и тесно связанной с ними байконурской (Є <sub>2</sub> )? Свитами	Накопление черносланцевых пород, обогащенных Au и W, а также возможно U, V и Mo, пластовые фосфориты, Ni с Co латеритные, U – в черносланцевой толще (I)
6. Терригенная базальт-андезитовая	<b>Энсиматические острова и межостровной бассейн.</b> В Северном Прибалхашье в Кентарлауском антиклинории в районе реки Сарысу и меньше на Сарысу-Тенизском водоразделе – Є <sub>3</sub> -O <sub>1</sub> , в районе реки Сарысу – O <sub>3</sub> , (Белкараганская и караобинская свиты), в Северном Прибалхашье (жаманшурукская свита) – O <sub>3</sub>	Эксгалационно – осадочные, мартит – магнетитовые скарноидные, медно-порфировые с Au, Au-Te и Au в андезитах., Cu-Zn в базальтах, Pb - Zn – баритовые (тип Куроко) (II). Рудный Алтай
7. Габбро-диабазовая	<b>Мантийная кора.</b> В Улутау – коскуль-карсакпайский (O <sub>1</sub> ) комплекс. <b>Зона ПСХ в задуговом бассейне.</b> Маркакульский (D <sub>3</sub> ) в Южном Алтае, прииртышский (D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> ) в Иртышской зоне смятия (условно)	Cu-Zn колчеданные, Ti-магнетитовые в габброидах (I). Cu-Zn колчеданные, Ti-магнетитовые в габброидах (II)
8. Габбро-перидотитовая	<b>Мантийная кора.</b> Заилийский (Є <sub>3</sub> ), кетменский (Є <sub>3</sub> -O); чу-балхашский (O), кызылжарский (O), талас-узекский (O), итмурундинский (O), шоинтасский (O); тарбагатайский (O <sub>3</sub> ), кулан-утпесский (Pz <sub>1</sub> ), тектурмасский (Pz <sub>1</sub> ?), муржик-аркалыкский (Є), шидерты-экибастузский (Є <sub>1</sub> ), алкамергенский (Є <sub>1</sub> ) комплексы. <b>Зона ПСХ в задуговом бассейне.</b> Комплексы: чультызыл-тюлькуламский (S <sub>1</sub> ?), чарский (D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> ), горностаевский (D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> )	Cr, Cu, Zn, Ti (I), (II)
9. Перидотит-пироксенитовая	<b>Мантийная кора.</b> Комплексы: улутауский (O <sub>2</sub> ), шучинский (Є <sub>2-3</sub> ), олентинский (Є <sub>1</sub> ) и бессазский (O?)	Cr, Cu, Zn, Ti, Fe, Mn (I)
10. Дунит-пироксенит-габбровая	<b>Мантийная кора.</b> Шалгиинский (Є <sub>3</sub> ), саранский (Є <sub>3</sub> ), тесиктасский (Є <sub>3</sub> -O <sub>1</sub> ), коржунколь-ский (Є) комплексы в Северо-Восточном Прибалхашье условно отнесен Акшо-кинский массив (S)	Cu-Zn колчеданные, Ti-магнетитовые в габброидах, Fe, Mn (I)

Продолжение таблицы 4.1

1	2	3
11. Габбро-плагиогриновая	<b>Мантийная кора.</b> Интрузивные комплексы: сарытауский (O <sub>2-3</sub> ), степнякский (O <sub>2-3</sub> ), котнакский (O <sub>1-2</sub> ), подгорненский (O <sub>3</sub> ), кульбайский (Є <sub>2</sub> ). <b>Зона ПСХ в задуговом бассейне.</b> К Джунгаро-Балхашской системе отнесена часть балхашского комплекса (C <sub>1</sub> ); в Зайсанской системе формация представлена курсайчатский и межевско-амелихинский (D <sub>2</sub> ) комплексами (последний без габбро, приурочен к кварцевым кератофирам, установленным только для Рудного Алтая)	Mo, Cu, Au (II)
12. Известняково-доломитовая	<b>Внутриплитный шельф.</b> Хр. Малый Каратау — джиланская свита (Є <sub>2</sub> -O <sub>2</sub> )	Pb-Zn в карбонатных отложениях, пластовые фосфориты в кремнисто-карбонатных толщах
13. Флишевая	<b>Склон островной дуги, глубоководный желоб.</b> Южно-Алтайская структурно-формационная зона (C <sub>1t</sub> ) (маймырская свита), Джунгарский Алатау (D <sub>1</sub> )	Литифицированные россыпи в терригенных осадках
14. Флишоидная (верхняя терригенная)	Распространена в Каратау, Улутуа, Приишимье, на Кокчетавской глыбе, в Восточно-Кокчетавском, Еременьтау-Ниязском, Бошекульском, Баянаульском районах, в хр. Чингиз и Тарбагатай, на Чу-Балхашском водоразделе, на Чуйской глыбе, в Бурунтаском антиклинории, в Северо-Западном Прибалхашье, Джунгарском Алатау. <b>Остаточные структуры рифта СХ.</b> В Заилийском Алатау представлена коскульской (O <sub>1</sub> ), суиндыкской (O <sub>2</sub> ), карасуирской (O <sub>1</sub> ), дулыгалинской (O <sub>2-3</sub> ), копырсуйской (O <sub>1-2</sub> ), андрюшенской (O <sub>2-3</sub> ), майданской (Є <sub>2</sub> <sup>1</sup> ), сасыксорской (Є <sub>2</sub> <sup>2</sup> ), бурлюбайтальской (Є <sub>3</sub> -O <sub>1</sub> ), ермекской (S), исеньской (S) свитами, свитой Беке (O <sub>2</sub> ), андеркенским (O <sub>2-3</sub> ), копалинским (O <sub>2</sub> ), караканским (O <sub>2</sub> ), караэспинским (S <sub>2</sub> ) и айнасуйским (S <sub>2</sub> ) горизонтами. В Северо-Западном Прибалхашье к этой свите относится сланцевая толща (Є <sub>1</sub> ) совместно с подстилающей ее фаунистически охарактеризованной аксуранской свитой (Є <sub>2-3</sub> ). <b>Склон островной дуги, глубоководный желоб.</b> В Зайсанской	Литифицированные россыпи в терригенных осадках

Продолжение таблицы 4.1

1	2	3
	геосинклинальной системе в Восточно-Калбинской, Рудно-Алтайской, Жарма-Саурской зонах, где в ее состав входят байсумская ( $C_{1v3-n}$ ), балгынская ( $C_{1v1}$ ), коконьская ( $C_{1t-v}$ ), кояндинская ( $C_{1t}$ ) и другие свиты	
15. Нижняя морская молассовая	<b>Формирование островных дуг и заполнение морских бассейнов продуктами разрушения (задуговые и междуговые бассейны).</b> Баянаул-Чингиз-Тарбагатай (альпеисская свита ( $S_{1al}$ ); Прибалхашье ( $D_{2-3}$ ); Джунгарский Алатау ( $C_{1v-C_{2b}}$ ); Бороталинская подзона ( $D_{2gv-C_{1t}}$ , $C_{1t-v_1}$ ). Зайсанская складчатая система ( $C_{1-2}$ ) - кокпектинская, чакельмесская, турангикульская, таубакская свиты, буконьская свита	Литифицированные терригенные россыпи (III), угли (I)
16. Отдаленная кремнистая	<b>Задуговые и междуговые бассейны.</b> Внутренняя часть Северо-Джунгарского прогиба, на северо-востоке Джунгарского Алатау (тастауская свита $-D_3-C_{1t}$ ), восточная часть Северного Прибалхашья	Mn
17. Известняково-терригенная	<b>Задуговые и междуговые бассейны.</b> Джунгаро-Балхашская и Зайсанская складчатые системы. ( $D_3-C_1$ ). Известняково-кремнисто-песчаниковая субформация: в Жарма-Саурской (Восточно-Жарминская подзона) и Западно-Калбинской (Баладжальская подзона) зонах. В Рудно-Алтайской зоне (Лениногорско-Зыряновская подзона) – джалтырская ( $C_{1v}$ ), тарханская ( $C_{1t_1}$ ), ульбинская ( $C_{1v_1}$ ), бухтарминская ( $C_{1v_2}$ ) свиты, в Южно-Алтайской зоне (Белобуинско-Маймырская подзона) верхняя часть балгынской свиты ( $C_{1v_1}$ ), Байбердинская подзона ( $C_{1t_2}$ ). Северный Тянь-Шань (Кетменский хребет и Терсей-Алатау – ( $C_1$ )). В Джунгарском Алатау – $S_{2ld}-D_3 ef$	Углеводородное сырье. Нерудные материалы.
18. Андезитовая терригенная («островная»)	<b>Энсиматические островные дуги. Межостровной бассейн.</b> Джунгаро-Балхашская складчатая система ( $D_3 fm, C_{1t-v_1}$ ) – в бортовых частях Тюлькун-масского и Кентерлаусского антиклинориев. Прогибы Шидерты-Баянаульской, Чингизской, Западно-Тарбагатайской, Новалы-Кызыл-Эспинской структурно-формационных зон Центрального Казахстана. В пределах Баянаул-Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы к этой формации	Мартит-магнетитовые скарноидные, Au-Te и Au в андезитах и диоритах, полиметаллические колчеданные с Ag и Au (тип Куроко)



Продолжение таблицы 4.1

1	2	3
	отнесены: торткудукская (Є <sub>3</sub> -O <sub>1</sub> ), жумацкая (S <sub>1</sub> ln) и доненжальская (S <sub>1-2</sub> ) свиты	
19. Липарит-дацит-андезитовая моласовая	<b>Межгорная или предгорная впадина.</b> Айнасуйский, Нуринский, Сарысуйский, Успенский, Джаильминский синклинории и Жаман-Сарысуйский антиклинорий – (D <sub>2-3</sub> ), Акжал-Аксоранский синклинорий (D <sub>3</sub> )	Литифицированные россыпи (III)
20. Известняково-кремнисто-базальтовая	<b>Островные дуги и междуговой бассейн. Зрелая стадия развития.</b> Северо-запад Джунгаро-Балхашской складчатой системы, Джаильминский и Успенский синклинории, Жаман-Сарысуйский антиклинорий (Кайрактинская и Чийозекская мульды), в Причингизье (D <sub>3</sub> fm –C <sub>1</sub> t), Чарский район (D <sub>3</sub> fm –C <sub>1</sub> n) – аркалыкская свита	Mn в кремнистых толщах, Pb, Fe, Cu-Zn колчеданные в базальтах (II)
21. Андезитобазальтовая терригенная	<b>Островные дуги и междуговой бассейн. Зрелая стадия развития.</b> Горный Алтай (D <sub>2</sub> ef), Причингизье (D <sub>2</sub> , P <sub>2</sub> ), Джунгаро-Балхашская складчатая система (D <sub>2</sub> gv–fr), Жаман-Сарысуйский антиклинорий (S <sub>1-2</sub> ).Разломы Коктас-Жартацкий и северная ветвь Центрально-Казахстанского (D <sub>2-3</sub> )	Мартит-магнетитовые скарноидные, Au-Te и Au в андезитах и диоритах, полиметаллические, Mg, Fe, Ti (II)
22. Габбро-диорит-грано-диоритовая	<b>Столкновение островной дуги с окраиной континента или с другой островной дугой.</b> Северный Казахстан (крык-кудукский комплекс) – (O <sub>3</sub> ); Сарысу- Тенизский водораздел (габбро-гранодиоритовый комплекс) – (O <sub>3</sub> ); Чингиз-Тарбагатайская складчатая система (O <sub>1</sub> ? S, Pz <sub>3</sub> ); Джунгаро-Балхашская система (балхашский комплекс и гранодиоритовые интрузии в Акжал-Аксоранской зоне) – C <sub>1</sub> ; в Зайсанской складчатой системе – намюрский (змеиногорский габбро-норит-гранодиоритовый комплекс)– C <sub>1</sub> n; в Рудно-Алтайской зоне – саурский (диорит–гранодиоритовый комплекс); в Жарма-Саурской зоне (саурский диорит-гранодиоритовый комплекс) C <sub>1</sub> n)	Cu-Zn, Ti, Cr, Fe, Ni, Co, V, Zr (I, III)
23. Гранодиорит-гранитовая	<b>Столкновение островной дуги с окраиной континента, или с другой островной дугой.</b> Кокчетавская глыба (Зерендинский гранодиорит-гранитовый комплекс– O <sub>3</sub> ), гранодиоритовый (O <sub>3</sub> -S) в Улутау; Курдайский и Чатыркульский комплексы (O <sub>3</sub> ) – в горах Кендыктас; гранит-гранодиоритовые массивы Чуйской глыбы. Калбинский комплекс сложнопостроенного Калба-Нарымского плутона в Восточно-Калбинской	Ta, Sn, Be, Li, Pb, Cu, Au, U-Mo, редкометалльное оруденение (кварцевожильное с вольфрамитом и касситеритом, грейзены с шеелитом и пегматиты с редкоземельной минерализацией) – (II)

Продолжение таблицы 4.1

1	2	3
	зоне Зайсанской складчатой системы	
24. Липаритов и кварцевых песчаников	<b>Вулкано-плутоническая дуга на шельфе.</b> Чу-Балхашский водораздел от гор Айкарлы на востоке до гор Актау на западе, Бетпак-Дала (Бурунтавский антиклинорий и Чуйская глыба) и хр. Джунгарский Алатау, в основном в пределах его северного склона, где представлена айкарлинской, алтынсынганской, сарычабынской и др. свитами. По соотношениям с фаунистически охарактеризованными подстилающими и перекрывающими формациями и путем сопоставления и корреляции возраст формации определен условно как (Є?) и Є – О	Sn и W грейзеновые и пегматитовые в надинтрузивных зонах коллизионных гранитов, Cu, Cu – Mo (II)
25. Андезит-дацит-липаритовая молассовая	<b>Вулкано-плутоническая дуга на шельфе.</b> Токрауская структурно-формационная зона, западная часть Джунгаро-Балхашской складчатой системы, Прибалхашье и Причингизье (кемельбекская свита), наложенные мульды в пределах Новалы-Кызылэспинского антиклинория, Зайлийский и Джунгарский Алатау. Возраст формации – C <sub>1t-v</sub> , местами C <sub>1v-n</sub>	U-Mo, Cu, Au, Pb, Zn (II)
26. Андезит-липаритовая («порфиоровая»)	<b>Надвигообразования и формирования вулкано-плутонической дуги на шельфе.</b> Коктасская свита (D <sub>1</sub> ) на Чу-Балхашском водоразделе; Центральный и Южный Казахстан, Алтай (D <sub>1-2</sub> ); В Чу-Илийских горах – коктасская –D <sub>1</sub> , алакольская – D <sub>2</sub> и карасайская D <sub>2-3</sub> свиты; в Джунгаро-Балхашской складчатой системе – калмакэмелская, керегетасская, колдарская, кызылкинская и кармысская свиты, в Зайсанской складчатой системе – сержихинская, майтюбинская, кагенбу-лакская и кенсайская свиты	Cr, Cu-Zn, Mn, Au - Ag, Pb и Cu (II)
27. Липарит-базальтовая красноцветная молассовая	<b>Вулкано-плутоническая дуга на шельфе.</b> Центральный Казахстан на Сарысу-Тенизском водоразделе – жаксыконская свита (D <sub>2gv-fr-D<sub>3</sub></sub> ), северный борт Карагандинского прогиба, т.е. северные и западные районы Центрального Казахстана и Северо-Западного Прибалхашья	Литифицированные россыпи (III)
28. Верхняя морская молассовая	<b>Предгорная впадина. Зона надвигообразования.</b> На территории Джунгаро-Балхашской складчатой системы, в Северном Прибалхашье представлена саякской свитой (C <sub>1v2-n</sub> ), на южном склоне Джунгарского Алатау (Текелийская подзона) – жаманбулакской свитой, в Баянаул-Чингиз-	Уголь (I), Cu (II), литифицированные россыпи (III)

Продолжение таблицы 4.1

1	2	3
	Тарбагатайской складчатой системе – пестроцветной субформацией. Запад Центрального Казахстана – вулканогенно-молассовая формация (D <sub>2-3</sub> )	
29. Наземная молассовая угленосная	<b>Предгорная впадина. Зона надвигообразования.</b> Зайсанская складчатая система: в Западно-Калбинской и Восточно-Калбинской, Рудно-Алтайской и Южно-Алтайской зонах, где к ней относятся прибрежно-континентальная фация буконьской свиты, малоульбинская (C <sub>1п</sub> –C <sub>2</sub> ), голубовская (C <sub>2</sub> –C <sub>3</sub> ) свиты. Наземная молассовая соленосная формация близкого состава выделяется в Жарма-Саурской зоне, где она представлена акколканской свитой (P <sub>2</sub> –T)	Строительные материалы, уголь (I)
30. Угленосная лимническая	<b>Предгорная впадина. Зона надвигообразования.</b> Жарма-Саурская зона (акансайская и кендерлыкская свиты C <sub>2</sub> ), карангурская и таранчинская свиты P <sub>1</sub>	Уголь (I)
31. Трахибазальт-трахилипаритовая	<b>Вулкано-плутоническая дуга на шельфе.</b> (Пластина надвинута на окраину континента). Центральный Казахстан: Северо-Восточное Прибалхашье, Алакульский синклиорий (кенжебайская, сийректауская, коктобинская, ащикудукская, бериктасская (P <sub>2</sub> ) и тансыкскую (T) свиты. На Алтае в эту формацию входят семейтауская свита и вулканогенные аналоги кендерлыкской, караунгурской и таранчинской свит хр. Саур. Возраст свиты (P <sub>2</sub> –T?). В Илийском синклиории к трахибазальтовой молассовой субформации отнесена жельдыкарагинская свита P <sub>2</sub> (по К. Азбелю), к трахилипаритовой субформации – малайсаринская свита возраста P <sub>2</sub> –T	U-Mo гидротермальные в кислых вулканитах, Au, полиметаллы, Cu (III)
32. Гранит-гранодиоритовая	<b>Столкновение островных дуг с окраиной континента.</b> Джунгаро-Балхашская складчатая система – топарский комплекс (C <sub>2-3</sub> ); Алакульский синклиорий (P <sub>1</sub> ). Бетпак-Дала девонский комплекс (по В.С. Коптеву-Дворникову) – D; Сарысу-Тенизский район – среднедевонский комплекс –D <sub>2</sub>	Полиметаллы с Sn и W
33. Лейкократовых и биотитовых гранитов	<b>Столкновение островных дуг с окраиной континента.</b> Северный Казахстан (Кокчетавская глыба) – боровский комплекс (S <sub>2</sub> –D <sub>1</sub> ), южная часть Сарысу-Тенизского водораздела, Чу-Илийская и Заилийская зоны. Зайсанская складчатая область – белоубинский (Сарымсактинско-Холзунское краеве поднятие) и монастырский (Восточно-Калбинская зона, входит в состав Калба-Нарымского плутона) комплексы (C <sub>1</sub> –P?). Джунгаро-	Полиметаллы с Sn и W

Продолжение таблицы 4.1

1	2	3
	Балхашская складчатая система – калдырминский комплекс (С <sub>3</sub> )	
34. Гранит-граносиенитовая	<b>Закрытие окраинного моря. Столкновение островных дуг с окраиной континента.</b> Лениногорский (Рудно-Алтайская зона) и дельбегетейский граносиенит-гранитовый–щелочно-гранитовый (Западно-Калбинская зона) комплексы	Полиметаллические колчеданные, Ag, Au Sn и W
35. Монцитов, субщелочных гранитов	<b>Столкновение островных дуг с окраиной континента.</b> Рудно-Алтайская зона (приурочены к разломам субширотного простирания) – сержихинский комплекс в Сержихинско-Пихревской грабен-синклинали, (трахилипарит-трахиандезитовая формация) сержихинской свиты (Р <sub>1</sub> ?)	Полиметаллические колчеданные, Ag, Au Sn и W
36. Аляски-товых и субщелочных гранитов	<b>Столкновение островных дуг с окраиной континента.</b> Алакульский синклинорий Р-Т? и др. районы	Fe, Sn, W
37. Терригенно-карбонатная (существенно доломитовая)	<b>Внутриплитный шельф.</b> Чу-Балхашский водораздел в Чажогай-Киикском районе – шундинская свита (О <sub>1-2</sub> ) и вышележащие толщи (О <sub>2-3</sub> ); на северном склоне хр. Джунгарский Алатау – сууктюбинская (О) и текелийская (О) свиты	Фосфориты, Fe, Mn, Al
38. Красноцветная молассовая	<b>Предгорная впадина. Зона надвигообразования.</b> Континентальная формация: в Тенизской, Джезказганской и Чуйской впадинах, местами на Сарысу-Тенизском поднятии и в северных района Центрального Казахстана (D <sub>3fr</sub> – D <sub>3fm</sub> ). Прибрежно-континентальная формация: хр. Большой Каратау и на северных отрогах Тянь-Шаня (тюлькубашская свита – D <sub>3 fr</sub> )	Au, Cu

Продолжение таблицы 4.1

1	2	3
39. Известняково-доломитовая	<b>Прибрежная низменность и лагуна. Зона надвигообразования.</b> Наложенные мульды: Тенизская, Джекказганская, Чуйская впадины, Сасырлыкско-Моинтинский и Акбастауский прогибы, Сарысу-Тенизское поднятие, Каратауский прогиб. Наложенные мульды: в Баянаульском районе, в хр. Чингиз и Западный Тарбагатай. (D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> )	
40. Ангидри-то-доломитовая	<b>Прибрежная низменность и лагуна. Зона надвигообразования.</b> Наложенные прогибы: Тенизская, Джекказганская и Чуйская впадины (C <sub>1t-v-n</sub> )	Россыпи, Pb-Zn в карбонатных отложениях, фосфориты, углеводороды
41. Карбонатно-кремнистая	<b>Окраинные моря.</b> Породы формации широко развиты в западных и северных районах Центрального Казахстана русаковский и ишимский горизонты (C <sub>1</sub> )	Углеводороды, Fe, Mn
42. Карбонатно-терригенная	<b>Окраинные моря. Зона надвигообразования.</b> В наложенных прогибах: Тенизском, Джекказганском, Чуйском, Сасырлыкском и др. (C <sub>1</sub> ), Чуйской впадине. В Тенизской впадине (долина р. Кипчак) – угленосная формация. В Чуйская впадина	Углеводороды, Fe, Mn
43. Угленосная параличская	<b>Прибрежная низменность и лагуна. Зона надвигообразования.</b> Цент-ральный Казахстан (аккудукская (C <sub>1v2</sub> ), ашлярикская (C <sub>1v2</sub> ), карагандинская (C <sub>1v3-n</sub> ) свиты)	Уголь – в осадочных, Cu-Ni магматические с Pt, Cu – в долерито-базальтах
44. Пестроцветная терригенная	<b>Междуговой бассейн. Зона надвигообразования.</b> Тенизская, Джекказганская (таскудукская свита), Чуйская и Сарысуйская впадины (C <sub>1</sub> ). Тениз-Коржункульский и Карагандинский бассейны (надкарагандинская, Долинская и тентекская свиты). Возраст: C <sub>1n</sub> -C <sub>2</sub> (кирейская, таскудукская, ащиозекская, надкарагандинская, долинская и тентекская свиты)	Литифицированные россыпи в терригенных осадках, Mn, Cu, углеводороды

Продолжение таблицы 4.1

1	2	3
45. Красноцветная терригенная	<b>Прибрежная низменность и лагуна. Зона надвигообразования.</b> Западные и северные районы Центрального Казахстана (Тенизская, Джезказганская, Сарысуйская, Чуйская и другие впадины). Свиты: владимировская, джезказганская, жиделисайская, кызылканатская и коржункульская – С <sub>2-3</sub> ; кайрактинская, кенгирская, соркольская – Р <sub>1</sub> ; тузкольская – Р <sub>1-2</sub> , кийминская Р <sub>1</sub> <sup>2</sup> , шоптыкульская и верхняя часть тузкольской Р <sub>2</sub>	Au, Cu
46. Базальтовая формация	<b>Раскол плиты.</b> Ишим-Улугтауской комплекс Р-Т	Cu, Ni, Pt, Cr
47. Перидотит-пироксенит-норитовая	<b>Стабильная и относительно стабильная обстановка абиссальной котловины. Мантийная кора.</b> Массивы Кокчетавской глыбы: Златогорский, Челкарский, Пуриковский, Чкаловский, Дубровский, Чеховский (Є <sub>1-2</sub> ). Условно отнесен массив Степок (Є <sub>1-2</sub> ) в южной части Ишкеольмесского антиклинория в Северо-Восточном Казахстане	Cu, Ni, Pt, Cr
48. Щелочно-ультраосновная	<b>Раскол плиты.</b> Красномайский интрузивный комплекс (Є <sub>3</sub> ) (к западу от г. Кокчетав)	Апатито-магнетитовые с флогопитом, вермикулитом, Nb, Ta, U, Mo, Cu карбонатитовые, Pt
49. Щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов	<b>Раскол плиты.</b> Кубасадырском – массиве ишимского комплекса (центральная часть – вулканогенные породы, периферические–интрузивные) указывает на кольцевое строение комплекса, обусловленное, вероятно, кальдерами проседания. Возраст – Є	Апатитовые (динамо_ и контактово-метаморфизованные пластовые фосфориты) Ag – жильные, флюорит-барит-полиметаллические жильные, Fe-Mn- баритовые жильные
50. Щелочных гранитов, щелочных и	<b>Раскол плиты.</b> Баянаул-Чингиз-Тарабагатайская складчатая система. Примеры интрузий: Чакчанский массив, мелкие массивы северо-западнее г. Джаманулы	Sn-грейзены и жилы, содержащие Nb, Ta, W, Апатитовые (динамо_ и контактово-метаморфизованные пластовые фосфориты) Ag – жильные

Продолжение таблицы 4.1

1	2	3
нефелиновых сиенитов	(содалито-нефелиновые сиениты), массивы Беркутинский, Биржанкульский, Доненжальский и Киш-Орда (нефелиновые сиениты). Верхнеэспинские штоки, Ийсорский, Биесемасский, Коргантасский, Керегетасский, Болектасский, Курозекский, Коксалинский, Актюбинский, Кай-нарский, Аккойтасский, Арсаланский, Жильтауский, Тлеумбетский массивы. Возраст: P <sub>1</sub>	
51. Олиго-мезомиктовая сероцветно-пестроцветная	<b>Внутриконтинентальные бассейны.</b> Центральный Казахстан, Прииртышье, Тургайский прогиб и Призайсанье (E <sub>1-2</sub> )	Прибрежно-морские россыпи, уголь, Fe, колчеданы
52. Пестроцветная полимиктовая каолиновая и монтмориллонитовая известковистая	<b>Внутриконтинентальные бассейны.</b> Чуйская впадина, вдоль южного склона хр. Большой Каратау, район Приташкентских чулей	Прибрежно-морские россыпи, уголь, Fe, колчеданы, U
53. Полимиктовая монтмориллонитовая гипсо-соленосная	<b>Внутриконтинентальные бассейны.</b> Восточный Казахстан, верхне-палеогеновые отложения Чуйской и Илийской впадин и Приташкентского района E-N-Q, верхнеюрские отложения хр. Каратау (J <sub>3</sub> )	Гипс, глины, каменная соль, глауберит
54. Морская терригенная	<b>Внутриконтинентальные бассейны.</b> Северная и восточная периферия Кызылкумской впадины, Чуйской впадины, Тургайского прогиба, северная и северо-восточная окраины Центрального Казахстана (E)	Прибрежно-морские россыпи, уголь, Fe, колчеданы, U, фосфорит

Продолжение таблицы 4.1

1	2	3
55. Лагунная терригенно-карбонатная	<b>Внутриконтинентальные бассейны.</b> Кызылкумская впадина (E <sub>1</sub> )	
56. Континентальная угленосная полимиктовая	<b>Межгорные и предгорные впадины, надвигообразование.</b> Впадины Тянь-Шаня, Каратау, Центрального Казахстана, Тургайская, Балхаш-Алакульская, Илийская и Зайсанская. Возраст формации: Т-Ј	Уголь, каолинит, Fe
57. Диабаз-пикритовая	<b>Раскол плиты.</b> Джекказган-Улутауский район (каратургайский пикрит-диабазовый комплекс P <sub>2</sub> -T <sub>1</sub> ), отдельные дайки пикритов и диабазов в долине р. Ишим (на западной окраине Кокчетавской глыбы) и на правом берегу р. Селеты	Cu, Ni ,Pt
58. Базальт-трахибазальтовая	<b>Раскол плиты.</b> Восточная часть хр. Кетмень, район плоскогорья Уш-Хасан, урочище Ой-Карагай, ограниченное развитие на территории Восточного Казахстана (MZ-KZ)	Флюорит-барит-полиметаллические жильные, Fe-Mn-баритовые жильные
59. Метаморфиты	Соскабливание пелагических осадков и мелких выступов с мантийной коры в начальную стадию формирования зоны субдукции	



Таблица 4.2 – Прогноз месторождений полезных ископаемых, основанный на анализе различных геодинамических обстановок Рудного Алтая

Свита, возраст, интрузивный комплекс	Формации. Геодинамическая обстановка	Прогнозируемый тип МПИ
1	2	3
Холзунская $D_{1-2} hl$ , пугачевская $D_{1-2} pg$ , приревнюшинская $D_1 pr$	Кварц-кератофировая. Активная окраина литосферной плиты	Au-Ag с теллуридами; полиметаллические с Sn и W
Коргонская $D_2$ , усепенская $D_2$ , ревнюшинская $D_2 rv_1-D_2 rv_2$ , ильинская, сокольная $D_2$ , крюковская, лениногорская $D_{1e}-D_{2ef}$		
Онгудайская $D_2 on$ .		
Маслянская $D_2 ms$ .	Карбонатно-терригенная субформация, кварц-кератофировой формации. Активная окраина плиты	Полиметаллические ксенотермальные с Sn и Au;
Субвулканические и гипабиссальные $\mu\beta D_{2-3}$ , $\mu\lambda D_{2-3}$	Внедрение интрузий по разломам в кору энсиалического блока. Разломы образуются вследствие неравномерного поднятия коры в период субдукции	
Кыстав-Курчумская $D_2 kk$ .	Карбонатно-углеродисто-терригенная. Поддвигаемая микроплита	Hg, S-Hg и Sb стратиформные залежи и поднадвиговые штокверки в карбонатных породах и листовенитах
Среднедевонский комплекс $\gamma\delta D_2$	Гранитоиды. Активная окраина андийского типа	U-Mo Мо инфильтрационные в связи с кислыми экструзиями
Хамирская $D_{2-3} hr$ , белобушинская $D_{2-3} bu$	Граувакковая. Склон островной дуги	Литифицированные россыпи в терригенных осадках
Кремнюшинская $S_2-D_1 kr$ ( $D_3$ ) возраст принят на основании геодинамического анализа	Вулканогенно-терригенная. Островная дуга (осадочная терраса островной дуги)	Полиметаллические, Mg, Fe, Ti
Белорецко-маркакольский $\beta\lambda D_3$	Диабазовые порфириды, диабазовые, габбро-диабазовые, габбро, редко серпентиниты. ПСХ задугового бассейна.	Cu-Zn колчеданные в базальтах; Ti-магнетитовые в габброидах; Pb-Zn-баритовые (тип Куроко)
Пихтовская $D_3-C_1 ph$	Андезит-дацит-риолитовая и дацит-андезитовая субформации. Надвигание энсима-	Cu-порфиновые с Au; Au-Te и Au в андезитах и диоритах

Продолжение таблицы 4.2

1	2	3
	тического блока на энсиалический блок	
Джайдакская $D_3-C_1 dz$	Глубоководная впадина. Флишоидная с туффитами	Литифицированные россыпи
Такырская $D_3-C_1 tk$	Аспидно-углеродистая. Поддвигаемая микроплита	U в черносланцевой толще
Субвулканические гипабиссальные интрузии $\mu\beta D_3-C_1$ и $\mu\lambda D_3-C_1$	Внедрение интрузий по разломам в кору энсиалического блока. Разломы образуются вследствие неравномерного поднятия коры в период субдукции	Ti-магнетитовые в габброидах
Ларихинская ( $C_1 lr$ )	Базальты, андезиты, дациты-риолиты и их туфы, алевролиты, аргиллиты известково-углистые, песчаники, известняки, сланцы филлитовые. Закрытие бассейна	Полиметаллические колчеданные с Ag и Au (тип Куроко)
Тургусунская ( $C_1 tg$ ), балгынская ( $C_1 bl$ ), бухтарминская ( $C_1 bh$ ), ульбинская ( $C_1 ul$ )	Известняково-терригенная. Крайнее море на стадии закрытия, взаимное перемещение литосферных пластин и блоков	
Бухтарминский $\lambda\lambda C_1$	Субвулканические и гипабиссальные интрузии кварцевых порфиров, плагиогранит и гранит-порфиров. Закрытие крайнего моря	
Кедровско-ларихинский $\beta\lambda C_1$	Гипабиссальные интрузии габбро, габбро-диабазов, диоритов и диабазовых порфиритов. Закрытие крайнего моря	Ti-магнетитовые в габброидах
Иртышский $\gamma\delta\nu C_1$	Граниты, гарносиениты, гранодиориты, габбро, габбро-диабазы, серпентиниты. Закрытие крайнего моря	Ti-магнетитовые в габброидах, полиметаллические колчеданные с Sn и W
Змеиногорский $\gamma\delta\nu C_{2-3}$	Надвигание островной дуги на окраину континента	Au-Ag с Mn, Pb и Cu
Гремячинская $C_3-P_1$ ,	Терригенная. Часть передового прогиба	Литифицированные россыпи
Калбинский комплекс $\gamma P_2$	Деформируемая островная дуга	Au-Ag с Mn, Pb и Cu
Миролобовский комплекс $\gamma\beta\lambda P_2-T_1$	Надвигание островной дуги на окраину континента	

редких и редкоземельных элементов) оруденения, поэтому вполне вероятно, что в восточной зоне смятия могли быть сформированы месторождения вольфрама, молибдена и олова. Вполне вероятно, что в позднем девоне в районе Лениногорско-Шемонаихинского и Малеевского блоков (там, где распространены породы нижнего палеозоя), в рассолах и металлоносных осадках осевой зоны ПСХ задугового бассейна, сформировались руды Cu, Zn, Ag и др. Водообмен задугового бассейна с океаном в юго-восточной части был лучше, чем в северо-западной. Очевидно, на процесс водообмена повлияло положение энсиалического блока относительно поверхности океана. Если блок располагается ближе к поверхности океана, то водообмен затруднен, и в задуговом и междуговом бассейнах создаются условия осолоняющейся лагуны. Позже, при закрытии моря, рассолы повлияли на состав интрузий. Сформировались сиениты, граносиениты, внедрившиеся на больших площадях Малеевского блока и в меньшем количестве в Лениногорско-Шемонаихинском блоке. В южной части рудного Алтая сиениты не распространены, и это указывает на нормальные условия водообмена между бассейном окраинного моря и океаном.

Прогноз месторождений полиметаллов, связанных с кварц-кератофировой формацией территории Рудного Алтая следующий. Образование кварц-кератофировой формации сопровождалось смятием исходных пород в складки. В осевые части антиклинальных складок по трещинам растяжения, развившимся в осевых частях складок, происходило внедрение гидротермальных рудных растворов. Как было сказано в предыдущей главе, сформированные в карбоне в последнюю стадию развития задугового бассейна еще слабо литифицированные пластины, надвинулись на островную дугу, образовав покровы, которые, повторяя девонский рельеф, облекли его. Смещение покровных пластин с возвышенных участков в понижения привело к увеличению мощности карбонатно-терригенной формации и нарушению нормального стратиграфического залегания. Поэтому при проведении поисково-разведочных работ необходимо обратить внимание на положительные формы рельефа в местах распространения отложений терригенно-карбонатной формации, т.к. под ними погребен прямой рельеф. А инверсионный рельеф мог быть сформирован только в том случае, если отложения кварц-кератофировой формации в девоне и карбоне располагались выше уровня океана и подверглись денудации, в результате которой обнажились ядра антиклиналей (как в Зыряновском месторождении). Но энсиалические блоки Рудного Алтая, в основном, находились в подводных условиях. Кроме того, на блоках Рудного Алтая в карбоне в некоторых местах проявился островодужный вулканизм, который был сформирован в результате разогрева основания блоков продвигающейся под ними мантийной коры. Поэтому в основном все девонские структуры, сложенные кварц-кератофировой формацией, оказались погребенными под молодыми образованиями, что способствовало их сохранению.

**Прежде чем наметить места для бурения:** 1) по карте и космоснимкам необходимо изучить участки, сложенные породами терригенно-карбонатной

формации (*тургусунская* ( $C_1 tg$ ); *балгынская* ( $C_1 bl$ ); *бухтарминская* ( $C_1 bh$ ); *ульбинская* ( $C_1 ul$ ) *свиты*); 2) выявить положительные формы рельефа в местах распространения этой формации; 3) изучить участки опрокинутого залегания пород терригенно-карбонатной формации и выявить те места, откуда произошло их смещение (где-то рядом должна быть положительная форма рельефа, причем рельеф должен быть довольно крутым); 4) наметить линию профиля, проходящую через положительные формы рельефа, где распространена терригенно-карбонатная формация; 5) построить геоморфологический профиль по т/основе. Геоморфологический профиль строится с увеличением вертикального масштаба, затем либо по элементам залегания (если они достоверно замерены), либо параллельно рельефу нанести покровные пластины каменноугольных отложений терригенно-карбонатной формации, причем на положительных формах они будут иметь минимальную мощность, а в отрицательных формах рельефа – максимальную. Хорошо было бы уточнить мощность каменноугольных отложений в положительных формах рельефа геофизическими методами. Для обнаружения границ пластин, а также кровли девонских отложений поможет «сеймика», а «гравика» – поможет найти места для бурения.

Также надо помнить, что на процесс формирования месторождений оказывали влияние интрузии: во-первых, изменения на контакте с вмещающими породами, содержащими рудное вещество, а во-вторых, минерализация и состав самих интрузий (кислых, средних), возникших за счет **рециклинга осадков**, (рециклинг – переплавление осадков в зоне поглощения плит) обогащенных рудным веществом.

## Резюме

Прогноз наличия рудных компонентов в геологических формациях основан на геодинамическом анализе. От геодинамики зависят вещественный состав пород и руд, баро-термические условия, проявление магматизма. Геодинамика оказывает также влияние на формирование тектоники, от которой зависит форма рудных тел. Поэтому проведение поисково-разведочных работ на скрытые на глубине полезные ископаемые, необходимо проводить только после всестороннего анализа изучаемого региона: начиная с мелкомасштабных, и заканчивая крупно-масштабными картами. Под всесторонним анализом понимается комплекс: геодинамический, геологический (тектонический, вещественный), геоморфологический и геофизический. Такой анализ позволяет объяснить неравномерное распределение рудных компонентов и предугадать их расположение.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный в книге анализ современных гипотез, объясняющих формирование земной коры, позволил выявить их противоречия и несогласованность с основными положениями теории тектоники литосферных плит. На наш взгляд это объясняется тем, что некоторые термины, используемые в геотектонике и геодинамике, применяются не корректно.

Уточнение применяемых терминов и понятий, позволило перейти к анализу существующих геодинамических моделей формирования литосферы. После внесения соответствующих корректировок, удалось разработать новые модели, которые не противоречат основным принципам теории плит. Это позволило усовершенствовать теоретическую концепцию развития литосферной оболочки Земли.

Выяснение условий формирования и существования астеносферы дало возможность предложить и обосновать волнообразную форму горизонтальных ветвей конвективных ячеек. Эта модель, в отличие от общепринятых, объясняет причины «медленного» и «быстрого» движения плит, а так же условия формирования зон субдукции. Для объяснения мозаичного строения композиционной коры предложена модель движения плиты от одной зоны спрединга, от двух СХ, расположенных под углом друг к другу, от двух встречных и одного расположенного под углом к ним.

Выяснение особенностей состава и условий образования коры и форм рельефа на дивергентных и конвергентных границах дало возможность определить время формирования композиционной коры, которое, как оказалось, не всегда соответствует возрасту пород. Установленная последовательность формирования композиционной коры фрагментами различных структурных элементов, привела к разработке легенды и составлению геодинамической карты. Геодинамическая карта – квинтэссенция геологических карт, это своего рода районирование литосферы, поскольку выделяемые на карте литосферные пластины и блоки являются фрагментами структурных элементов земной коры, образовавшихся в определенной геодинамической обстановке. Каждый структурный элемент может иметь определенную минерализацию, связанную со стадией рудообразования, поэтому геодинамические карты заменяют минерагенические, и являются прогнозными для месторождений полезных ископаемых, скрытых на глубине. Кроме того, геодинамические карты являются основой для районирования изучаемой поверхности по каким-либо признакам: для решения задач сейсмического районирования и микрорайонирования, для инженерно-геологического районирования и организации мониторинга.

На основании предложенной теоретической концепции выполнен анализ геодинамических условий формирования композиционной коры, слагающей территорию Казахстана. Необходимость анализа вызвана тем, что со времен Н.Г. Кассина не найдено удовлетворительное объяснение причин резкого отличия в направлении разновозрастных складчатых сооружений, магматических проявлений и металлогении. Также остался открытым вопрос о

возрасте метаморфизованных толщ Прибалхашья, Кокчетавского района, Мугоджар и других районов, которые были приняты за докембрийские условно. Детальные исследования этих толщ не внесли какой-либо ясности: по-прежнему одни исследователи относят время их формирования к архею, другие – к протерозою.

Идея существования древнего докембрийского микроконтинента находит отражение и в плейт-тектонических моделях. На наш взгляд, самая совершенная модель формирования геологических структур территории Казахстана и Азии принадлежит Шенгёру А.М.С., Натальину Б.А и Буртману В.С., поскольку отличие от схемы дробления древнего континента, схема, разработанная этими авторами, объясняет особенности распределения геологических структур механизмом деформаций палеозойских островодужных комплексов. В отличие от этой модели, в представленной работе образование структур объясняется несколько иначе. Совместное влияние субмеридионально и субширотно развивающейся мантийной конвекции, способствовало сдвигу коровых пластин с юго-востока на северо-запад. Это привело к формированию сдвиговых границ между различными пластинами и блоками, которые указывают направление смещения фрагментов композиционной коры. Активная окраина, где происходило наращивание композиционной коры, постепенно смещалась на юг, и в мезозое, после формирования новой субмеридиональной зоны СХ, расположенной на западе, литосферная плита уже перемещалась на север, а пластины, наращивающие южную окраину плиты, сдвигались на север, формируя надвиговые структуры. Таким образом, объяснены условия образования геологических структур, слагающих территорию Центрального, Северного, Восточного и Южного Казахстана.

Концепция, предлагаемая в этой работе, может оказаться полезной при решении различных научных и практических задач в геологии, одной из которых, является прогноз МПИ. Например, уточнение геодинамической модели формирования Рудного Алтая, позволило обосновать проведение поисковых работ на полиметаллы, скрытые на глубине.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 Hess H.H. History of ocean basins //Petrologic Studiens. A volume to honor A.F. Buddington /Geol. Soc. Am. –1962.– P.599-620.
- 2 Dietz R. S. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor// Nature. –1961. –Vol. 190.– N 4779.– P.854-857.
- 3 Wilson J.T. Hypothesis of Earth behavior. //Nature.– 1963.– vol. 198.– P.925-929
- 4 Wilson J.T. A new class of faults and their bearding on continental drift // Nature. –1965.– Vol.207. –N 4995.– P. 343-347
- 5 Bullard E. C., Everett J.E., Smith A.G. The fit of continents around Atlantic // A symposium on continental drift, Phil. Trans. Roy. Soc. 1965. Vol. 258 A. P.41-51.
- 6 Heirtzler J., Grassle J. Deep–sea research by manned submersibles // Science. 1976. Vol. 194. N 262. P. 294–299.
- 7 Morgan W.J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks // J. Geophys. Res. –1968. –Vol.73.– N 6. – P. 1959-1982.
- 8 Le Pichon X. Sea–floor spreading and continental drift // J. Geophys. Res. – 1968. – Vol. 73.– N 12. – P.3661–3697.
- 9 Isaks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics // J. Geophys. Res. –1968.– Vol. 73.– N 18. –P.5856–5859.
- 10 Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли.– М.: Наука, 1974.
- 11 Ушаков С.А. Строение и развитие Земли // Физика Земли. М.: ВИНТИ, 1974. – Т. 1. –269с.
- 12 Монин А.С. История Земли. –Л.: Наука, 1977. – 228 с.
- 13 Монин А.С., Сорохтин О.Г. Об объемной гравитационной дифференциации Земли // Докл. АН СССР.– 1981. –Т. 259. –№ 5.– С. 1076-1079.
- 14 Монин А.С., Сорохтин О.Г. Эволюция Земли при объемной дифференциации ее недр // Докл. АН СССР. –1982.– Т.263.– № 3.– С. 572-575.
- 15 Монин А.С., Сорохтин О.Г. Тепловая эволюция Земли при объемном механизме дифференциации ее недр // Докл. АН СССР. – 1982.–Т. 266. –№ 1. – С. 63-67.
- 16 Монин А.С., Сорохтин О.Г. О механизме раскрытия активных краевых морей // Докл. АН СССР.– 1983.– Т. 271.– № 5. –С. 1101 – 1103.
- 17 Монин А.С., Сорохтин О.Г. Эволюция океанов и геохимия континентов // Палеоокеанология: двадцать седьмой Международный геологический конгресс. М.: 1984.– С.22-35.
- 18 Сорохтин О.Г., Лобковский Л.И. Механизм затягивания океанических осадков в зону поддвига литосферных плит // Изв. АН СССР. Физика Земли. –1976.– № 5. –С. 3-10.
- 19 Ушаков С.А., Галушкин Ю.И. Литосфера Земли. // Физика Земли. М.:

- ВИНИТИ, 1978. –Т.3.– 272 с.
- 20 Гаркаленко И.А., Ушаков С.А. Земная кора Курильского региона // Советская геология.– 1967.– № 11. – С. 46-59.
- 21 Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. –1969. – № 4. – С.5-23.
- 22 Dewey J.F., Birds J.M. Origin and emplacement of the ophiolite suite appalacian ophiolites in Newfoundland. //J. Geophys. Res.– 1971.– Vol.76.– N 114. –P.3179–3206.
- 23 Dewy J., Birds J., Mountain belts and the new global tectonics //J. Geophys. Res.–1970.– Vol. 75.– N 14. –P.2625–2647.
- 24 Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника. //В кн.: Новая глобальная тектоника. – М., Мир,1974.– С. 191-219
- 25 Ковалев А.А. Тектоника плит и некоторые аспекты металлогенического анализа // Геология рудных месторождений.– 1972. – № 5.– С. 90-96.
- 26 Ковалев А.А. Геодинамические основы регионального анализа размещения и условий формирования месторождений полезных ископаемых //Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1976. –№ 1. –С. 56-73.
- 27 Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М., Недра, 1978. –287 с.
- 28 Miyashiro A. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics // Am. Journ. Sci. –1972.– Vol. 272. –P. 629-656.
- 29 Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. – М.: Наука, 1988. – 251 с.
- 30 Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли: Учебник. – М.: Изд-во МГУ, 2002. –560 с.
- 31 Ficher O. Physic of the eart crust. 2-ed.– London. 1889
- 32 Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. М. –Л.: Наука, 1984. – 285 с.
- 33 Holmes A/ Radioactivity and earth movements //Trans. Geol. Soc. Glasgow. 1929. Vol. 18.P.559-606.
- 34 Кропоткин П.Н. Значение палеомагнетизма для стратиграфии и геотектоники // Бюлл. МОИП. Отд. геол. –1958. – Т.38. № 4. –С.57-86.
- 35 Vine F.J., Matthews D.H. Magnetic anomalies over oceanic ridges //Nature. – 1963. –Vol. 199.– N 4897.– P. 947-949.
- 36 Morgan W.J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks // J. Geophys. Res. –1968. –Vol.73.– N 6. – P. 1959-1982.
- 37 Ушаков С.А. Вязкость и динамические процессы в коре и верхней мантии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геол. –1968.– № 1.– С. 62-75
- 38 Mitchell A.H.G., Reading H.G. Continental margins, geosinclines and ocean floor spreading.//J. of Geol.– 1969.– Vol. 77/– N 6.–P.629-646.
- 39 Денисова Г.И. Геолог Александр Ковалев. М., Изд-во МГУ, 2001. – 47 с.
- 40 Ковалев А.А. Геодинамическая модель и металлогения Южного Урала // Общ. и регион. геология, геол. картирование: ЭИ ВИЭМС.1983, .–



- 41 Ковалев А.А. Эксгальционные руды вольфрама и олова на океанском дне.//Геология морей и океанов: Тез. докл. 10-й международной школы морской геологии. – М.: ИО РАН, 1992. –Т.3.– с.21-22.
- 42 Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые критерии. – М.: Недра, 1985,– 223 с.
- 43 Ковалев А.А. Новые критерии переоценки масштабов вольфрамового оруденения // Цветная металлургия.– 1988.– Н 6.–С. 82-83.
- 44 Ковалев А.А.Океаническая кора - источник крупных скоплений рудных полезных ископаемых (некоторые вопросы рудообразования) // Жизнь Земли (геодинамика и минеральные ресурсы).– М.: МГУ, 1988.–С.108-115.
- 45 Ковалев А.А. Важнейшие скарноидные и полигенные месторождения вольфрама, молибдена и олова Китая. –М.: Геоинформарк, 1999.– 50 с.
- 46 Ковалев А.А. Концепция об эксгальционном и эксгальционно-осадочном образовании скарноидных месторождений вольфрама, молибдена и олова (на примере Тырныауза) // Известия секции наук о Земле Российской академии естественных наук.– 2001.– Вып. 6. – С. 43-50.
- 47 Ковалев А.А. Перспективы сырьевой базы вольфрама и олова Кокчетавской рудной провинции. М.: изд-во МГУ, 2005.
- 48 Mitchell A. H. G., Bell J. D. Island – arc evolution and related mineral deposits.// J. Geol.– 1973. V. 81.– P.381–405.
- 49 Dickinson W.R. Subduction and oil migration. //Geology.– 1974.– Vol. 2.– N 9.– P. 421–424.
- 50 Дьюи Дж., Берд Дж. Тектоника плит и геосинклинали. //В кн.: Новая глобальная тектоника.– М., Мир, 1974.– С.180-191.
- 51 Сорохтин О.Г., Дмитриев Л.В., Удинцев Г.Б. Возможный механизм образования земной коры // Докл. АН СССР. 1971. Т.199. № 2. С.319-322.
- 52 Сорохтин О.Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит //Докл. АН СССР. –1973.– Т.208.– № 6.– с.1338-1341.
- 53 Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли.–М.: Изд-во МГУ, 1991.– 446 с.
- 54 Ушаков С.А., Красс М.С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли.– М.:Наука, 1972. – 158 с.
- 55 Ушаков С.А. Строение и развитие Земли // Физика Земли. М.: ВИНТИ, 1974. – Т. 1. –269с.
- 56 Монин А.С., Плахин Е.А., Стунжас П.А. О расслоении горячих рассолов впадины Атлантис-II. // Докл. АН СССР.– 1980.– Т.255.– №2.– С.458-462.
- 57 Монин А.С., Сорохтин О.Г. Об объемной гравитационной дифференциации Земли // Докл. АН СССР.– 1981. –Т. 259. –№ 5.– С.

1076-1079.

- 58 Мони́н А.С., Сорохти́н О.Г. Эволюция Земли при объемной дифференциации ее недр // Докл. АН СССР. –1982.– Т.263.– № 3.– С. 572-575.
- 59 Мони́н А.С., Сорохти́н О.Г. Тепловая эволюция Земли при объемном механизме дифференциации ее недр // Докл. АН СССР. – 1982.–Т. 266. –№ 1. – С. 63-67.
- 60 Мони́н А.С., Сеидов Д.Г., Сорохти́н О.Г., Сорохти́н Ю.О. Численное моделирование мантийной конвекции // Докл. АН СССР.– 1987.– тТ.294.– № 1. – С.58-63.
- 61 Мони́н А.С., Сорохти́н О.Г. Планетарная эволюция Земли.– М.: Наука, 1983.
- 62 Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкции положения материков в фанерозое (по палеомагнитным и геологическим данным). – М: Наука, 1978.
- 63 Геология океана, геологическая история океана. М., Наука, 1980. 464 с.
- 64 Авдеев А.В., Ковалев А.А. Офиолиты и эволюция юго-западной части Урало-Монгольского складчатого пояса. – М.: Изд-во МГУ, 1989. – 229 с.
- 65 Şengör A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis in Tectonic Evolution of Asia, eds. An Yin and Mark Harrison, Cambridge University Press, 1996.– P. 486-640.
- 66 Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Altaids, evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia //Nature – 1993. V. 364.– P. 299-307.
- 67 Шенгёр А.М.С., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика.– 1994.– № 7-8,.- С. 41-58.
- 68 Основы металлогенического анализа при геологическом картировании. Металлогения геодинамических обстановок. М.: Геокарт, 1995.– 468 с.
- 69 Жолтаев Г.Ж. Геодинамическая модель Прикаспийской синеклизы в палеозое //Геология Казахстана .–1996. №5.– С.41-53.
- 70 Жолтаев Г.Ж., Куандыков Б.М. Геодинамическая модель строения юга Евразии //Нефть и газ. 1999. №2. С.62-74.
- 71 Жолтаев Г.Ж. Тектоника Большого Каспия //Нефть и газ. 2003.–№3.– С.13-23.
- 72 Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000)–М.: Научный мир, 2001.– 606 с.
- 73 Атлас литолого-палеогеографических палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии». – Алматы: НИИ Природных Ресурсов ЮГГЕО, 2002.
- 74 Ковалев А.А., Леоненко Е.И. Методика глубинного прогнозно-геодинамического картирования: Уч. Пособие.–М.: Изд-во МГУ, 1992.
- 75 Семенова Т.П.. Возраст горных пород некоторых районов Казахстана. – Алма-Ата: КазНИИМС, 1969.

- 76 Уеда С. Новый взгляд на Землю. М.: Мир, 1980.
- 77 Боровиков Л.И., Малов В.Д., Пупышев Н.А., Яговкин В.И. Стратиграфия докембрийских образований Восточного Казахстана и проблемы ее изучения //Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана: Тез. докл.– Алма-Ата, 1971. – С.19.
- 78 Боровиков Л.И. Одна из основных причин ошибок в стратиграфии древних толщ, отражающихся на достоверности тектонических и металлогенических концепций //27-й Междунар. геол. конгр.: Тез. докл. –1984.– Т.5.–С. 26.
- 79 Ковалев А.А., Леоненко Е.И., Ушаков С.А. Об ошибочных датировках возраста метаморфитов, образованных по породам океанической коры //Жизнь Земли (геодинамика и минеральные ресурсы).– М.: МГУ, 1988. –С.85–87.
- 80 Иванов К.С., Иванов С.Н., Пучков В.Н. Время существования океанической коры на Южном Урале // ДАН СССР. -1984. – Т. 274, № 4. с. 897-900.
- 81 Пучков В. Н. Рекомендации по поискам и обработке конодонтов на поверхностях слоистости бескарбонатных пород //Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Свердловск: 1979.С. 33—51.
- 82 Пучков В.Н., Иванов К.С. К биостратиграфии егиндинской свиты и зилаирской серии (Ю. Урал)//Ежегодник-1981. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1982.—С. 3—5.
- 83 Пучков В. И., Иванов К. С. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-кремнистых толщ Нязепетровского района//Ежегодник-1981. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1982.С. 5—8.
- 84 Авдеев А.В., Ковалев А.А. Офиолиты и эволюция юго-западной части Урало-Монгольского складчатого пояса. – М.: Изд-во МГУ, 1989. – 229 с.
- 85 Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм.– Л.: Недра, 1967.– 251с.
- 86 Палеомагнетизм палеозоя. Реконструкции положения материков в фанерозое (по палеомагнитным и геологическим данным):Труды ВНИГРИ.– 1974.– Вып. 335.– 235 с.
- 87 Палеомагнетизм: Сб. статей:– М., 1962. – 423 с.
- 88 Кропоткин П.Н. Механизмы движений земной коры // Геотектоника.– 1967, –№5. С. 25-40.
- 89 Creer K.M. A Reveiew of Paleomagnetism. //Earth Sci. Revs Elsevier Publ.– 1970.– № 6.– V. 6, P. 396–466
- 90 Mc Elhinny Paleomagnetism and plate tectonics. Cambridge, 1975, p. 345.
- 91 Smith A.G., Briden J., Drewry C.E. Phanerozoic word maps. – In: Organism and sediments trough time. Spec. Pap. Paleontology 12, Paleontol. Assoc. London, 1973.– P. 1–42.
- 92 Реконструкция положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978.– 121 с.
- 93 Зоненшайн Л.П., Ломизе Е.Г., Рябухин А.Г. Пособие к практическим

- занятиям по геотектонике. – М: Наука, 1983.
- 94 Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Палеотектонические реконструкции для палеозоя //Историческая геология: Учебник– М.: Изд-во МГУ., 1997.– 448 с.
- 95 Хаин В.Е., Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Историческая геология: Учебник .– М.: Изд-во МГУ, 1997. – 448 с.
- 96 Дворова А.В., Лубинина Н.В., Буртман В.С., Гурарий Г.З., Диденко А.Н. Геодинамика и кинематика венд-палеозойских пород Урала по палеомагнитным данным //Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: Материалы XXXVIII тектон. совещ. –М.:ГЕОС, 2005.– Т 1. 193-198 с.
- 97 Enkin R.J. A computer program package-for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.
- 98 Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. Труды ГИН РАН – М.: ГЕОС, 2002.– 292 с.
- 99 Лобковский Л.И. Геодинамика реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы и концепция двухъярусной тектоники плит //В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. – М.: Наука, 1990.– С.27 – 42.
- 100 Дмитриев А.В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов: автореф. дис.– М., 1973.– 45 с.
- 101 Ringwood A.E. A model fore the upper mantle, 1 //J. Geophys. Res.–1962.– Vol.67. –P.857-866.
- 102 Ломтадзе В.Д. Инженерная геология месторождений полезных ископаемых. – Л.: Недра, 1986. –272 с.
- 103 Lister C.R.V. Qualitative models of spreading–center processes, including hydrothermal penetration //Tectonophysics/ 1977. Vol. 37, № 2. P.203-219
- 104 Mitchell A.H.G. Metallogenic belts and angle of dip of Benioff zones. – “Nature Phys. Sci.” 1973, vol. 245, p. 49-52.
- 105 Монин А.С., Сорохтин О.Г. Геологическая теория и полезные ископаемые. М: Наука, 1983.–С. 7.
- 106 Перчук А.Л. Петрология и минеральная хронометрия коровых эклогитов: Автореф. дис. д. г. –м. н.– Москва, 2004.
- 107 Геодинамика // Геофизика океана. – Наука, 1979. Т.2.– 416 с.
- 108 Монин А.С., Сеидов Д.Г., Сорохтин О.Г., Сорохтин Ю.О. Численное моделирование мантийной конвекции // Докл. АН СССР.– 1987.– т.294.– № 1. – С.58-63.
- 109 Takeuchi H., Sakata S. Convection in a mantle with variable viscosity // J. Geophys. Res.,–1970.– V. 75.– N 5.
- 110 Ушаков С.А., Красс М.С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли.– М.:Наука, 1972. – 158 с.
- 111 Forsyth D.W., Uyeda S. On the relative importance of the driving forces of plate motion // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. – 1975.– Vol. 43.– N 2.– P.

- 163–200.
- 112 Галушкин Ю.И., Ушаков С.А. Мгновенная кинематика относительных перемещений литосферных плит //Строение литосферных плит. –М.: Ин-т океанол. АН СССР, 1979.– С.28-35.
- 113 Костенко Н.П. Геоморфология: Учебник. М.: Изд-во МГУ, 1999. – С. 138.
- 114 Шепард Ф.П. Морская геология. Л.: Недра, 1976.– 488 с.
- 115 Ковалев А.А., Карякин Ю.В. Эволюция земной коры Зайсанской складчатой системы с позиции концепции тектоники плит и некоторые вопросы металлогении. //В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. –М.: Мир, 1973.– С.81-83.
- 116 Ротараш И.А., Гредюшко Е.А. История формирования и строение серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области //Геотектоника.– 1974.– № 4 – С. 73-79.
- 117 Dewy J., Birds J., Plate tectonics and geosynclines // Tectonophysics. – Geophys. Res. 1968. Vol. 10, N 5/6. P.625–638.
- 118 Геофизика океана.Т.1. Геофизика океанского дна М. 1979. – 407 с.
- 119 Uyeda S., Kanamori H. Back–arc opening and the mode of subduction //J.Geophys. Res. В. –1979.– Vol. 84.– N 3.– P. 1049.
- 120 Балакина Л.М. Ориентация разрывов и подвижек в очагах сильных землетрясений северной и северо-западной частей Тихого океана // Известия АН СССР. Физика Земли.– 1979.– №4. –С.43-52.
- 121 Kanamori H. Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications // Island arcs, deep sea trenches and bac arc basins /Ed. M. Talwani, W.C. Pitman. Wash. (D.C.): AGU, 1977.– P. 273–284. (M. Ewing ser. Vol. 1).
- 122 Баранов Б.В., Лобковский Л.И. Мелкофокусная сейсмичность в тылу Курильской островной дуги и ее связь с зоной Заварицкого – Беньофа //Докл. АН СССР. –1980. –Т.255.– № 1.– С. 67-71.
- 123 Баранов Б.В., Лобковский Л.И. Землетрясения и цунами в тылу островных дуг // Оперативный и долгосрочный прогноз цунами.– Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. –С. 95–110.
- 124 Баранов Б. В., Зоненшайн Л.П. Геодинамика и позднекайнозойская эволюция переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту // Материалы XXVII Междунар. геол. конгр. Тектоника. Секция С.07. М.: Наук, 1984.– Т.7. –С.37–42.
- 125 Karig D.E., Sharman G.E. Subduction and accretion in trenches. //Geol. Soc. Of Amer. Bull.– 1975.–Vol. 86.– P.377–389.
- 126 Леонидова Н.Л. Осадконакопление в желобах (на примере Идзу-Бонинского глубоководного желоба). (Труды Сахалинского комплексного НИИ.–1970.– Вып. 25.– С. 79-87.
- 127 Helwig J., Hall G.A. Steady–State trenches?//Geology.– 1974.– Vol.2.– N 7.– P. 309-312.
- 128 Тесленко Т.Л.. Анализ геологических терминов. //«Наука и образование – ведущий фактор стратегии «Казахстан-2030»: Мат.

Международ. науч. конф. Караганда, 2006.

- 129 Шеменда А.И. Моделирование механизма раскрытия некоторых типов краевых морей //Океанология.– 1985. Т.25.– Вып. 2. С.265-273.
- 130 Karig D.E. Origin and development of the marginal basins in the western Pacific // J. Geophys. Res. –1971.– Vol. 76.– P. 2542–2561
- 131 Артющков Е.В. Геодинамика – М.: Наука, 1979. – 320 с.
- 132 Molnar P., Atwater T. Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere // Earth and Planet. Sci. Lett. –1978. –P.330-340
- 133 Chase C. Extension behind island arcs and mountins relative to hot spots // Ibid.1978. –Vol. 83. –P. 5385-5387
- 134 Moberly R. Origin of litosphere behind island arc with reference to the western Pacific // Geol. Soc. Amer. Mem. 1978. Vol. 132. P.35-55
- 135 Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику.– М.: Недра, 1979.– 311 с.
- 136 Packham G.H., Falvey D.A. An hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific // Tectonophysics. –1971. –Vol.11,– N 1.– P. 79-109.
- 137 Nelson T. H., Temple P.G. Mainstream mantle convection: A geological analysis of plate motion // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. –1972. –Vol. 56.– P.226–246.
- 138 Sleep N.H., Toksöz M.N. Evolution of marginal basins //Nature. 1973.– Vol. 233.– N 4250.– P.548–550.
- 139 Лобковский Л.И. Горизонтальная фильтрация расплава в астеносфере и геохимические особенности базальтового магматизма //Геология океанов и морей: материалы VI Всесоюз. Шк. Мор. Геологии. М.: ИОАН СССР, 1984. Т.2. С..127-128.
- 140 Жилинский Р.Г. Оценка сырьевой базы минеральной индустрии на основе объемного моделирования рудных объектов /дис. д. г.-м. н.– Алматы, 1999.
- 141 32<sup>nd</sup> International Geological Congress /Scientific sessions: abstracts (part 1). Florence–Italy August 20-28, 2004 <http://www.32igc.org>.
- 142 Гаврилов А.А., Герасименко М.Д., Коломиец А.Г. Данные GPS мониторинга и морфотектоника Востока Азии // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: Материалы XXXVIII тектонического совещания.– М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. –С. 110.
- 143 Бен-Аврахам З., Нур А., Джонс Д., Кокс А. //Современные проблемы геодинамики. – М.: Мир, 1984.– С. 105-106.
- 144 Turcotte D.L., Oxburgh E.R. Intra-plate volcanism //Phil. trans. Roy. Soc. London, 1978.– Vol. 288. А.–P. 561-579.
- 145 Тектоническая карта мира масштаба 1:15000000. /Министерство геологии СССР (ВСЕГЕИ). Ленинград, 1982.
- 146 PACIFIC OCEAN FLOOR .Produced in the Geographic Art Division.

October 1969

- 147 Тесленко Т.Л. Модель формирования спрединговых морей и энсиалических дуг. //Депон.научн.раб.: Реф.сб. – Алматы: КазгосИНТИ, 2004.– Вып.1.
- 148 Тесленко Т.Л. Геодинамические условия формирования окраинных морей и энсиалических дуг на примере Казахстана //Изв. НАН РК Сер. геол., 2005. №4.– С.95-99.
- 149 Геологический словарь. – М.: Недра, 1978. Т.2.
- 150 Тесленко Т.Л. Роль местных стратиграфических подразделений в теории тектоники литосферных плит. //Депон.научн.раб.: Реф.сб. – Алматы: КазгосИНТИ, 2004.– Вып.1.
- 151 Тесленко Т.Л. Методика применения теории тектоники литосферных плит для переинтерпретации геологических материалов. // №1 (84) «Новости науки Казахстана»: научно-техн. сб.– Алматы:– КазгосИНТИ, 2005.С.17-23.
- 152 Тесленко Т.Л. О возрасте пород и возрасте структурных элементов земной коры //Сб. трудов. Междунар. конф., посвящ. 70-летию КазНТУ им. К.И. Сатпаева. –Алматы, 2004
- 153 Тесленко Т.Л. Об определении возраста магматических и метаморфических массивов //Геология и охрана недр. 2006.– № 1.– С 21-24.
- 154 Ковалев А.А., Леоненко Е.И., Ушаков С.А. Новый принцип составления тектонических карт (с позиций теории тектоники литосферных плит) //Жизнь Земли: сб.тр.– М.: Изд-во МГУ, 1984. – С. 31-35.
- 155 Бортников Н.С., Федоров Д.Т., Муравьев К.Г. Минеральный состав и условия образования сульфидных построек бассейна Лау (ЮЗ часть Тихого океана) //Геология рудных месторождений. 1993.– Т.35.– № 6. – С. 528-544.
- 156 Eguchi T., Uyeda S., Seismotectonics of the Okinawa trough and Fyukyu arc. //Geol. Soc. China. Met.– 1983.– № 5.–P. 189–210.
- 157 Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1991.– 163 с.
- 158 Halbach P.E., Marten A., Schwanold G. Present-day Kuroko-type ore formation – results from the central Okinawa trough. – In: Source, Transp. and Deposit. Metals: Proc. 25 Years SGA Anniv. Meet., Nancy, 25 Aug.–3 Sept., 1991. – Rotterdam; Brookfield [Vt.], 1991. P.623–626.
- 159 Halbach P., Nakamura Koichi, Wahsner M. et al. Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in Okinawa Trough back-arc basin // Nature.– 1989.– V. 338.– № 6215.– 3.496–499.
- 160 Minniti M., Bonavia F.F. Cooper-ore grade hydrothermal mineralization discovered in a seamount in the Tyrrhenian Sea [Mediterranean]: is the mineralisation related to porphyry-copper or to base metal lodes? – Mar.

- Geol.– 1984 – V. 59.– № ¼. – P. 271-282.
- 161 Tufar W. Paragenesis of complex massive sulphide ores from the Tyrrhenian Sea. – Mitt. Osterr. Geol. Ges.–1991.– V.85.– P.265-300.
- 162 Зайков В.В., Масленников В.В. Сульфидные постройки на гидротермальных полях острова Итуруп (Курилы).// В кн.: Продукты разрушения гидротермальных построек в колчеданоносных районах.– Свердловск: УрО АН СССР, 1991.–С.182–187.
- 163 Karl D.M., McMurtry G.M., Malahoff A., Garcia M.O. Loihi Seamount, Hawaii: a mid-plate volcano with a distinctive hydrothermal system // Nature.– 1988.– V.335.– №6190.– P.532-535.
- 164 Школьник Э.Л. и др. Фосфориты гайотов Западной Пацифики. //Геология океанов и морей: Тезисы докл. 1-ой Междунар. шк. морской геологии. М.: ИО РАН, 1992.– Т.3. С. 105-106.
- 164 Зоненшайн Л.П. История развития Уральского палеоокеана и колчеданное оруденение // Общ. и регион. геология, геол. Картирование: ЭИ ВИЭМС. 1983.– Вып. 6.–С. 1-5.
- 165 Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П. и др. Гидротермальные проявления Срединно-Атлантического хребта на 26<sup>0</sup> с.ш. (гидротермальное поле ТАГ) // Изв. АН СССР. Сер. Геол.– 1989, –№ 13.– С.3-20.
- 166 Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Lisitzin A.P. et.al. Tectonic of the Mid-Atlantic rift valley between the TAG and MARK areas [16-24<sup>0</sup>N]: evidence of vertical tectonism.– Tectonophysics. 1989.– V.159.– P. 1-23.
- 167 Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики / Лисицын А.П., Богданов Ю.А.и др. М.: Наука, 1993.– 256 с.
- 168 Goodfellow W.D. The Middle Valley hydrothermal system: implications for the genesis of ancient sediment-hosted seafloor sulphide deposits. Underwater Mining Institute – November.– 1993.– P. 50-55.
- 169 Koski R.F., Normark W.R., Norton J.I. Massive sulphide deposits on the Southern Juan de Fuca Ridge: results of investigations in the USGS study area 1980-1983.– Mar. Mining,1985.– V. 5.– №2.– P.147-164.
- 170 The Canadian Mineralogist: Seafloor hydrothermal mineralization, 1988.– V.26.– Pt 3.–P.429-888.
- 171 Сульфиды Восточно-Тихоокеанского поднятия. – М.: ВИМС, 1993.– 154 с.
- 172 Herzig P.M., Becker K.P., Stoffers P. et al. Hydrothermal silica chimney fields in Galapagos Spreading Center at 86° W.– Earth and Planet. Sci. Lett., 1989.– P.261-272.
- 173 Монин А.С., Плахин Е.А., Стунжас П.А. О расслоении горячих рассолов впадины Атлантик-II. // Докл. АН СССР.– 1980.– Т.255.– №2.– С.458-462.
- 174 Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные



- образования рифтовых зон океана.– М.: Наука, 1990. –256 с.
- 175 Карта теплового потока и гидротермального оруденения в Мировом океане. М-б 1:20 000 000: Объяснительная записка:– Л., 1988.– 126 с.
- 176 Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений.– М., 1984.– 496 с.
- 177 Геология СССР.– Восточный Казахстан. М.-Л.: Госгеолиздат, 1941. – Т. XX – 863 с.
- 178 Шатский Н.С. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1964, Т. II –720 с.
- 179 Шатский Н.С. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1963, Т. I – 623 с.
- 180 Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР.– М., Госгеолиздат, 1947.– Т. I.– 416 с
- 181 Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. II, 1948, 372 с. – М., Госгеолиздат, 1948.– Т. II.– 372 с.
- 182 Ковалев А.А. Геодинамическая модель и металлогения Южного Урала // Общ. и регион. геология, геол. картирование: ЭИ ВИЭМС.1983, .– Вып. 6. С. 5-13.
- 183 Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990.– 662 с.
- 184 Авдеев А.В., Сеитов Н.С. Офиолиты Кемпирсайского и Хабаринского массивов //Информ. Сб. ИГН – Алма-Ата, 1974.
- 185 Авдеев А.В., Сеитов Н.С. Типовая модель развития офиолитовых зон Казахстана // Проблемы петрологии Казахстана: Тезисы III казахстан. петрограф. совещ. – Алма-Ата, 1984. – Т. I. – С.30-31.
- 186 Аполлонов М.К. Геодинамическая эволюция Казахстана в раннем палеозое (с позиций классической тектоники плит) //Геодинамика и минерагения Казахстана. Алматы, 2000.– Ч. I. С. 46-63.
- 187 Шенгёр А.М.С., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика.– 1994.– № 7-8,.- С. 41-58.
- 188 Şengör A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis in Tectonic Evolution of Asia, eds. An Yin and Mark Harrison, Cambridge University Press, 1996.– P. 486-640.
- 189 Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Altaids, evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia //Nature – 1993. V. 364.– P. 299-307.
- 190 Хераскова Т.Н. Проблемы строения докембрийских массивов Центрального Казахстана //Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Тез. докл. Тектон. совещ. 1999.– Т.2, с.– 255-257.
- 191 Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. Геодинамические обстановки формирования проявлений алмазов в Северном Казахстане //Геология и охрана недр.– 2005.– №3.
- 192 Тесленко Т.Л. Геодинамические условия формирования Лениногорско-

- Зыряновского горнорудного района. //Депон.научн.раб.: Реф.сб. – Алматы: КазгосИНТИ, 2004.– Вып.1.
- 193 Тесленко Т.Л. Геодинамические условия формирования метаморфических массивов Восточного Казахстана. //Депон.научн.раб.: Реф.сб. – Алматы: КазгосИНТИ, 2004.– Вып.1.
- 194 Тесленко Т.Л. Геодинамические условия образования МПИ в Лениногорско-Зыряновском горнорудном районе. //Депон.научн.раб.: Реф.сб. – Алматы: КазгосИНТИ, 2004.– Вып.1.
- 195 Тесленко Т.Л. Модель эволюции рудного Алтая и прилегающих территорий. //Депон.научн.раб.: Реф.сб. – Алматы: КазгосИНТИ, 2004.– Вып.1.
- 196 Тесленко Т.Л. Геодинамический анализ условий формирования Лениногорско-Зыряновского горнорудного района //Вестник Национальной инженерной академии Республики Казахстан.– 2005, № 2 (16).– С. 92-96.
- 197 Карта геологических формаций Восточного Казахстана масштаба 1:1500000.– М.: Недра, 1971.
- 198 Карта геологических формаций Восточного Казахстана масштаба 1:1500000 //Пояснит. записка.– М.: Недра, 1971.
- 199 Абдуллин А.А., Касымов М.А., Малицкий О.В., Матвиенко В.Н., Токмачева С.Г., Ярославцева Н.С. Осадочные породы докембрия Казахстана // Литология и осадочная геология докембрия: Сб.тр. – Алма-Ата: Наука, 1981. – С. 27.
- 200 Макрыгина В.А., Возможности реставрации состава и условий формирования докембрийских метаморфических толщ // В сб. Литология и осадочная геология докембрия. – Алма-Ата: Наука, 1981.– С.15.
- 201 Анкинович С.Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана.– Алма-Ата: Изд-во АН Каз ССР 1961.– Ч.1. С. 271
- 202 Геологическое строение СССР. М.: Госгеолиздат, 1958.– Т.1– 588 с.
- 203 Геологическое строение СССР. М.: Госгеолиздат, 1958.– Т.2– 331 с.
- 204 Геологическое строение СССР. М.: Госгеолиздат, 1958.– Т.3 – 283 с.
- 205 Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. О возрасте гранитных интрузий Урала// Доклады АН СССР.– 1953.– Т. ХС.– № 6.
- 206 Мазина Е.А., Ксенофонтов О.К. Особенности магматизма северной части Тургайского прогиба и основные этапы его развития. // Геология Тургайского прогиба: Тр. ВСЕГЕИ.–1961.– Нов. Серия.– Вып. 43.
- 207 Глушкова Г.А. Новые данные о петрологии Маринского гнейсо-магматитового комплекса: Тезисы докл. /II Уральск. петрограф. совещ. Ч.V. Метаморфизм.– Свердловск, 1966.
- 208 Бекжанов Г.В., Кошкин В.Я., Никитченко И.И. и др. Геологическое строение Казахстана.– Алматы: Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан, 2000. – 396 с.

- 209 Геология СССР. М.: Недра, 1971.– Т. XXXIV
- 210 Тесленко Т.Л. Об определении возраста метаморфических массивов Восточного Казахстана // Вестник Национальной инженерной академии Республики Казахстан.– 2005.– №4 (18).– С. 92-96.
- 211 Тесленко Т.Л. Использование геоинформационных систем для определения геодинамической обстановки формирования геологических структур Казахстана: Материалы II Междунар. научно-практ. конф. Усть-Каменогорск: Изд-во ВКГТУ., 2005. Ч II –С. 41-48.
- 212 Ротараш И.А. Интрузивные комплексы // Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Серия Восточно-Казахстанская. Объяснительная записка. – Алма-Ата, 1979.– С.100-102.
- 213 Тесленко Т.Л., Замков Г.В. ГИС-технологии в геодинамическом анализе тектоники Казахстана // Современные информационные технологии в геологоразведочной и добывающей отраслях (технологии будущего): Мат. Междунар. науч. конф.–Усть-Каменогорск, 2006.
- 214 Тесленко Т.Л., Замков Г.В. Анализ геодинамических условий формирования коры с помощью ГИС-технологий. // Новости науки Казахстана: науч.-техн. сб. Алматы: НЦ ИНТИ РК, 2006.– №3 С.17-23.
- 215 Тесленко Т.Л. Геодинамические условия формирования тектоники Казахстана // «Наука и образование – ведущий фактор стратегии «Казахстан-2030»: Мат. Междунар. науч. конф. Караганда, 2006.
- 216 Бекмухаметова З.А., Ешпанов К.Б. Сравнительная характеристика изотопного состава углерода алмазов метаморфитов Кокшетауского массива и кимберлитов Якутии // Современные проблемы геологии, минерагении и комплексного освоения месторождений полезных ископаемых Большого Алтая: Материалы II Междунар. науч.-техн. конф. Усть-Каменогорск, 2003. – Часть 1.,– С. 106-107.

## СОДЕРЖАНИЕ

	В в е д е н и е.....	3
1	ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕОРИИ ТЕКТониКИ ПЛИТ.....	6
	Резюме.....	17
2	ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ.....	18
2.1	Предпосылки для проведения анализа геодинамической модели формирования литосферы с позиций теории тектоники плит.....	18
2.2	Обоснование модели мантийной конвекции.....	19
2.3	Условия формирования литосферы и коры .....	24
2.4	Представления об условиях образования горных пород.....	35
2.5	Анализ причин различия в скоростях движения литосферных плит.....	40
2.6	Геодинамическая модель эволюции литосферных плит.....	47
2.6.1	Обзор современных представлений о формировании литосферных плит на конвергентных границах.....	49
2.6.1.1	Анализ современных представлений о формировании островных дуг и задуговых бассейнов.....	55
2.6.1.2	Генезис положительных форм рельефа океанического дна и их значение для формирования композиционной коры.....	60
2.6.1.3	Модель формирования окраинных морей и островных дуг..	64
2.6.2	Анализ условий проявления складчатости с позиций теории тектоники плит.....	70
2.6.3	Роль местных стратиграфических подразделений в переинтерпретации геологических материалов.....	75
2.6.4	О времени формирования композиционной коры.....	79
2.6.4.1	Геодинамический анализ условий образования формаций..	79
2.6.4.2	Возраст пород и время формирования композиционной коры.....	80
2.6.4.3	Расчет времени формирования композиционной коры.....	84
2.7	Методика составления геодинамической карты.....	88
2.8	Палеорекострукции движения континентов, основанные на палеомагнитных данных.....	91
2.9	Геодинамические условия образования месторождений полезных ископаемых .....	91
2.9.1	Металлогения океанических обстановок.....	92
2.9.2	Рудная минерализация задуговых бассейнов и гидротермальных построек некоторых вулканических дуг...	93

2.9.3	Геодинамические и тектонические условия формирования месторождений полезных ископаемых.....	99
2.9.4	Формирование месторождений на стадии межматерикового рифта.....	106
2.9.5	Формирование месторождений на стадии преобразования внутриплитного шельфа в активную окраину литосферной плиты.....	107
	Резюме.....	114
3	ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КОМПОЗИЦИОННОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА.....	116
3.1	Общие представления о формировании геологических структур территории Казахстана .....	116
3.2	Геологическая эволюция Казахстана с позиций теории тектоники плит по представлениям различных авторов.....	118
3.3	Анализ геодинамических условий образования формаций..	132
3.4	Геодинамическая модель формирования композиционной коры территории Казахстана.....	167
3.4.1	Геодинамическая модель формирования Рудного Алтая....	188
3.4.2	Геодинамическая модель формирования Лениногорско-Зырянковского района Рудного Алтая.....	190
	Резюме.....	194
4	ПРОГНОЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ.....	196
	Резюме.....	212
	З а к л ю ч е н и е.....	213
	Список использованной литературы .....	215

Научное издание

Тесленко Татьяна Львовна

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Рекомендовано к печати Ученым советом Казахского национального  
технического университета имени К.И. Сатпаева.

Отпечатано с оригинала автора

Подписано в печать 27 июня 2006г.  
Тираж 500 экз. Формат 60x84 1/16. Бумага типогр. №1  
Объем 14,5 п.л. Заказ № 152.

Отпечатано в типографии ТОО «ЖАНИЯ – Полиграф»  
ул. Сатпаева, 30<sup>В</sup>  
тел. 43–33–27



