



ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Происхождение Вселенной, Солнечной системы, Земли

Возраст горных пород и тектоника литосферных плит

Относительная геохронология.

Одной из главных задач геологии является воссоздание истории развития Земли и ее отдельных регионов.

Принципы соотношения между горными породами:

1. Принцип первичной горизонтальности. Каждый слой отделяется от соседнего ясно выраженной поверхностью. В современных палеогеографических обстановках, в океанах, морях, озерах слои накапливаются горизонтально и параллельно.

2. Принцип суперпозиции. Каждый вышележащий в разрезе слой моложе нижележащего. То есть, у каждого слоя есть кровля и есть подошва независимо от того, как эти слои залегают в настоящее время. Они могут быть смяты в складки тектоническими движениями, они могут быть даже перевернуты. Все равно кровля слоя остается кровлей, а подошва – подошвой. Принцип суперпозиции позволил описывать толщи пород, состоящие из

множества слоев и устанавливать изменения в них, происходящие во времени.

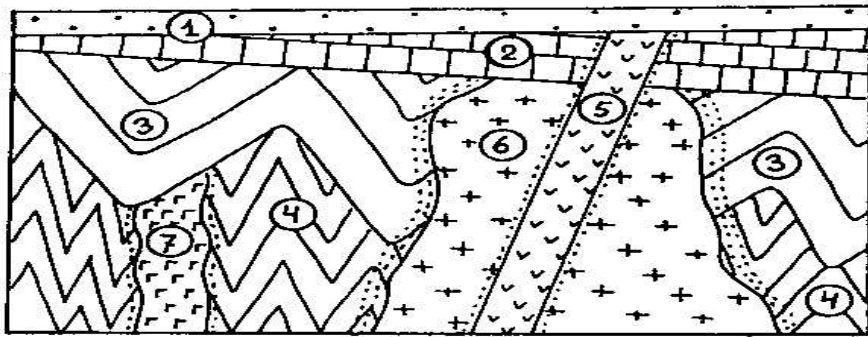
3. Если в каком-нибудь слое находится обломок, валун, глыба какой-то другой породы, то она древнее, чем этот слой. Точно также и в интрузивных образованиях, и в лавовых потоках любое включение – ксенолит является более древним. Это положение можно назвать принципом включений.

4. Принцип пересечения, заключается в том, что любое тело как изверженных, так и осадочных пород, пересекающее толщу слоев, моложе этих слоев.

Рассмотрим эти принципы на примере. Самыми древними слоями являются слои толщи 4. После их накопления и смятия в складки внедрилась дайка 7, в которой есть ксенолиты пород толщи 4. Затем накопились слои тощи 3, впоследствии смятые в относительно пологие складки. Затем они были прорваны гранитной интрузией 6. Далее образовались слои 2, которые слегка

деформировались и в них внедрилась дайка 5. Все отложения перекрыты слоем 1.

Таким образом, изложенные выше принципы на первом этапе помогают восстанавливать геологическую историю района.



Соотношение разновозрастных отложений и пересекающих их интрузивных тел. 1, 2, 3, 4 – последовательность формирования осадочных пород, толщи которых разделены угловыми несогласиями. Дайка 5 – самая молодая и внедрилась до образования толщи 1. 6 – Гранитная интрузия внедрилась до формирования толщи 2, после формирования толщ 3 и 4. Дайка 7 – самая древняя и прорывает только толщу 4

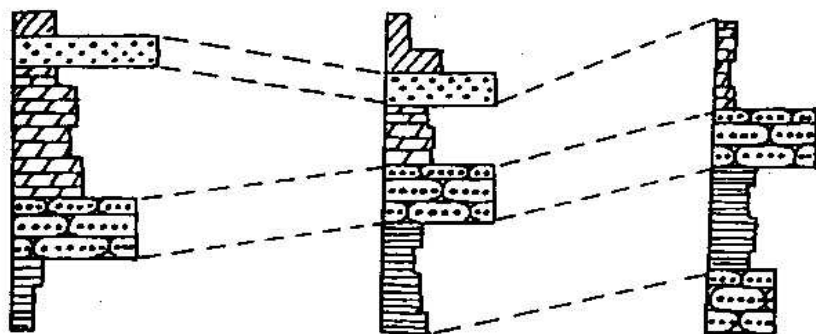
На втором этапе возникает необходимость выделения одновозрастных слоев в разных геологических

обнажениях. Каким образом можно доказать, что в удаленных друг от друга разрезах мы видели одни и те же слои?

Один из методов – это прослеживание слоя на местности от одного обнажения до другого. Если местность хорошо обнажена, то этот прием не составляет трудности, особенно, если слой или пачка слоев отличаются от других, например, цветом, характером слоистости, гранулометрией и др.

Другой способ корреляции заключается в предположении. Что породы одного и того же типа формировались в одно и тоже время. Иными словами, если в одном обнажении мы наблюдаем белые кварцевые песчаники с косой слоистостью, образовавшиеся за счет формирования дюн в прибрежной зоне, то, выявив точно такие же песчаники в другом, достаточно удаленном обнажении, мы можем предположить, что эти песчаники имеют один и тот же возраст. Подобная корреляция

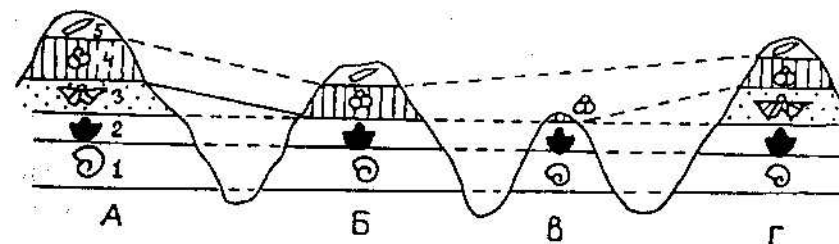
наиболее успешна, когда имеются хорошо отличающиеся друг от друга слои или толщи слоев.



Корреляция отложений по составу

Еще один способ сопоставления удаленных друг от друга разрезов заключается в сравнении распространенной в них фауны. Существуют формы ископаемых организмов, которые имеют широкое площадное распространение и очень узкий вертикальный интервал существования, т.е. они жили краткое время. Такие формы организмов называют руководящими. Присутствие подобных окаменелостей в слоях разных обнажений, даже несмотря на то что слои могут различаться и по составу, и по мощности, однозначно свидетельствует об одновозрастности этих слоев.

Сопоставление фауны и литологического состава отложений позволяет выявлять в разрезах отсутствие некоторых слоев, т.е. установить перерыв в осадконакоплении.

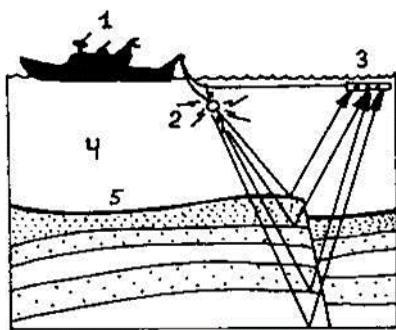


Сопоставление разрезов палеонтологическим методом. Слой 3 отсутствует в разрезах Б и В. Остальные слои прослеживаются во всех разрезах

В настоящее время для корреляции осадочных морских отложений широко используется микрофауна – фораминиферы, имеющие известковый скелет и радиоларии с кремневым скелетом. Для сопоставления континентальных и реже морских отложений используются споры и пыльца растений. Таким образом, корреляция осадочных толщ, основанная на палеонтологических остатках, является одним из

важнейших методов сопоставления геологических разрезов, удаленных друг от друга.

В последние 25 лет для корреляции осадочных толщ, не выходящих на поверхность Земли или расположенных ниже дна океана или моря, используется специальный геофизический метод, основанный на отражении сейсмических волн от слоев разной плотности.



Непрерывное сейсмическое профилирование. 1 – корабль; 2 – источник звуковых волн; 3 – приемник отраженных сигналов; 4 – вода; 5 – морское дно. Стрелками показано отражение звуковых волн от различных слоев на морском дне

Этот метод, названный сейсмостратиграфическим, позволяет получать как бы геологический профиль на расстоянии десятков километров и по специфическому

рисунок отражений сейсмических волн от кровли и подошвы различных слоев проследить их и коррелировать между собой. Сейсмостратиграфия особенно широко используется при поисковых работах на нефть и газ, т.к. позволяет сразу же выделять места, благоприятные для скопления углеводородов.

Геохронологическая и стратиграфическая шкалы.

Одной из важнейших задач геологии является реконструкция геологической истории Земли. Для выполнения этой задачи необходима информация о событиях и отложениях, которые имели место от момента образования Земли и до наших дней. Так была создана сначала стратиграфическая шкала (лат. «стратум» – слой, «графо» – описываю), в которой были показаны слоистые осадочные отложения от древних к молодым, а в 1881 г. на 2-м Международном геологическом конгрессе в г. Болонье (Италия) стратиграфическая шкала была совмещена с геохронологической, в которой уже были указаны временные рамки стратиграфических

подразделений. После этого, на протяжении почти 120 лет геохронологическая шкала дополнялась и уточнялась и сейчас она выглядит следующим образом (табл.8).

Наиболее крупным подразделением является эон, которых выделяется 3: 1) архейский (греч. «археос» – древнейший) – более 3,5-2,6 млрд. лет; 2) протерозойский (греч. «протерос» – первичный) – 2,6 млрд. лет - 570 млн. лет; 3) фанерозойский (греч. «фанерос» – явный) – 570 – 0 млн. лет. Эоны подразделяются на эры, а они в свою очередь на периоды и эпохи (см. геохронологическую шкалу).

Фанерозойский эон подразделяется на эры: палеозойскую (греч. «палеос» – древний, «зоо» - жизнь) (6 периодов); мезозойскую (греч. «мезос» – средний) (3 периода) и кайнозойскую (греч. «кайнос» – новый) (3 периода). 12 периодов названы по той местности, где они были впервые выделены и описаны. Геологические периоды обладают разной длительностью от 20 до 100 млн. лет. Что касается четвертичного периода или

антропогена (греч. «антропос» – человек), то он по длительности не превышает 1,8-2,0 млн. лет, но он еще не окончен.

Следует обратить внимание на стратиграфическую шкалу, которая имеет дело с отложениями. В ней употребляются другие термины: эонотема (эон), эратема (эра), система (период), отдел (эпоха), ярус (век). Поэтому мы говорим, что в «в каменноугольный период формировались залежи каменного угля», но «каменноугольная система характеризуется распространением угленосных отложений». В первом случае речь идет о времени, во втором – об отложениях.

Все подразделения геохронологической и стратиграфической шкал ранга периода-системы обозначаются по первой букве латинского наименования, например кембрий – К, ордовик – О, силур – S, девон – D и т.д., а эпохи (отделы) – цифрами – 1,2,3, которые ставятся справа от индекса внизу: нижняя юра J1, верхний мел – K2 и т.д. Каждый период (система) имеет свой цвет, которым

и показывается на геологической карте. Эти цвета общепринятые и замене не подлежат.

Геохронологическая шкала является важнейшим документом, удовлетворяющим последовательность и время геологических событий в истории Земли. Ее надо знать обязательно и поэтому шкалу необходимо выучить с первых же шагов изучения геологии.

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ (ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ) ШКАЛА
(ПО СОСТОЯНИЮ НА 2015 г.)

Общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала (Стр. кодекс, 2006; Постановление МСК... 2012, 2013)				Геохронологический возраст (по Cohen et al., 2013)	
Эпоха (эра)	Эра (эра)	Система (система)	Отдел (отдел), подраздел	Ярус (ярус)	Возраст (млн лет)
Кайнозойская (кайнозойская) KZ	Кайнозойская (кайнозойская) KZ	Неогеновая (неогеновая) N	Палеогеновый (палеогеновый) P	Палеогеновый (палеогеновый) P	23.03
			Палеогеновый (палеогеновый) P	Палеогеновый (палеогеновый) P	23.03
			Палеогеновый (палеогеновый) P	Палеогеновый (палеогеновый) P	23.03
			Палеогеновый (палеогеновый) P	Палеогеновый (палеогеновый) P	23.03
			Палеогеновый (палеогеновый) P	Палеогеновый (палеогеновый) P	23.03
			Палеогеновый (палеогеновый) P	Палеогеновый (палеогеновый) P	23.03
			Палеогеновый (палеогеновый) P	Палеогеновый (палеогеновый) P	23.03
			Палеогеновый (палеогеновый) P	Палеогеновый (палеогеновый) P	23.03
			Палеогеновый (палеогеновый) P	Палеогеновый (палеогеновый) P	23.03
			Палеогеновый (палеогеновый) P	Палеогеновый (палеогеновый) P	23.03
Мезозойская (мезозойская) MZ	Мезозойская (мезозойская) MZ	Юрская (юрская) J	Верхний (поднижний) K ₁	Верхний (поднижний) K ₁	136.0
			Верхний (поднижний) K ₁	Верхний (поднижний) K ₁	136.0
			Верхний (поднижний) K ₁	Верхний (поднижний) K ₁	136.0
			Верхний (поднижний) K ₁	Верхний (поднижний) K ₁	136.0
			Верхний (поднижний) K ₁	Верхний (поднижний) K ₁	136.0
			Верхний (поднижний) K ₁	Верхний (поднижний) K ₁	136.0
			Верхний (поднижний) K ₁	Верхний (поднижний) K ₁	136.0
			Верхний (поднижний) K ₁	Верхний (поднижний) K ₁	136.0
			Верхний (поднижний) K ₁	Верхний (поднижний) K ₁	136.0
			Верхний (поднижний) K ₁	Верхний (поднижний) K ₁	136.0
Палеозойская (палеозойская) PZ	Палеозойская (палеозойская) PZ	Пермская (пермская) P	Верхний (поднижний) T ₁	Верхний (поднижний) T ₁	252.17±0.06
			Верхний (поднижний) T ₁	Верхний (поднижний) T ₁	252.17±0.06
			Верхний (поднижний) T ₁	Верхний (поднижний) T ₁	252.17±0.06
			Верхний (поднижний) T ₁	Верхний (поднижний) T ₁	252.17±0.06
			Верхний (поднижний) T ₁	Верхний (поднижний) T ₁	252.17±0.06
			Верхний (поднижний) T ₁	Верхний (поднижний) T ₁	252.17±0.06
			Верхний (поднижний) T ₁	Верхний (поднижний) T ₁	252.17±0.06
			Верхний (поднижний) T ₁	Верхний (поднижний) T ₁	252.17±0.06
			Верхний (поднижний) T ₁	Верхний (поднижний) T ₁	252.17±0.06
			Верхний (поднижний) T ₁	Верхний (поднижний) T ₁	252.17±0.06
Протерозойская (протерозойская) PR	Протерозойская (протерозойская) PR	Верхнепротерозойская (верхнепротерозойская) VP	Верхний (поднижний) V ₁	Верхний (поднижний) V ₁	555.57±0.1
			Верхний (поднижний) V ₁	Верхний (поднижний) V ₁	555.57±0.1
			Верхний (поднижний) V ₁	Верхний (поднижний) V ₁	555.57±0.1
			Верхний (поднижний) V ₁	Верхний (поднижний) V ₁	555.57±0.1
			Верхний (поднижний) V ₁	Верхний (поднижний) V ₁	555.57±0.1
			Верхний (поднижний) V ₁	Верхний (поднижний) V ₁	555.57±0.1
			Верхний (поднижний) V ₁	Верхний (поднижний) V ₁	555.57±0.1
			Верхний (поднижний) V ₁	Верхний (поднижний) V ₁	555.57±0.1
			Верхний (поднижний) V ₁	Верхний (поднижний) V ₁	555.57±0.1
			Верхний (поднижний) V ₁	Верхний (поднижний) V ₁	555.57±0.1

Геохронологический возраст указан по "Глобальной шкале геологического времени" на 2014 г. (Cohen et al., 2013).

Возраст границ подразделений общей стратиграфической шкалы, которые не совпадают с Международной стратиграфической шкалой, не указывается, за исключением возраста подразделений докембрия, частично кембрия и перми, приведенных по Стратиграфическому кодексу (2006).

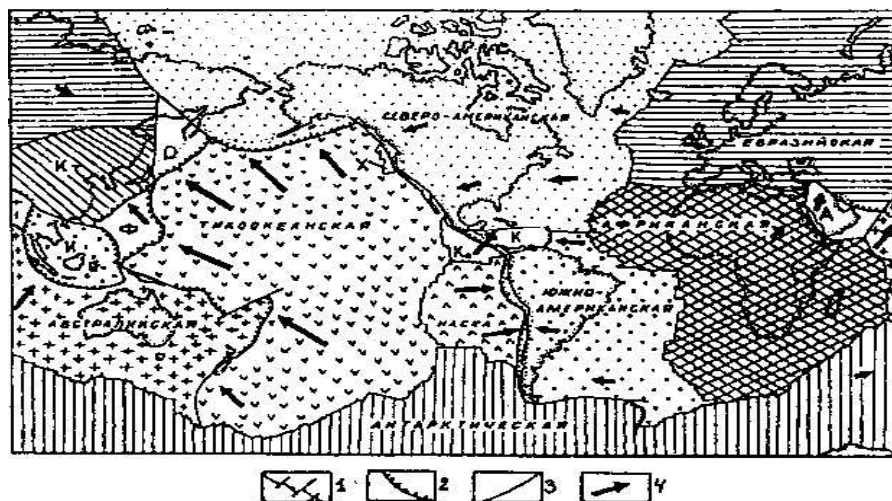
(~) Приблизительный возраст границ ярусов, для которых не утверждены стратотип границы или нет рассчитанного геохронологического возраста.

Тектоника литосферных плит – современная геологическая теория.

Решающий вклад в современную геологическую теорию тектоники литосферных плит внесли следующие открытия: 1) установление грандиозной, около 60 тыс. км системы срединно-океанических хребтов и гигантских разломов, пересекающих эти хребты; 2) обнаружение и расшифровка линейных магнитных аномалий океанического дна, дающих возможность объяснить механизм и время его образования; 3) установление места и глубин гипоцентров (очагов) землетрясений и решение их фокальных механизмов, т.е. определение ориентировки напряжений в очагах; 4) развитие палеомагнитного метода, основанного на изучении древней намагниченности горных пород, что дало возможность установить перемещение континентов относительно магнитных полюсов Земли. Заслуга в создании «тектоники плит», которая была сформулирована к концу 60-х гг. XX в. принадлежит Тузо

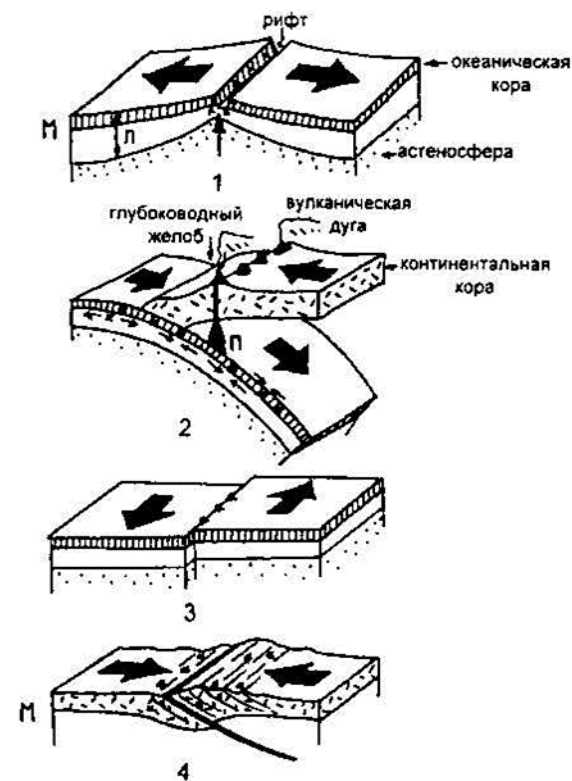
Уилсону (Канада), Ксавье Ле Пишону (Франция) и Джейсону Моргану (США).

Основная идея этой новой теории базировалась на признании разделения литосферы, т.е. верхней оболочки Земли, включающую земную кору и верхнюю мантию до астеносферы, на 7 самостоятельных крупных плит, не считая ряда мелких (рис. 3.3.1). Эти плиты в своих центральных частях лишены сейсмичности, они тектонически стабильны, а вот по краям плит сейсмичность очень высокая, там постоянно происходят землетрясения. Следовательно, краевые зоны плит испытывают большие напряжения, т.к. перемещаются относительно друг друга.



Основные литосферные плиты: 1— оси спрединга (дивергентные границы), 2 — зоны субдукции (конвергентные границы), 3 — трансформные разломы, 4 — векторы «абсолютных» движений литосферных плит. Малые плиты: Х — Хуан-де-Фука; Ко — Кокос; К — Карибская; А — Аравийская; Кт — Китайская; И — Индокитайская; О — Охотская; Ф — Филиппинская

Определив характер напряжений в очагах землетрясений на краях плит, удалось выяснить, что в одних случаях это растяжение, т.е. плиты расходятся и происходит это вдоль оси срединно-океанических хребтов, где развиты глубокие ущелья — рифты. Подобные границы, маркирующие зоны расхождения литосферных плит называются дивергентными.



Типы границ литосферных плит: 1 — дивергентные границы. Раскрытие океанических рифтов, вызывающих процесс спрединга: М — поверхность Мохоровичича, Л — литосфера; 2 — конвергентные границы. Субдукция (погружение) океанической коры под континентальную: тонкими стрелками показан механизм растяжения — сжатия в гипоцентрах землетрясений (звездочки); П — первичные магматические очаги; 3 — трансформные границы; 4 — коллизионные границы

На других границах плит в очагах землетрясений, наоборот, выявлена обстановка тектонического сжатия, т.е. в этих местах литосферные плиты движутся навстречу друг другу со скоростью, достигающей 10-12 см/год. Такие границы получили название конвергентных, а их протяженность также близка к 60 тыс. км

Существует еще один тип границ литосферных плит, где они смещаются горизонтально относительно друг друга, как бы сдвигаются, о чем говорит и обстановка скалывания в очагах землетрясений в этих зонах. Они получили название трансформных разломов (англ. Трансформ – преобразовывать), т.к. передают, преобразуют движения от одной зоны к другой.

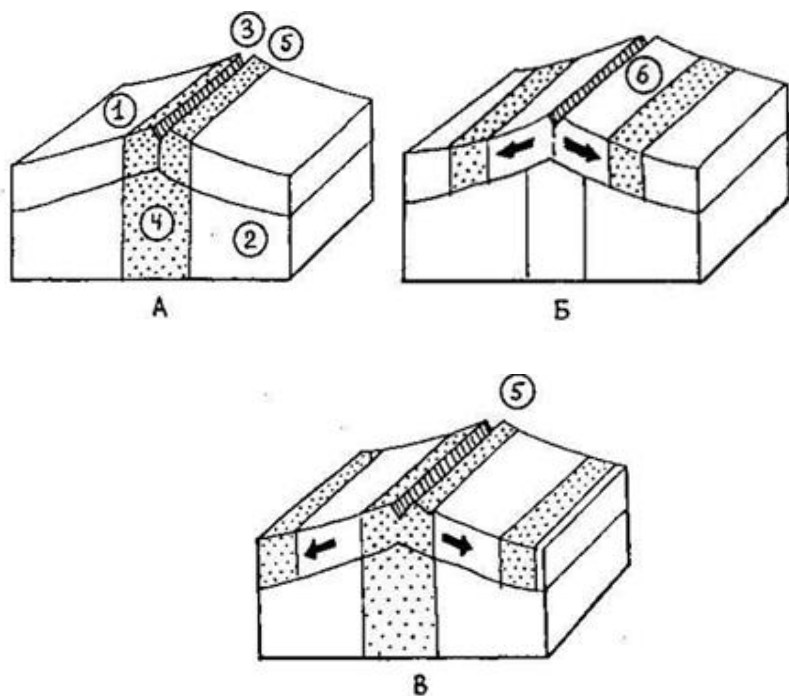
Некоторые литосферные плиты сложены как океанической, так и континентальной корой одновременно. Например, Южно-Американская единая плита состоит из океанической коры западной части южной Атлантики и из континентальной коры Южно-

Американского континента. Только одна, Тихоокеанская плита целиком состоит из коры океанического типа.

Современными геодезическими методами, включая космическую геодезию, высокоточные лазерные измерения и другими способами установлены скорости движения литосферных плит и доказано, что океанические плиты движутся быстрее тех, в структуру которых входит континент, причем, чем толще континентальная литосфера, тем скорость движения плиты ниже.

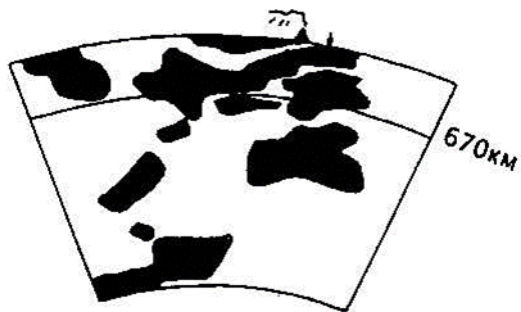
Почему перемещаются литосферные плиты? Общепринятой точкой зрения считается признание конвективного переноса вещества мантии. Поверхностным выражением такого явления являются рифтовые зоны срединно-океанических хребтов, где относительно более нагретая мантия поднимается к поверхности, подвергается плавлению и магма изливается в виде базальтовых лав в рифтовой зоне и застывает. Далее в эти застывшие породы вновь внедряется

базальтовая магма и раздвигает в обе стороны более древние базальты. И так происходит много раз. При этом океаническое дно как бы наращивается, разрастается. Подобный процесс получил название спрединга (англ. спрединг – развертывание, расстилание). Таким образом, спрединг имеет скорость, измеряемую по обе стороны осевого рифта срединно-океанического хребта. Скорость разрастания океанического дна колеблется от первых мм до 18 см в год.



Происхождение полосовых магнитных аномалий в океанах. А и В – время нормальной, Б – время обратной намагниченности пород: 1 – океаническая кора, 2 – верхняя мантия, 3 – рифтовая долина по оси срединно-океанического хребта, 4 – магма, 5 – полоса нормально и 6 – обратно намагниченных пород. Стрелки – наращивание океанического дна

Зоны, где происходит субдукция, морфологически выражены глубоководными желобами, а сама погружающаяся океаническая холодная и упругая литосфера хорошо устанавливается по данным сейсмической томографии – объемного «просвечивания» глубоких недр планеты. Угол погружения океанических плит различный, вплоть до вертикального и плиты прослеживаются вплоть до границы верхней и нижней мантии в 670 км. Некоторые плиты останавливаются на этом уровне, иногда выполаживаясь и как бы скользя по границе. Другие – пересекают ее и погружаются в нижнюю мантию, местами достигая практически поверхности внешнего ядра – 2900 км.



Сейсмотомографические профили. А – Центральная Америка, Б – Япония. Черные стрелки – глубоководные желоба. Черное – «теплая» мантия, серое – «холодная» мантия.

Погружение океанической литосферы приводит еще к одним важным последствиям. При достижении ею на определенной глубине в 100-200 км высоких температур и давлений из нее выделяются флюиды – особые, перегретые минеральные растворы, которые вызывают плавление горных пород континентальной литосферы и образование магматических очагов, питающих цепи вулканов, развитых параллельно глубоководным желобам на активных окраинах Тихого океана и на восточной окраине Индийского океана. Вулканические цепи располагаются тем ближе к

глубоководному желобу, чем круче наклонена субдуцирующая океаническая литосфера.

Таким образом, благодаря субдукции на активной континентальной окраине наблюдается сильно расчлененный рельеф, высокая сейсмичность и энергичная вулканическая деятельность.

Говоря о субдукционных процессах следует сказать о судьбе осадков, которые перекрывают океаническую литосферу. Край плиты, под которую субдуцирует океаническая, подрезает осадки, скопившиеся на ней, как нож скрепера или бульдозера, деформирует эти отложения и прирачивает их к континентальной плите в виде аккреционного клина (англ. аккрецион – приращение). Вместе с тем какая-то часть осадочных отложений, погружается вместе с плитой в глубины мантии. В различных местах этот процесс идет разными путями. Так, у побережья Центральной Америки, где пробурены скважины, почти все осадки пододвигаются под континентальный край, чему способствует

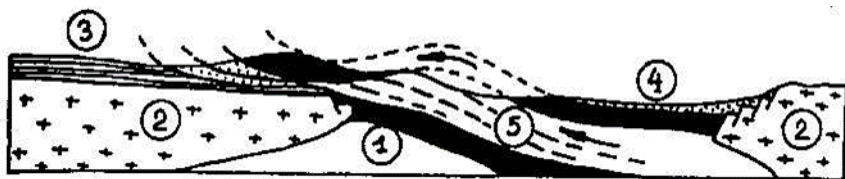
сверхвысокое давление воды, содержащейся в порах осадков. Поэтому и трение очень мало. В ряде других мест погружающаяся океаническая литосферная плита разрушает, эродирует край континентальной литосферы и увлекает за собой вглубь ее фрагменты. Были произведены подсчеты количества материала, ежегодно увлекаемого на глубину (1,0-1,5 км³), задерживаемого у края нависающей плиты при аккреции (0,2-0,4 км³) и вещества тектонической эрозии (примерно, 0,6 км³).

Кроме явления субдукции существует т.н. обдукция, т.е. надвигание океанической литосферы на континентальную, примером которой является огромный 500х100 км тектонический покров на восточной окраине Аравийского полуострова, сложенный типичной океанической корой, перекрывающей древние докембрийские толщи Аравийского щита.

Также следует упомянуть о столкновении или коллизии двух континентальных плит, которые в силу относительной легкости слагающего их материала, не

могут погрузиться друг под друга, а сталкиваются, образуя горно-складчатый пояс с очень сложным внутренним строением. Так, например, возникли Гималайские горы, когда 50 млн. лет назад Индостанская плита столкнулась с Азиатской. Так сформировался Альпийский горно-складчатый пояс при коллизии Африкано-Аравийской и Евразийской континентальных плит.

Тектоника литосферных плит позволила совершенно точно восстановить картину распада последнего суперматерика Пангеи существование которого впервые предсказал выдающийся немецкий геофизик Альфред Вегенер в 1912 г. Рассчитанные абсолютные и относительные движения литосферных плит с момента начала распада Пангеи, т.е. со 180 млн. лет назад, хорошо известны и отличаются большой точностью.



Относительные движения литосферных плит и распределение скоростей спрединга в рифтовых зонах СОХ (см/год): 1 – дивергентные и трансформные границы плит; 2 – планетарные пояса сжатия; 3 – конвергентные границы плит

Воссоздана картина раскрытия Атлантического и Индийского океанов, которое продолжается и в наши дни со скоростью около 2,0 см в год. Выявлена возможность некоторого проворачивания литосферы Земли по отношению к нижней мантии в западном направлении, что позволяет объяснить, почему на западной и восточной активных окраинах Тихого океана условия субдукции неодинаковы и возникает известная асимметрия Тихого океана с задуговыми, окраинными морями и цепями островов на западе и отсутствием таковых на востоке.

Теория тектоники литосферных плит впервые в истории геологии носит глобальный характер, т.к. она касается всех районов земного шара и позволяет объяснить их

историю развития, геологическое и тектоническое строение. На сегодняшний день этой теории нет разумной альтернативы и она вполне закономерно сменила господствовавшую до этого геосинклинальную концепцию, вобрав из нее все наиболее ценное.