

# Ильяш В.В. Геоактивные зоны

## Лекция 4

### Зоны коллизии, аккреции и обдукции

#### 1. Зоны коллизии

Коллизией (от англ. collision – столкновение) называется геодинамическая обстановка, при которой происходит столкновение обычно континентальных плит.

Коллизия сменяет во времени процесс субдукции после того, как вся океанская литосфера оказывается поглощенной в зонах субдукции и на конвергентной границе встречаются континентальные части литосферных плит. Континентальная литосфера в силу своей легкости и плавучести не может быть погружена в мантию на большую глубину. В таких условиях края континентов на конвергентной границе плит вступают в активное механическое взаимодействие, испытывают “торошение” и над ними формируются горные сооружения.

В течение какого-то интервала времени (согласно расчетам до 10 – 20 млн лет) под зоной коллизии продолжает существовать холодный и плотный край субдуцировавшей океанской плиты (слэб), еще не успевший ассимилироваться в астеносфере). Такая ситуация получила название внутриплитовой субдукции (англ. intraplate subduction). Постепенно верхняя часть слэба проплавляется настолько, что он за счет своего избыточного веса отрывается от континентальной литосферы и тонет в мантии. С этого момента субдукционный магматизм в зоне коллизии полностью прекращается, а горные сооружения на поверхности, лишившись глубинной нагрузки в виде слэба океанской литосферы, резко воздымаются, образуя горные системы.

Субдукция переходит в коллизию не одновременно вдоль всей конвергентной границы, поскольку края сталкивающихся континентов всегда реологически неоднородны и имеют неровные очертания в плане. Поэтому коллизия всегда асинхронна. На одних отрезках конвергентной границы, где континенты столкнулись своими краями, могут существовать своего рода выемки, где еще остается реликтовая океаническая кора прежних океанов и/или их окраинных морей. Такая обстановка, промежуточная между субдукцией и коллизией, называется **аккреция**. В пространство между сталкивающимися континентами попадают разнородные и разновозрастные тектонические элементы прежнего океана – микроконтиненты, островные дуги, образования ложа океана (подводные плато и горы) и окраинных морей и т.п. Все эти относительно мелкие разнородные блоки, возникшие в разных местах и лишь на завершающей стадии совмещенные в зонах коллизии, объединяются общим названием **террейны**. Таким образом, почти любая зона коллизии представляет собой гетерогенный и гетерохронный тектонический

коллаж (мозаику), включающий элементы различного генезиса и отнюдь не всегда чисто коллизионного.

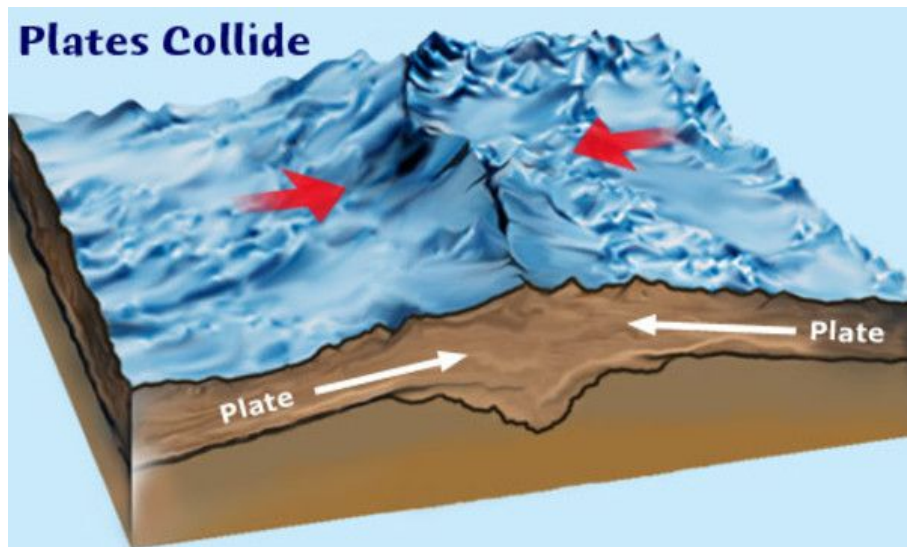


Рис. 7. Кинематическая схема коллизии

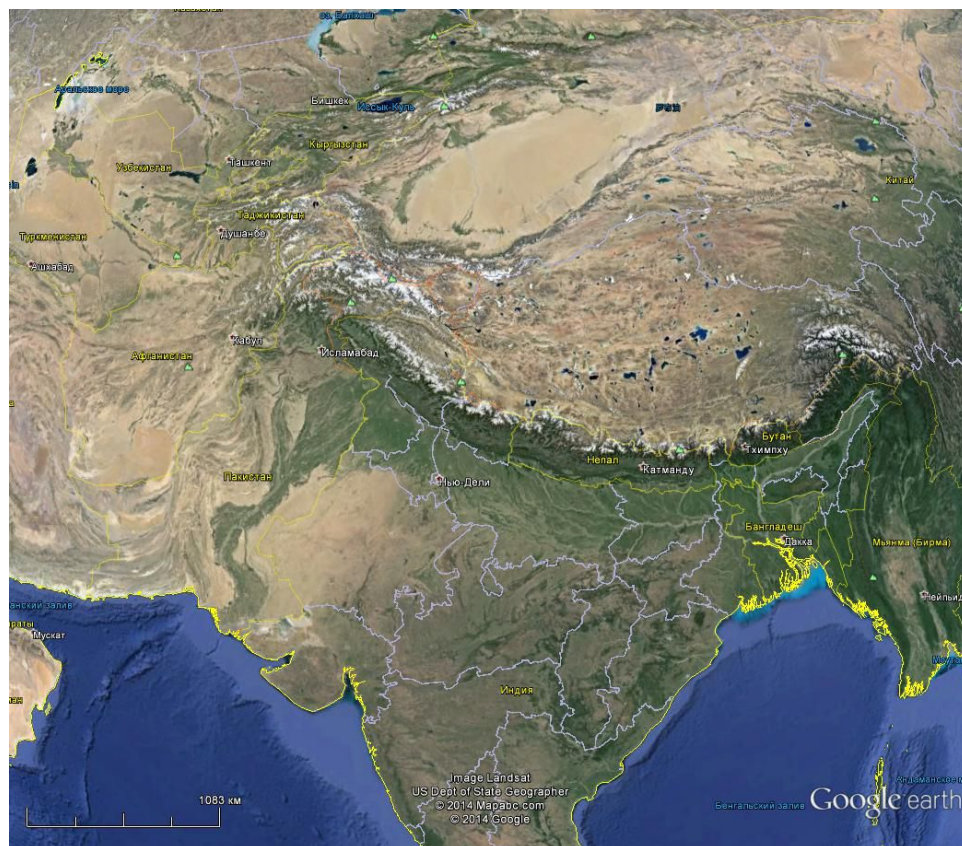


Рис.8. Гималайская коллизия – одно из грандиознейших сооружений на Земле

Наконец, края сталкивающихся континентов в условиях сжатия и “торошения” разбиваются на множество микроплит. По этой причине зоны коллизии в отличие от всех других типов межплитовых границ не представляют собой узкие линейные зоны (как, например, зоны спрединга, субдукции или трансформные разломы), а всегда имеют “размытые” очертания в плане, а их ширина достигает сотен и тысяч километров.

Обстановки аккреции и коллизии на современной Земле проявляются в пределах планетарного Альпийско-Гималайского складчатого пояса, протянувшегося на многие тысячи километров от Атлантического до Тихого океана. По данной конвергентной границе в настоящее время контактируют Евразийская, Индийская, Аравийская и Африканская литосферные плиты.

В мезозое и начале кайнозоя между Евразией, с одной стороны, и Африкой, Аравией и Индией, (составлявших тогда единый континент Гондвану) с другой стороны, существовал обширный океан Тетис, литосфера которого к настоящему времени почти полностью погрузилась под Евразийский континент. Центральная и восточная части Альпийско-Гималайского пояса, где южной окраине Евразии противостоят континентальные выступы Индостана и Аравии, развиваются уже в режиме коллизии. Здесь расположены самые высокие на Земле горные сооружения – Памир, Гиндукуш, плато Тибет. В западной (Средиземноморской) части пояса, между Евразией и Африкой, наряду с уже начавшейся коллизией (например, в Альпах или на Кавказе) кое-где еще продолжается режим аккреции и происходит внутриплитовая субдукция литосферы Тетиса.

Таким образом, глобальная конвергентная обстановка в пределах Альпийско-Гималайского пояса обуславливает локальные конвергентные, дивергентные и трансформные взаимодействия микроплит.



Рис. 9. Микроплиты Альпийско-Гималайского пояса.

Микроплиты: Ап – Апулийская, Эг – Эгейская, Ту – Турецкая, Чм – Черноморская, Юк – Южно-Каспийская, Аф – Афганская, Тд – Таджикская, Фр – Ферганская, Пм – Памирская, Тр – Таримская, Тш – Тянь-Шаньская, Дж – Джунгарская, Мн – Монгольская, Ам – Амурская, Ох – Охотская, Ал – Алашаньская, Тб – Тибетская, Ор – Ордосская, Кт – Китайская, Ик – Индокитайская; а – бассейны с новообразованной и реликтовой океанской литосферой (1 – Алжирско-Болеарский, 2 – Восточно-Средиземноморский, 3 – Эгейский, 4 – Западно-Черноморский, 5 – Восточно-Черноморский, 6 – Южно-Каспийский), б – направления движений плит и микроплит, в – зоны субдукции.

## 2. Зоны обдукции

Нормальная коллизия континентальной и океанической литосферы выражается субдукцией, т.е. погружением тяжёлой плиты под легкую. Но местами появляется такое сочетание тектонических условий, при котором океанская литосфера бывает, наоборот, надвинута на континентальную окраину. В этом убеждают фрагменты океанической литосферы в десятки – первые сотни километров, залегающие в виде пологих офиолитовых аллохтонов поверх осадочных или вулканических формаций на пассивных и активных континентальных окраинах. В настоящее время этот процесс нигде не происходит, но плиоценовый эпизод установлен на сочленении Чилийского спредингового хребта с Андской активной окраиной.

В большинстве случаев датировки свидетельствуют о том, что океаническая литосфера была молодая, тонкая и не охлажденная с относительно низкой средней плотностью и поэтому, в соответствии с изостазией, обладала высоким гипсометрическим положением. Последнее является необходимым условием обдукции.

В надвинутых фрагментах представлена только верхняя часть океанской литосферы: вся кора (осадки I слоя, базальты и долериты II слоя, габброиды и расслоенный гипербазит-базитовый комплекс III слоя) и несколько километров (до 10 км в наиболее мощных пластинах) перидотитов верхней мантии. Это означает, что при обдукции произошло отслаивание верхней части океанской литосферы. Только она надвигалась затем на континентальную окраину, а остальная, нижняя часть перидотитов литосферы перемещалась и деформировалась уже на глубине. Отслаивание верхов литосферы начиналось в условиях океанского дна, где (судя по геофизическим данным) при сжатии формируются сколы, переходящие в надвиги. В ряде случаев по пологим надвигам (трастам) происходило сдвигание разреза верхов океанической литосферы и уже такой сдвоенный пакет обдвигивал на континентальную окраину.

Обдукция сопровождается динамотермальным метаморфическим воздействием горячих перидотитов низов литосферной пластины на породы автохтона. В случае сдвигания разреза метаморфизм наблюдается и в основании верхней пластины. В низах литосферной пластины появляются и нарастают разлинзование и милонитизация, ориентированные параллельно контакту и секущие первичную текстуру и зональность перидотитов. Далее, за поверхностью контакта, следует сам метаморфический ореол мощностью в несколько сотен метров: амфиболиты и мафические гранулиты, переходящие вниз в зеленые сланцы, а затем в неметаморфизованные вулканиты или осадочные породы. Этот ореол несет на себе признаки формирования в условиях средних (500-850°) или высоких (700-1000°) температур при высоких термических градиентах (до 2-3° на 1 м) и давлении 5-10 кбар. Радиологические определения возраста метаморфических минералов подтверждают надвигание перидотитов.

Иногда внизу, на контакте с автохтоном (подстилающие неметаморфизованные породы), при метаморфизме появляются

глаукофановые минеральные ассоциации, свидетельствующие о более высоких давлениях и низких температурах. Непосредственно у контакта, кроме того, нередко наблюдаются постметаморфические деформации, в том числе тектоническое перемешивание апоперидотитовых милонитов с метаморфическими породами. В амфиболитах и зеленых сланцах Омана установлено, что такие деформации возобновлялись там несколько раз при неуклонно снижавшихся температурах.

Подсчитано, что надвигающиеся литосферные пластины мощностью от 3-6 до 10-15 км могут обусловить давления, необходимые для их «базального метаморфического ореола». Нужные для этого температуры могут быть на соответствующих глубинах только в самой молодой океанской литосфере (около 600° при возрасте 10 млн. лет), а при большей ее древности требуется дополнительный разогрев за счет трения. Поэтому возраст литосферы, к моменту отслаивания и надвигания аллохтонной пластины, вероятно, не мог быть более 20-30 млн. лет. Это согласуется с датировками, согласно которым формирование океанской литосферы и ее обдукция разделяются небольшим отрезком времени. Изучая «базальные метаморфические ореолы», Г. Уильямс, У. Смит, А. Николя и другие исследователи существенно дополнили представления о происхождении и обдукции пластин океанической литосферы.

Геодинамические механизмы обдукции разнообразны, можно различать два главных случая: обдукцию на границе океанского бассейна и обдукцию при его замыкании. Обдукция на краю океанского бассейна происходит как у активных, так и у пассивных его окраин. Н. Кристенсен и М. Сэлси (1975) предложили модель обдукции при столкновении спредингового хребта с активной континентальной окраиной. С. Канде и др., 1987, провели детальное геофизическое изучение подводной части Чилийского тройного сочленения и показали, что севернее Тайтао уже подошел к желобу и начал погружаться следующий сегмент гребня Чилийского хребта. Рифтовая долина приближается к континентальному склону желоба под острым углом, заполняется турбидитами и скрывается склоном, который в этом месте становится круче. Уже субдуцировавшее продолжение рифтовой долины обнаруживается по резкому повышению над ним теплового потока в нижней части склона. Вполне возможно, что и на этом сегменте результатом столкновения будет обдукция литосферной пластины.

Необходимые для обдукции предпосылки создает не сближение с островной дугой, а сама обстановка сжатия. В океанической литосфере вблизи окраины образуется скол, который, выполаживаясь, отслаивает литосферную пластину. Дальнейшее пододвигание одного крыла под другое можно рассматривать как заложение зоны субдукции

Зоны субдукции, возникавшие при подобном ходе событий вблизи пассивных континентальных окраин, не только эфемерны, но и специфичны по геодинамике – в обдуцированных аллохтонах широко представлены комплексы типа Троодос (на Кипре), в которых наличие параллельных даек и

другие признаки формирования посредством спрединга сочетаются с чертами островодужной геохимической специализации, а мощность коры пониженная. Дж. Пирс с соавторами (1984) рассматривают их как особую категорию офиолитов, образующихся над зоной субдукции (*supra-subduction zone ophiolites*) в обстановке интенсивного ориентированного растяжения.

Обдукция при замыкании бассейнов океанского типа – обдуцированные фрагменты вблизи глубинных офиолитовых швов Средиземноморско-Гималайского и других складчатых поясов позволяют связать их происхождение с замыканием малых океанских бассейнов. Если раскрытие таких бассейнов сменяется их сжатием, то высокий тепловой поток благоприятствует отслаиванию литосферных пластин. Сравнительно высокое гипсометрическое положение молодой океанической литосферы и погруженные под уровень моря плечи утоненной континентальной коры на краях таких спрединговых бассейнов способствуют обдукции. При полном смыкании континентального обрамления структурный шов воздымается, а на дне смежных эпиконтинентальных бассейнов появляется уклон, обеспечивающий дальнейшее гравитационное перемещение обдуцированных пластин океанической литосферы, сопровождаемое формированием олистостром.

Обдукция молодой океанической литосферы возможна и при замыкании краевых морей. Примером служит описанное И. Диэлом (1977) надвигание фрагментов океанической коры на южноамериканский борт Патагонского задугового бассейна при его закрытии в середине мела. Каждый эпизод обдукции оставляет в строении континентальной окраины отчетливый след в виде перемещенного на нее фрагмента океанической литосферы. И все же относительная роль этого тектонического процесса на конвергентных границах плит чрезвычайно мала. Согласно Р. Колману (1984), все обдуцированные породы фанерозоя составляют около 0,001% от современной коры дна океанов. Если учесть приблизительное количество океанической коры, субдуцировавшей в позднем мезозое и кайнозое, то окажется, что оно в сотни тысяч раз превышает объем пород, обдуцированных за это же время.