

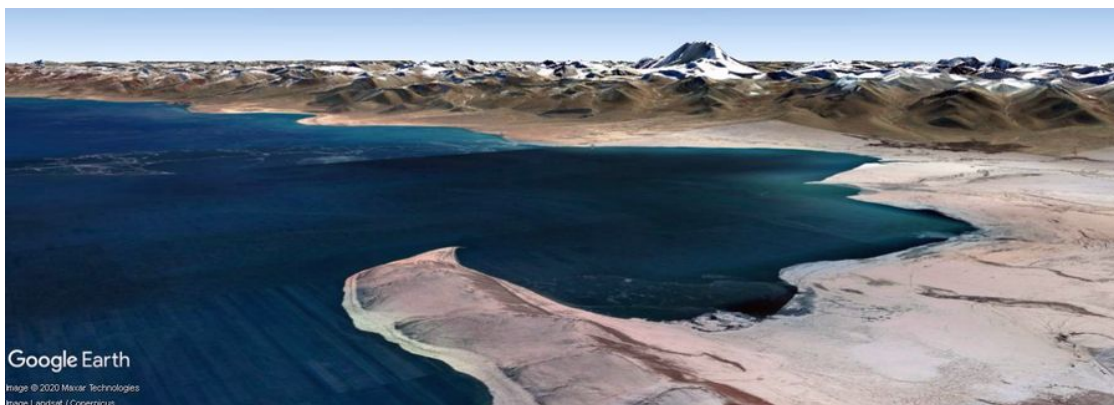
История формирования Тибетского нагорья

Краткая история формирования Тибетского нагорья

Неизвестная человечеству до середины 20 века история **палеогеографии** мира постепенно раскрывает свои загадки и чем больше наука узнает о тектоники плит, об этом во многом уникальном для планет явлении, тем больше впечатляют грандиозностью и сложностью внутренние геодинамические процессы Земли, которые проявляются на поверхности планеты в виде удивительных «путешествий» и трансформаций континентов и океанов.

Тектоническая история Тибета – пожалуй, наиболее выразительный пример таких геологических трансформаций. История этого нагорья, которое расположено в середине Азии и входит в состав Великой Центрально-Азиатской горной системы, весьма сложная и еще во многом не ясная, но в общих чертах геологической науке уже понятная.

Тибетское плато образует относительно ровную территорию площадью более 2 миллионов кв.км со средней высотой 4500м и с максимальной высотой 7111м – гора Ньенчен-Тангла.



Ньенчен-Тангла со стороны озера Намцо

Рост Тибета происходил в два основных этапа:

Первый этап длился всю мезозойскую эру и захватил первую эпоху кайнозойской эры – палеоцен. Это время охватывает 200 миллионов лет – с 250 до 50 млн лет назад.

Изначально литосферные плиты (**литосфера** – земная кора и самая верхняя и твердая часть мантии), составляющие современный Тибет, представляли собой архипелаг крупных и мелких островов на подобии сегодняшнего Зондского архипелага (Индонезия). Острова являлись осколками распадавшегося континента Гондвана, и были окружены ныне исчезнувшим океаном **Тетис**. Под воздействием течений частично расплавленного вещества земной мантии, плиты дрейфовали на север в сторону нового материка – **Лавразия**.

Примыкание одной за другой бывших гондванских плит – Цайдам, Сонгпан-Ганзэ, Цяньтан, Цилянью и Лхасской группы островов к окраине Южной Лавразии привело к первому эпизоду роста плато. При этом в месте столкновения Циляня и Цайдама с Лавразией начали образовываться горные хребты – Кунь-Лунь и Нань-Шань. Бассейн Цайдам сегодня – самая большая межгорная впадина внутри Тибета, средняя высота которой примерно на 2км ниже окрестностей, но плита начала опускаться только в конце мезозоя около 70 млн лет назад.

Однако при формировании Тибетского плато участвовали не только континентальные плиты, но океанические, то есть бывшее морское дно. Так на границе Цайдама с Кунь-Лунем обнажены горные породы, образованные

в океанских условиях и выдавленные на земную поверхность при тектонической коллизии Цайдама с Лавразией и закрытии морского бассейна – части океана Тетис. Такие породы называются **офиолитами**. При этом большая часть океанической литосферы Тетиса была **погружена (субдуцирована)** под Лавразийский континент с последующей субдукцией фрагментов морских плит в глубины мантии, где они расплавляются до сих пор.

Плита Сонгпан-Ганзэ занимает большую часть центрального Тибетского нагорья. На западе плита ограничена разломами Алтын-Таг и Каракорум. Для Сонгпан-Ганзэ характерны монотонно чередующиеся морские отложения триасового периода мощностью до 15 км. Отложения образовались в те времена, когда этот бывший остров был покрыт морем. Во время столкновения в позднем триасе Сонгпан-Ганзэ с Лавразийским материком триасовый комплекс отложений был значительно деформирован.

На юге Сонгпан-Ганзэ через шов (сутура) Цзинься граничит с плитой Цяньтан, под который была погружена южная окраина Тетиса. Возраст **офиолитов** вдоль шва Цзинься колеблется от 292 до 232 млн лет.

Вулканические **островные дуги Юшу и Юдун** маркируют двухфазное закрытие Тетиса во время триаса. Острова Тетиса сохранились на поверхности современного Тибета в виде магматических массивов, последовательно присоединенных к Тибету в процессе коллизий – коллизия Юшу произошла между 244 и 224 млн лет назад, а Юдун между 219 и 195 млн лет. Закрытие южной части Тетиса закончилось погружением южного края Сонгпан-Ганзэ под Цяньтан. Как видим, мощи мантийных потоков хватает не только на захват и потопление тонких океанических плит, но и на погружение в недра планеты массивной материковой литосферы.

К югу от шва Цзинься плита Цяньтан образует центр Тибета. На западе плита простирается до Памира и Каракорума. Озерные осадки Цяньтана указывают на то, что западно-центральный Тибет находился выше уровня моря с середины мела и испытал значительное **выравнивание (денудацию)** до палеогена. Раннемеловое поднятие связано с продвижением на юг Цяньтана на Лхасу с оценкой от 70 до 150 км смещения. Шов Бангонг-Ницзян отделяет Цяньтан от плиты Лхаса. Шов представляет собой сильно деформированный комплекс пород, состоящий из расчлененных офиолитов датированных 167-132 млн лет назад. Вулканический магматизм на юго-

западном крае Цяньтана происходил от 185 до 84 млн лет и знаменует собой закрытие еще одного морского бассейна Тетического океана путем субдукции (погружения) на север. В ста километрах к югу от шва Бангонг северный надвиг Шикунаньхэ-Амдо, активный в эпоху эоцена (50-40 млн лет), объясняется поддвигом Лхасской плиты на север под Цяньтан.

Меловой период в Тибете характеризуется значительной морской регрессией – осушением. Регрессия связана с интенсивным сокращением (сжатием) Лхасы. Между поздним мелом и ранним кайнозойским сокращение составило около 150 км. В бассейне Шигадзе кайнозойские отложения (вплоть до олигоцена) характеризуются речными фациями. В остальной части плиты кайнозойские континентальные отложения редки.

Лхасская плита отделена от Индии швом Инд-Ярлунг-Цангпо. Этот шов, лежащий в основе закрытия океана Тетис, подчеркнут сильно деформированным осадочно-морским комплексом верхней юры-среднего мела, надвинутым на Азию в виде гор. Здесь также присутствуют несколько офиолитовых массивов раннего мелового возраста. Эти офиолиты представляют собой **остатки океана Тетис, который закрылся, по крайней мере, через две зоны субдукции**, погружающихся в северную часть: в начале внутриокеаническая субдукция Кохистан-Ладакха и потом субдукция под Лхасу.

В последнее десятилетие структурные и палеоальтиметрические исследования показали, что Тибет уже деформировался до начала столкновения Индии и Азии в период длительной докайнозойской истории. Прото-Тибетское плато занимало почти 50% современной поверхности плато в конце мелового периода. Кора Тибета к тому времени достигла мощности около 50-55 км. Можно также предположить, что до столкновения Индии и Азии высота Прото-Тибета достигала высот 2500-3000м при локальных высотах до 4500м.



Эпоха эоцена 50 млн лет назад

Второй этап формирования Тибета происходит с эоценовой эпохи (50-40 млн лет назад) кайнозойской эры до нашего времени.

Континентальные эклогиты Стак, Кагхан и Тасо Морри в западных Гималаях имеют возраст от 46 до 55 млн лет и **фиксируют начало субдукции Индийской плиты под внутри-океаническую островную дугу, затем под Южную Азию.** Главным же событием палеогенового периода на эоцен-олигоцене рубеже (34 млн. лет назад) стало столкновение Индии с Евразией. Следствием этой коллизии явилось исчезновение океана Тетис и поднятие Гималаев.



Гора Кайлас, 6621м и Гималаи на дальнем плане

Погружение Индии под Азию оценивается сейчас в 1000 км со стороны Тибета, что привело к сокращению плато примерно на 40%. Это дополнительное укорочение, которое привело к современной мощности земной коры этого региона в 70 км и средней высоте 4500м над уровнем моря, компенсировалось реактивацией континентальных плит вдоль предыдущих сuture (швов) и равномерным укорочением коры.

Дальнейшее поднятие Тибетского нагорья предполагает ступенчато-субдуктивную модель с частичным отслоением верхнего (корового) слоя плит.

Большое число тектонических данных указывают на то, что центральная часть Тибета, от южного Цяньтана до Сонгпан-Ганзэ, находилась выше уровня моря со времен эоцена и, возможно, со времен мезозоя из-за последовательного столкновения островов Тетиса с Лавразией. Между олигоценом и плиоценом (23-8 млн лет) Тибетское нагорье поднималось на севере и на юге, в то время как в центральном Тибете деформация прекратилась. Предположительно сжатие и укорочение верхней коры Тибетского нагорья было в основном завершено в начале миоцена около 20 млн лет назад.

Сильная магматическая активность на плато 52-51 млн лет назад интерпретируется как начало отрыва погруженной в мантию части Индийской плиты. От этой оторванной части отслоился легкий верхний слой, который через 6 млн лет всплыл в виде расплавленных магматических очагов под Тибет и частично проплавил Тибетскую плиту. Подобные

сценарии, вероятно происходили и в последующее время: Вдоль северной окраины Цяньтана магматический материал внедрился во внутригорные бассейны между 50 и 30 млн лет с образованием вулканического пояса длиной 2000 км; между 26 и 10 млн лет назад магматическая активность Тибетского нагорья концентрировалась в южном Лхасском блоке вдоль полосы длиной 1500 км.

Начиная с миоцена и до наших дней (последнее зарегистрированное извержение на Тибетском плато произошло в 1951 году), магматическая активность происходила в западном блоке Сонгпан-Ганзэ.

Геофизическая томография выделяет несколько аномалий, которые интерпретируются как погруженные литосферные плиты с более холодной температурой, чем окружающая мантия. Это относится к Индийской плите, которая опускается под Южный Тибет до сутуры Бангонг, а затем погружается вертикально. Другие более глубокие аномалии могут соответствовать фрагментам, оторванным во время предыдущих субдукций: аномалия на глубине 1000 км интерпретируется как Тетическая океаническая плита, другие как отдельные фрагменты континентальной Индийской и Азиатской плит.

Сегодняшние средние высоты плато и толщина тибетской коры, достигнуты за счет внутриконтинентальной субдукции при изостатическом подъеме нагорья. Утолщение тибетской коры происходит снизу за счет частичного проталкивания плит под соседние плиты вдоль зон обновленных швов. С помощью численного и аналогового моделирования было продемонстрировано, что при внедрении верхней коры в верхнюю мантию, кора не выдерживает горизонтальное напряжение, и деформация переходит от локализованной и плоской деформации к однородному и горизонтальному уплотнению. При этом нижняя кора течет в боковом направлении.

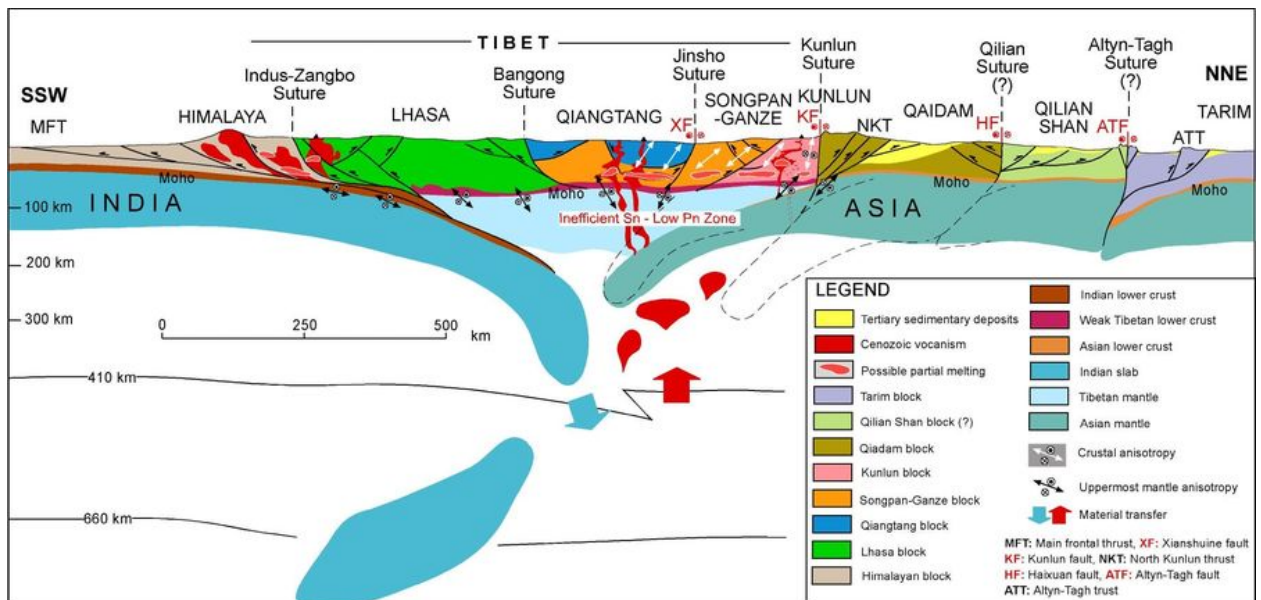


Схема Гималайско-Тибетской орогенной системы

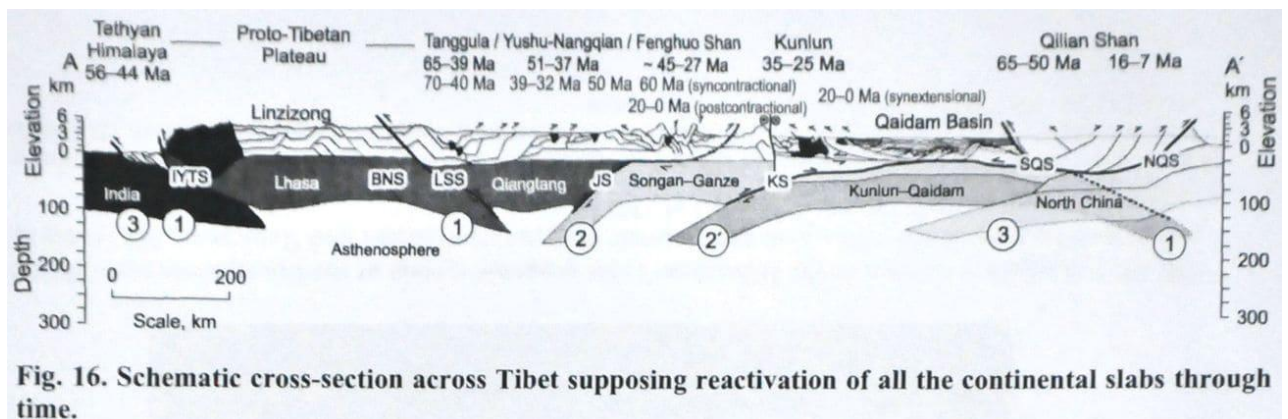


Fig. 16. Schematic cross-section across Tibet supposing reactivation of all the continental slabs through time.

В гималайском поясе складок и надвигов размещалась континентальная субдукция Индийской плиты под южный край Тибета. Шов Северного Цилианя на его северном краю был активирован субдукцией северной китайской литосферы. С середины эоцена до олигоцена реактивация швов Цзинься и Куньлунь вызвала переход деформации к северу. В начале неогена деформация была локализована на самых южных и северных границах плато, с активацией южно-тибетского края при давлении Гималаев и субдукции на юг северной китайской литосферы вдоль шва Северного Цилиань-Шаня и Нан-Шаня. (С. Гийо и др. «Как и когда росло Тибетское плато»)

Принимая во внимание мягкую тибетскую литосферу, ее укорочение происходило не вдоль одной шовной (сутурной) зоны, а за счет сочетания кратковременных внутриконтинентальных явлений субдукции и однородной деформации, частично перекрывающихся во времени с

прогибами противостоящих плит, и с низкой деформацией, чем и объясняется отсутствие сильных тектонических нарушений на поверхности.

В итоге можно предложить трехступенчатый сценарий построения Тибетского нагорья:

Во время мезозоя последовательное наращивание плит Гондваны и Тетиса к южной окраине Лавразии привело к образованию Прото-Тибетского плоскогорья. Плоскогорье занимало поверхность более половины современного Тибета и имело среднюю высоту 2000-2500 м. Затем, в начале индийско-азиатского столкновения, реактивация шовных (сутурных) зон с ограниченным продавливанием корового материала и литосферной мантии привела к небольшому сокращению плато, поднятию земной коры и проявлениям магматизма. Последующие обновления тектонических швов попеременно переходят от краев к центру плато. Наконец, когда центральная часть Тибетского плато достигла толщины коры, близкой к современной между поздним эоценом и ранним олигоценом, силы плавучести плит становятся выше горизонтальных сил сжатия и деформация литосферы распространяется за пределы плато. Утолщение коры центральной части Тибета также спровоцировало крупное разрушение земной коры, которое привело к боковому выдавливанию плит Тибета.

Тибетская литосфера приспособилась к давлению Индийской плиты путем реактивации предыдущих внутриконтинентальных шовных зон. Каждая плита выдерживала сокращение своей площади в направлении север-юг максимум на 150 км.

