

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН



На правах рукописи

Шэнь То

**Сейсмическая активизация восточного Тибета
в начале 21 века и сейсмотектоническая роль
литосферного блока Баян-Хара**

Специальность: 25.00.03 - геотектоника и геодинамика

(геолого-минералогические науки)

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук, профессор

Рогожин Евгений Александрович

Москва – 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	5
Глава 1. Крупные землетрясения восточного Тибета в начале 21 века.....	13
Глава 2.Тектоника и геология Тибета.....	17
2.1. Положение плато Тибет в Центрально-Азиатском подвижном поясе....	17
2.2. Геология и тектоника Тибета.....	28
2.2.1. Гандисышань-Гималайский субдукционно - коллизионный орогенный пояс.....	31
2.2.1.1. Гандисыский «Андийского типа» главный субдукционный аккреционный орогенный пояс.....	32
2.2.1.2. Основной Гималайский коллизионно-орогенный пояс.....	34
2.2.2. Периферические транспрессионные орогенные пояса Тибетского плато.....	35
2.2.2.1. Транспрессионный орогенный пояс северного края Тибетского плато - Западный Куньлунь – Алтынтаг - Северный Цзянь	39
2.2.2.2. Лунмэньшаньский транспрессионный орогенный пояс восточной окраины Тибетского плато.....	39
2.2.2.3. Транспрессионный орогенный пояс «Индостан – Мьянма» юго-восточной окраины Тибетского плато.....	41
2.2.2.4. Юго-западная окраина Тибетского нагорья «Индостан–Афганский транспрессионный орогенный пояс»	43
2.2.3. Тибетские периферические окраинные экструзивные террейны.....	44
2.2.3.1. Юго-восточные Тибетско-Индостанские краевые экструзивные	

террейны.....	46
2.2.3.2. Юго-западные Тибетские краевые экструзивные террейны.....	52
2.2.4. Центральное Тибетское нагорье.....	53
2.3. Блок Баян-Хара.....	55
Глава 3. Сеймотектонические и сейсмологические характеристики очагов сильных землетрясений Восточного Тибета в начале 21-го века.....	58
3.1. Куньлуньское землетрясение 2001 г.	58
3.2. Вэньчуаньское землетрясение 2008 г.....	62
3.3. Землетрясение Лушань 2013 г. Провинция Сычуань.....	68
3.4. Землетрясение Юйшу 2010 г.....	75
3.5. Землетрясение Горкха в Непале 2015 г.....	81
Глава 4. Анализ исторических землетрясений.....	88
Глава 5. Оценка высвобождения сейсмической энергии в конце 20-го и начале 21-го веков.....	93
5.1. Энергия землетрясения	93
5.2. Энергия землетрясения в разных каталогах.....	96
5.2.1. Материалы из CENC.....	97
5.2.2. Материалы из CEA.....	100
5.2.3. Материалы из USGS.....	108
5.3. Циклы мировой сейсмической активизации.....	115
5.4. Выводы.....	119

Глава 6. Географическая миграция очагов во времени.....	122
6.1. Миграция очагов сильнейших землетрясений.....	122
6.2. Крупные миграции землетрясений 20-го века.....	128
6.2.1. Памиро-Байкальский пояс.....	128
6.2.2. Гималайский пояс.....	129
6.2.3. Суматра-Монгольский пояс.....	129
6.3. Локальная сейсмическая миграция.....	130
6.3.1. Пояс центральной части материкового Китая (меридианальный пояс)	131
6.3.2. Пояс Сяньшуйхэ.....	132
6.3.3. Куньлуньский пояс.....	132
6.4. Выводы.....	133
Глава 7. Закономерности и причины сейсмической активизации начала 21-го века.....	136
Глава 8. Заключение.....	140
8.1. Сейсмическая активность Тибета.....	140
8.2. Энергетическая оценка процесса сейсмической активизации Тибета.....	141
8.3. Миграция сейсмичности на Тибете.....	143
8.4. Геодинамические причины сейсмической активизации Тибета в начале 21-го века.....	145
Список литературы	147

Введение

Актуальность исследований. Тибет является одной из наиболее сейсмоактивных континентальных территорий в мире. Это единственная в Азии область, которая считается зоной коллизии двух континентальных плит, демонстрирующей сильную геологическую и сейсмическую активность. В начале 21-ого века в ее центральной части и на восточной окраине произошла серия сильнейших землетрясений, ряд которых был приурочен к периферии литосферного блока Баян-Хара. Практически каждое сейсмическое событие сопровождалось существенным экономическим ущербом и человеческими жертвами в виде большого количества раненых и убитых. Поэтому представляемая диссертационная работа направлена на решение ряда фундаментальных проблем, определяющих природу этой сейсмической активизации. Для решения этих вопросов проанализированы следующие научные направления.

Геодинамика и тектоника зоны коллизии литосферных плит Евразии и Индостана, мантийные плюмы. Проведенное исследование позволяет анализировать структуру и тектонику Тибета и блока Баян-Хара в восточном Тибете. Исследование механизма горизонтальных движений в пограничной области двух плит и характеристик глубинного строения под плато Тибета позволяет понять основные черты современной геодинамики региона.

Генезис и закономерности сейсмической активизации восточного Тибета и блока Баян-Хара в 21-ом веке. Выполненный мониторинг

сейсмичности 20-го и начала 21-го веков позволяет выяснить сейсмическую историю плато Тибета и блока Баян-Хара. Для выявления параметров пространственно-временной миграции сейсмической активности проведен анализ каталога землетрясений, произошедших в 21-ом веке.

Сеймотектоника конкретных зон сильнейших землетрясений и их роль в геодинамике Тибета и миграции сейсмических событий. Рассмотренное в работе строение зон сильнейших землетрясений начала 21-ого века в общем контексте геодинамического развития и сейсмической активизации плато Тибет и блока Баян-Хара позволило выявить миграцию сейсмических событий в южном и восточном направлениях.

Объектом исследования настоящей работы являются закономерности проявлений геодинамических и сеймотектонических активизаций восточного Тибета в историческое время и в начале 21 века.

Цель исследования – по материалам сейсмических каталогов выявить причины и закономерности проявлений сейсмической активизации Восточного Тибета и блока Баян-Хара; по результатам полевых сеймотектонических и сейсмологических исследований выполнить структурную систематизацию очагов серии сильнейших землетрясений, возникших в регионе в 21-ом веке, определить характер пространственно-временной миграции очагов, разработать новую интерпретацию сеймотектонического процесса в духе современной геодинамики восточного Тибета.

Научные задачи исследований, поставленные для достижения цели работы:

- изучение современной геодинамики и новейшей тектонической истории развития плато Тибета и блока Баян-Хара; сбор результатов полевого обследования эпицентральных зон землетрясений начала 21-го века, фотографий и статей по этим направлениям;
- анализ сейсмологических, сеймотектонических и геофизических данных о серии крупных сейсмических событий восточного Тибета, изучение процесса пространственно-временной миграции очагов этих событий и исторических проявлений сейсмичности по сведениям из новейших публикаций;
- сбор и обработка результатов полевых сеймотектонических исследований в эпицентральных зонах этих сильных землетрясений восточного Тибета, получение детальных данных, собранных китайскими специалистами при изучении этих землетрясений, и личных материалов соискателя, анализ этих личных данных и их интерпретация;
- анализ сейсмологических материалов из сейсмического каталога CENC (China earthquake networks center), [<http://www.csndmc.ac.cn/data/dir/quick/main>], каталога CEA (China earthquake administration) и каталога USGS (U.S. Geological Survey), [<https://www.usgs.gov/>], вычисление совокупности выделившейся сейсмической энергии по годам, составление таблиц и графиков

высвобождения сейсмической энергии, расчет и выявление закономерностей сейсмического режима по данным этих таблиц и графиков;

– составление схемы размещения очагов сильных землетрясений 20-ого и 21-го веков Восточного Тибета по разломам, ограничивающим литосферный блок Баян-Хара, выявление их характеристик и закономерностей распространения во времени, интерпретация полученной миграционной характеристики и пространственных закономерностей миграции очагов;

– сбор и анализ материалов по строению верхнемантийного плюма под плато Тибета, выявление связей положения плюма в недрах с полученными сеймотектоническими выводами, формулирование новой интерпретации полученных закономерностей связи проявлений сейсмической активизации региона и основных черт современной геодинамики плато Тибета.

Методы исследования: При выполнении работы использовались современные сеймотектонические и сейсмологические методы. По сейсмическим каталогам рассчитана высвободившаяся сейсмическая энергия событий и выявлены характеристики пространственно-временной миграции крупных сейсмических событий.

Основные положения диссертации, выносимые на защиту:

1. В регионе Тибета, который является одной из наиболее сейсмоактивных континентальных территорий в мире, высокомагнитудные землетрясения в ходе активизаций в историческое время группировались в

серии, охватывающие по времени первые десятки лет, и перемежались с периодами затиший протяженностью в несколько десятков лет.

2. По данным сейсмологических каталогов с 1900 по 2015 гг. наблюдаются три крупных сейсмических активизации восточного Тибета. Первая продлилась с 1916 по 1937 гг., вторая - с 1947 по 1955 гг. Вторая активизация совпадает во времени с сейсмической активизацией, отмечающейся для всего мира в 1950-1970 гг. Далее наступило сейсмическое затишье, нарушенное малой сейсмической активизацией 1973-1975 гг., а начало 21-го века до настоящего времени ознаменовалось новой сильной сейсмической активизацией, также отмечающейся для всей планеты. Сейсмические очаги сконцентрировались в центральной и южной частях восточного Тибета.

3. Изучение тектонической позиции, сеймотектонических и сейсмологических проявлений, характера подвижек и строения очаговых зон сильнейших землетрясений восточного Тибета и Гималаев Непала в начале 21-го века показало, что эти сейсмические события во времени последовательно смещались в направлении с севера на юг. Эту закономерность невозможно объяснить с позиций традиционных геодинамических представлений об импульсном пододвигании Индостана под Тибет в северном направлении, а скорее реально увязать с процессом роста верхнемантийного плюма под центральной частью плато.

Научная новизна работы:

1. Впервые проведена оценка выделения совокупной сейсмической энергии по годам по материалам сейсмического каталога CENC (China earthquake networks center), [сайт <http://www.csndmc.ac.cn/data/dir/quick/main>], каталога CEA (China earthquake administration) и каталога USGS (U.S. Geological Survey), [сайт <https://www.usgs.gov/>], получены данные об энергетических характеристиках сейсмичности на плато Тибет.

2. По результатам оценки скорости и направления пространственно-временного распространения очагов сильнейших землетрясений выяснено, что сейсмические события в начале 21 века последовательно смещались в направлении с севера на юг.

3. Традиционно считается, что вся энергия, определяющая подъем Тибетского плато и возникновение сейсмических активизаций, приходит извне, от Индостанской плиты, в результате ее движения с юга на север. В свете собранных соискателем данных сейсмичность может иметь иную геодинамическую причину, чем пододвигание Индостана под Тибет; сейсмические активизации могут быть связаны с ростом верхнемантийного плюма под центральным плато Тибета.

Практическая значимость работы: Собранные автором во время полевых работ в окрестностях городов Юйшу и Вэньчуань материалы о геологических проявлениях двух сильнейших землетрясений являются основой для сравнения их с геологическими эффектами землетрясений Куньлунь 2000 г. и Лушань 2013 г., имеющимися в местном сейсмическом бюро. В ходе полевых

работ проводилась проверка на местности выводов о геологических проявления землетрясений, содержащихся в опубликованных материалах. Выводы были подтверждены.

По результатам проведенных вычислений выделения совокупной сейсмической энергии по годам из сейсмического каталога CENC (China earthquake networks center), [сайт <http://www.csndmc.ac.cn/data/dir/quick/main>], каталога CEA (China earthquake administration) и каталога USGS [сайт <https://www.usgs.gov/>] представляется возможность при долгосрочном прогнозе сильных землетрясений в будущем учитывать повторяемость сильнейших сейсмических событий на территории Тибета и, в частности, в пределах литосферного блока Баян-Хара.

По результатам пространственно-временного анализа распространения очагов сильнейших землетрясений в начале 21-го века выяснилось, что сейсмические события во времени последовательно смещались в направлении с севера на юг, это является методической основой для мониторинга развития сейсмических активизаций в области предсказания времени возникновения больших сейсмических событий.

В свете собранных сейсмотектонических данных о сейсмогенерирующих структурах, породивших сильные землетрясения Тибета, при составлении новой карты общего сейсмического районирования КНР могут быть выделены новые зоны возможных очагов землетрясений (ВОЗ) в центральной и восточной частях плато Тибета и его обрамления и оценен их сейсмический потенциал,

что открывает новые возможности при картировании уровня сейсмической опасности региона в обзорном и детальном масштабах.

Апробация результатов. Результаты исследований, выполненных автором в ходе работы по теме диссертации, изложены в четырех публикациях в реферируемых журналах на русском языке с переводом на английский язык. Основные положения диссертации доложены на Молодежной конференции ИФЗ РАН (Москва, 2015, 2016, 2017) и Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых "Ломоносов-2015"(Москва, 2015).

Структура работы обусловлена ее темой, целями и задачами исследования. Диссертация на 167 стр. состоит из введения, 7 глав, заключения и списка литературы 171 назв., содержит 52 рисунка, 5 таблиц.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность и благодарность своему научному руководителю профессору Рогожину Евгению Александровичу за неоценимую помощь и поддержку в процессе работы над диссертационной работой, а также к.г.-м.н. С.Н. Родиной за критическое обсуждение работы.

Глава 1. Крупные землетрясения восточного Тибета в начале 21-го века

Тибетское нагорье (плато) располагается к югу от горно-складчатой системы Тянь-Шаня и Таримской межгорной впадины, к северу от Гималайской подвижной горно-складчатой системы, к западу от равнины Янцзы. В результате активного новейшего воздымания Тянь-Шаня и Гималаев Тибетское плато оказалось «зажатым» между Индостанской плитой и Евразийской литосферной плитой [Dewey, 2005] с точки зрения современной геодинамики и сейсмотектоники регион Тибетского нагорья можно разделить на несколько основных подрегионов: Центральное-Тибетское плато, Гималайский коллизионный пояс, окружающие плато с севера Таримская межгорная впадина и орогенное сооружение Тянь-Шаня и, наконец, осадочные бассейны на базе древних платформ Северо-Китайской и Янцзы.

Блок Баян-Хара относится к Центрально-Тибетскому плато (рис. 1). Внутри блока не отмечается существенных молодых деформаций. По данным измерений GPS блок смещается на восток [Xu Shining et al., 2011]. Тектонический блок Баян-Хара по краям имеет три границы: северную, совпадающую с Восточно-Куьнлуньским разломом, южную, проходящую по зоне Сяньшуйхэ-Юйшуского разлома, и восточную, трассирующуюся вдоль Лумэньшаньского разлома. Восточно-Куьнлуньский разлом субширотного простирания и левосдвиговой кинематики смещается со скоростью более 10 мм/год. Крылья Сяньшуйхэ-Юйшуского левого сдвига, имеющего запад-северо-западное простирание, также смещаются со скоростью около 10 мм/год. Восточный Куьнлуньский разлом, Сяньшуйхэ-Юйшуский разлом и

Лунмэньшаньский разлом обрамляют блок Баян-Хара с востока и являются самыми сейсмоактивными структурами Китая в 21 веке [Xu Zhiqin et al., 2011, Deng Qidong et al., 2010].

Четыре сильнейших землетрясения с магнитудой более $M_s \geq 7$ произошли в северо-восточном Тибете, по обрамлению блока Баян-Хара в начале 21-го века (рис. 1). 14 ноября 2001 года в зоне Восточно-Кунылуньского разлома произошло событие с $M_s=8.1$. Это землетрясение стало первым в 21 веке в Китае с магнитудой более 8. Смещение в очаге представляло собой чистый левый сдвиг. 12 мая 2008 года в юго-восточной части округа Вэньчуань произошло землетрясение $M_s=8$. Эпицентр был приурочен к зоне разлома Лунмэньшань. Подвижка в очаге представляла собой взбросо-надвиг с правосдвиговой компонентой. Глубина гипоцентра 14 км. 14 апреля 2010 года в уезде Юйшу Тибетского автономного округа провинции Цинхай зарегистрировано землетрясение $M_s=7.1$. Эпицентр располагался оков зоне Грацзе-Юйшу-Фунхуошаньского разлома. Характер смещения в очаге - чистый левый сдвиг. Гипоцентр находился на глубине 33 км. 20 апреля 2013 года в окрестностях города Лушань произошло землетрясение $M_s=7$. Эпицентр был приурочен к зоне разлома Лунмэньшань. Глубина гипоцентра составила 10 км. Очаговая область располагалась в 103 км к юго-западу от зоны катастрофического Вэньчуаньского землетрясения 2008 г.

В общей сложности от этих землетрясений в той или иной степени пострадали более 1,5 миллиона жителей провинции Сычуань. Были разрушены и повреждены здания и сооружения на обширной территории в небольших

городах и деревнях.

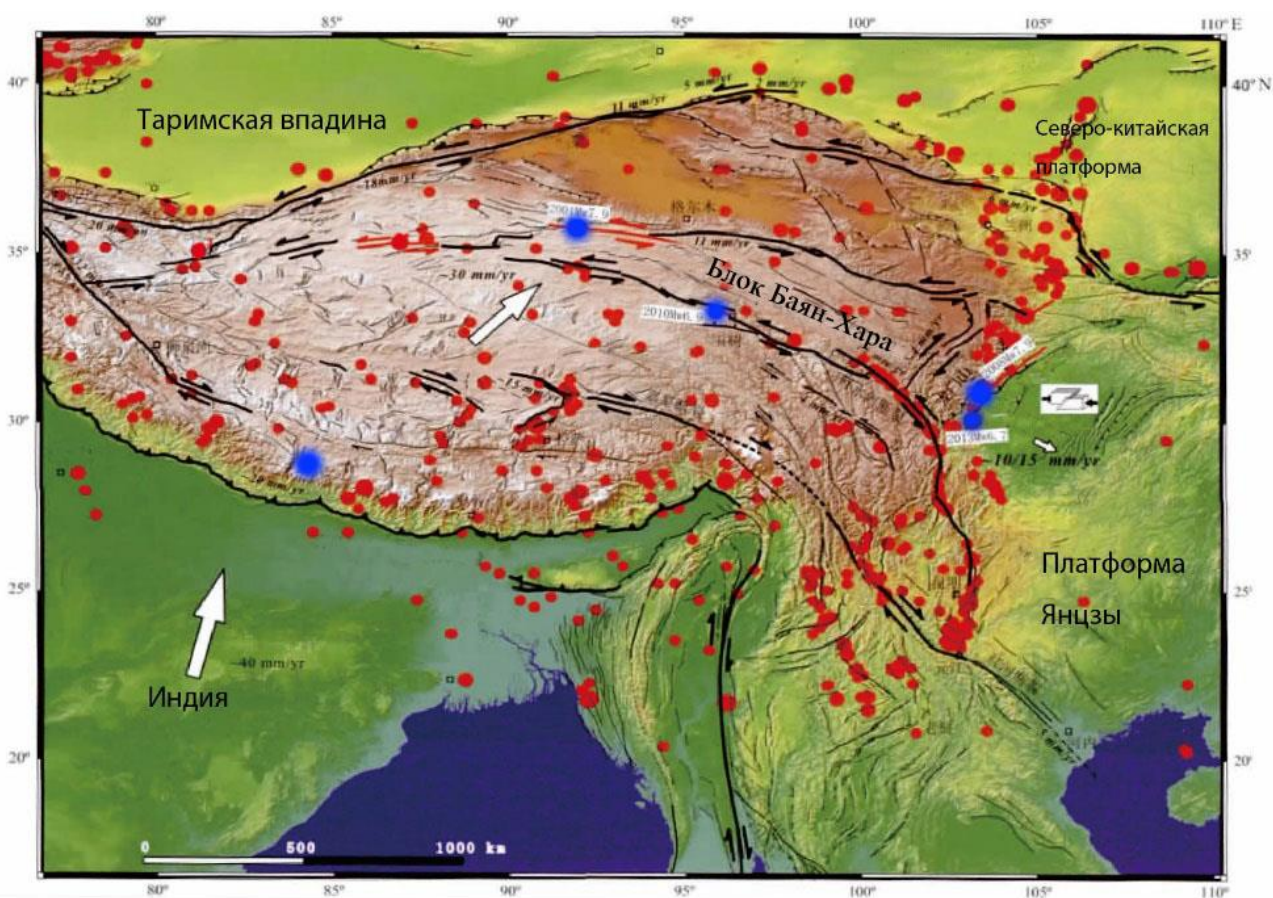


Рис. 1. Положение эпицентров четырех землетрясений произошедших в обрамлении блока Баян-Хара [XU Xiwei et al., 2013], и землетрясения Горкха в Непале. Красные кружки - эпицентры сильных землетрясений Тибета и Гималаев; синие кружки эпицентры сильнейших сейсмических событий начала 21-го века.

Кроме того, 25 апреля 2015 года в Гималаях произошло катастрофическое землетрясение Горкха. По данным Quick SMT моментная магнитуда землетрясения составила $M_w = 7.9$. Инструментальный эпицентр находился на территории Непала, в 75 км к северо-западу от столицы Катманду. Гипоцентр располагался на глубине 13 км. Действующая плоскость в очаге развилась в

зоне полого погружающего в северном направлении Главного центрального надвига (Main Central Thrust) Гималаев [Chandra, 1992; Valdiya, 1980, 1988; Gansser, 1982; Pandey et al., 1999]. Этот надвиг разделяет тектонические зоны Высоких (расположенных к северу от него) и Низких (лежащих южнее) Гималаев.

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что в начале 21-го века в восточном Тибете и Гималаях Непала проявилась сильная сейсмическая активизация.

О временной неоднородности сейсмического процесса неоднократно поднимался вопрос в научной литературе. Так, работа [Engdahl, Villaseñor, 2002] посвящена анализу глобальной сейсмичности в 1900–1999 гг. В ней представлен достаточно полный мировой каталог землетрясений за XX век и некоторые результаты его анализа. Отмечается, что сейсмическая активность непостоянна во времени, и, соответственно, высвобождение сейсмического момента претерпевает большие колебания. В статье [Lombardi, Marzocchi, 2007] исследуется явление кластеризации и нестационарности во времени распределения сильных землетрясений в мире, что указывает на возможность некоторой квазипериодичности сейсмического процесса. В статье [Лутиков, Рогожин, 2014] также делается вывод, что в начале 21 века в мире началась сейсмическая активизация. Как, показано выше, активизация сильных землетрясений в Тибете совпадает с таковой, отмечающейся для всего мира.

Глава 2. Тектоника и геология Тибета

2.1. Положение плато Тибет в Центрально-Азиатском подвижном поясе

Тибетское нагорье сформировано из складчатых структур палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста, но важнейшую роль в формировании его современного рельефа сыграли поднятия неогена и четвертичного периода, связанные с образованием альпийско-гималайского орогенного пояса. В середине кайнозоя на месте современного Тибета была территория, располагавшаяся на уровне моря. Общее поднятие привело к образованию Тибетского нагорья и окаймляющих его хребтов и повлекло за собой иссушение климата во всей Центральной Азии. Поднятие Тибета продолжается и в настоящее время со скоростью более 1 м в столетие.

Тибетское нагорье опоясывают не менее грандиозные (выше 6000 м) горные системы: Гималаи с юго-запада и юга, Каракорум и Куньлунь с севера и Сычуаньские (Сино-Тибетские) «Альпы» с востока. В аридном суровом климате нагорья господствуют горные пустыни и полупустыни. Изредка по его окраинам, преимущественно на юге, в глубоких речных долинах встречаются оазисы с лесной растительностью, где сосредоточено основное земледельческое население. В строении поверхности Тибета наиболее характерны две особенности: близширотное простиране хребтов и малая вертикальная расчленённость его центральной части. Первая особенность объясняется близширотной ориентацией складок, вторая слабым развитием эрозии. Внешний сток отсутствует, что обуславливает обилие преимущественно засоленных озёр.

К востоку от 91-го меридиана поверхность нагорья всё больше расчленяется реками. На границе с Восточным Китаем и Индокитаем глубина долин достигает 2000-3000 м, господствуют речные долины в виде ущелий. Крутые склоны хребтов, узкие речные долины с бурными реками и громады снежных горных массивов - основные черты рельефа Восточного Тибета. По его долинам из Индокитая далеко на север проникают муссоны. Тёплый и влажный климат благоприятен для тропических и субтропических видов растений и многих южных видов животных. Современные ландшафты нагорья возникли в конце неогена. Если в миоцене холмистые равнины Тибета мало возвышались над уровнем моря, и степи перемежались с крупными озёрами с внешним стоком, то в плиоцене Тибет начинает быстро подниматься. За короткий геологический отрезок времени нагорье поднялось на 3000-4000 м. Скорость вертикальных движений была здесь максимальной из известных - до 12 м в столетие, а горы по периферии (Куньлунь и Гималаи) поднялись в среднем до 6000 м. В результате Тибет превратился в страну высокогорного холодного и, в то же время, сухого климата, но усиление аридности, по-видимому, несколько отставало от подъёма нагорья. Некоторое время его плоские хребты были покрыты значительно более обширными ледниками, чем теперь, которые спускались в неглубокие, но широкие межгорные долины (например, в Чангтане). Об этом свидетельствуют равнины с постледниковыми озёрами, а на склонах гор трюги. Маломощный моренный материал указывает на кратковременность оледенения.

В настоящее время ледники развиты преимущественно на окраинных

горах. В центральной части Тибета размеры ледников очень малы (до 4-5 км в длину). Благодаря сухому и холодному климату поверхность Западного Тибета подвергается интенсивному морозному выветриванию, широко развиты щебнистые россыпи (корумы).

Тибетское нагорье имеет значительные внутренние различия, прежде всего в структуре и рельефе. Центральный и Западный Тибет (Джангтанг) представляют собой однообразную поверхность, приподнятую в среднем на 4500-5000 м и состоящую из сглаженных хребтов и тектонических грабнгообразных впадин, заполненных рыхлым материалом или занятых бессточными озёрами. Для Восточного Тибета характерна резкая тектоническая и эрозионная расчлененность. Мощные параллельные хребты Сино-Тибетских гор разделены грандиозными ущельеобразными долинами, по которым протекают крупнейшие реки материка - Хуанхэ, Янцзы, Меконг. К югу от долины верхней Янцзы начинается менее высокое, но сильно расчлененное Юньнань-Гуйчжоуское нагорье, которое на востоке снижается и продолжается в пределах Восточной Азии.

На Тибетском нагорье есть гейзеры и горячие источники, а в северо-западной части - действующие вулканы.

На южной окраине Тибета поднимается система хребтов, которые иногда объединяют под общим названием Трансгималаев, или гор Гандисышань. От Гималаев эти горы отделены широкими продольными долинами рек Брахмапутра (Цангпо), Ланчин-Кандбад (Сатледж) и Инд. Вершины наиболее значительных хребтов достигают более 7000 м. Склоны, обращенные в сторону

Тибетского нагорья, пологи и загромождены массами обломочного материала. Более влажные южные склоны отличаются резким эрозионным расчленением [Кычанов и др., 2005; Zheng Mianping, 1997; Bai W.J. и др., 1993; Wenji Bai, и др., 2006]

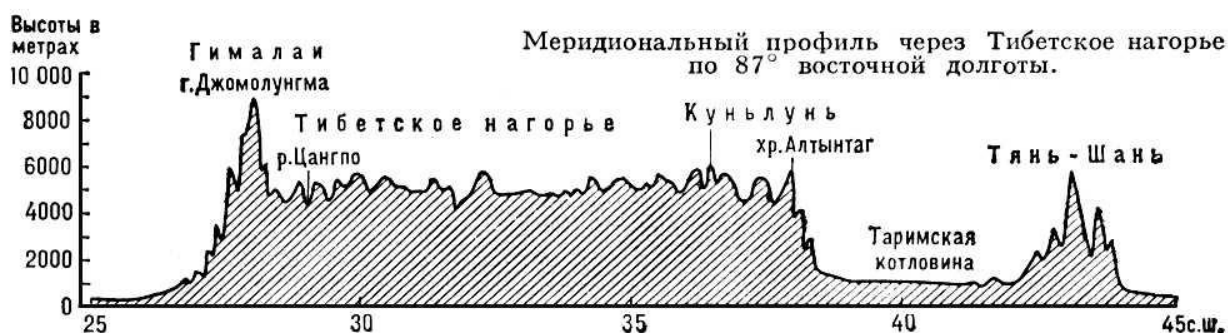


Рис. 2. Меридиональный профиль через Тибетское нагорье по 87° восточной долготы [Синицын В. М., 1959]

Тибетское нагорье располагается в пределах Средиземноморского подвижного пояса, составляя в нём особое образование с чертами срединного массива. Выделяются районы с различной историей геологического развития: Северотибетский — преимущественно с карбонатными породами верхнего палеозоя, перекрытыми на больших пространствах меловыми красноцветными породами; район Каракорум - Тангла — с широким распространением морских отложений пермского и триасового возраста; район Больших озёр (Намцо, Селлинг, Данграюм и др.), где обширные площади занимают юрские континентальные и меловые морские отложения; район Гандисышаня (Трансгималаев), сложенный песчано-сланцевыми толщами карбона и перми и вулканическими породами и гранитами мела; район верховьев Цангпо и Инда, характеризующийся развитием песчано-сланцевого флиша мелпалеогенового

возраста.

Отложения верхнего палеозоя и мезозоя дислоцированы весьма неравномерно; на большей части Тибетское нагорье они образуют широкие и пологие брахиантиклинальные складки, которые в зонах разломов становятся узкими и крутыми. До середины кайнозоя Тибетское нагорье испытывало преимущественно нисходящие движения, на большей части его происходило осадконакопление и сохранялся морской режим. В позднем кайнозое произошло интенсивное поднятие (только с конца плейстоценового оледенения Тибетское нагорье поднялось на 300—500 м). О продолжающейся тектонической активности свидетельствуют молодые подвижки по разломам, высокая сейсмичность, а также наличие молодых вулканических конусов и термальных источников.

Тибетское нагорье, как говорилось выше, характеризуется быстрым поднятием, высокие крутые участки и горные цепи на его периферии образуют наружный пограничный барьер, отгораживающий его от жестких внешних блоков (на северо-востоке - от Алашанского блока, на севере - Таримского блока, на востоке - от древней платформы Янцзы, а на юге от Индостанской плиты). Внутренняя часть плато представляет собой широкое плоское нагорье. [Арманд Д. Л. и др., 1956; Синицын В. М., 1959; Юсов Б. В., 1958; Зайчиков В. Т., 1964]

После неопротерозоя Тибетское нагорье располагалось к северу от бассейна океана Тетис, испытавшего длительный динамический процесс, включающий погружение, столкновение литосферных плит и горообразование.

Этот процесс привел к образованию гигантского пред-коллизийного пояса на границе Индостанской и Евразийской плит, состоящего из «Алтуноско - Цилянью – Куньлуньской молодой орогенной системы Тетиса» и «Сонганью - Цантан – Лхаса - более древней орогенной системы Тетиса» [Xu Zhiqin и др, 2007]. Поэтому Тибетское плато образовалось с мобилистской точки зрения в результате непрерывного столкновения Индостанского микроконтинента и срединного массива на юге Азии. Открытие, закрытие и сокращение бассейна Нео-Тетиса, привело к последнему столкновению Индостана с Азией около 50 ~ 60 млн. лет назад [Tarponnier et al., 1986, Молнар, 1988] и, таким образом, с момента неопротерозоя, мульти-складчатостные деформации и позднекайнозойское поднятие сформировали Тибетское плато, которое рядом авторов названо «орогенным плато» (Orogenic Plateau) [Dewey, 2005; Xu Zhiqin и др., 2007].

Предыдущие исследования показали, что после Индийско-Азиатской континентальной коллизии, конвергенция между плитами не прекращается. Индостанская плита продвигается на север со скоростью 44 - 50 мм/г, субдуцируя под Азиатский континент. Сейчас Индостанский континент имеет гораздо меньшие размеры, чем был в древности, до столкновения. Индостанская плита уменьшилась примерно на 1500 км за счет смещения в южном направлении. С этим процессом специалисты мобилистской школы связывают утолщение земной коры. Ее мощность под Тибетским плато возросла в 2 раз больше обычной толщины земной коры (средняя мощность коры Тибета составляет 70 км). Формируется огромная кайнозойская

деформационная область между Индостаном и Сибирской платформой шириной 2000 км и длиной 3000 км [Molnar and Tapponnier, 1975; Gansser, 1964; Powell et al., 1973]. Кроме того коллизия привела к сокращению ширины Гималаев в субмеридиональном направлении со скоростью 18 мм/г, северной части Цилия - со скоростью 16 мм/г, а внутренних районов плато - к растяжению со скоростью 10 мм/год [Avouac et al., 1993]. Большое количество террейнов двигались при этом в северо-восточном, восточном и юго-восточном направлениях [Tapponnier et al., 1976].

В пределах Тибета сформирована своеобразная геоморфология плато. Для того, чтобы анализировать структуру Тибетского нагорья, использование только «системы Индонезийской дуги - желоба – бассейна» или только «системы коллизии горообразования массивов (блоков) Тетиса» недостаточно. На самом деле, столкновение Индостана и Азии привело к подъему плато, затем к подъему периферийного края орогенных поясов Тибетского нагорья и сильному расхождению экструдированных террейнов (блоков). Все это не только привело к обширным деформациям, но и к большим изменениям рельефа плато Тибета, его внутренней структуры и строения окружающих поясов после столкновения плит. Поэтому изучение Индостанско – Азиатской коллизионной тектонической зоны, и подробное сравнение тектонических элементов до столкновения плит и после него помогут по-настоящему раскрыть закономерности формирования и эволюции Тибетского нагорья.

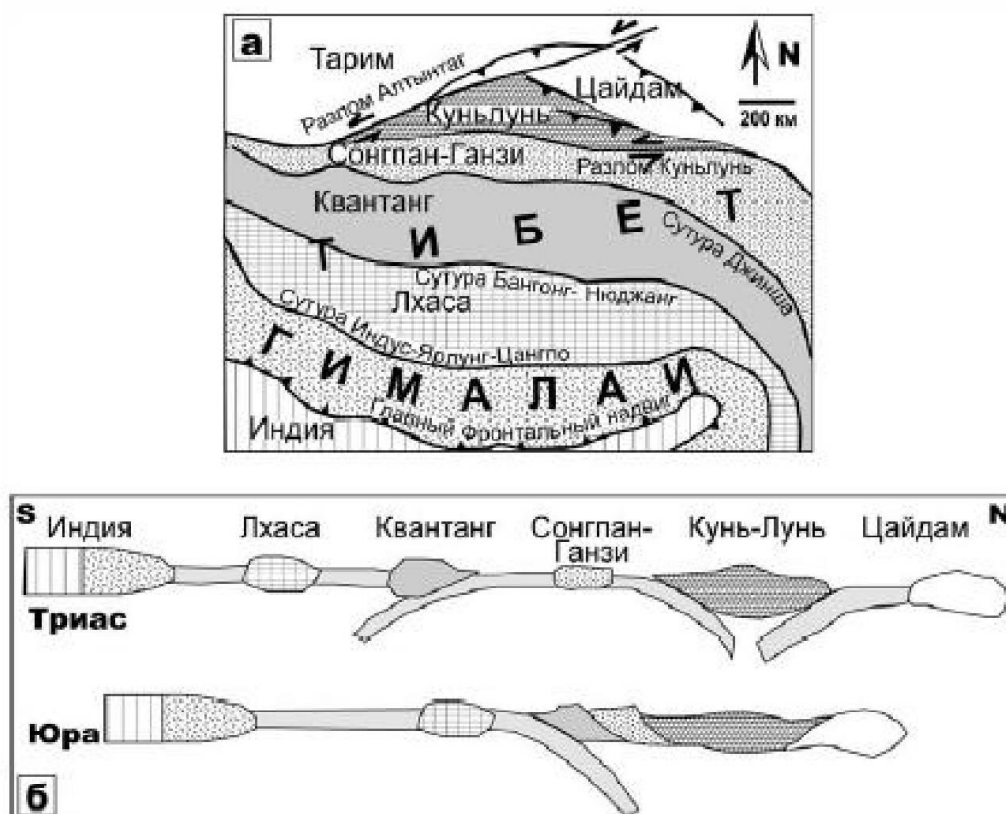


Рис. 3. Концептуальная схема «собрания» Тибетской окраины Северной Евразии в палеозое-мезозое (а – план, б - разрез), по [Yin, Harrison, 2000].

Блоки, из которых состоит Тибет, до сих пор отчетливо проявлены в структуре плато (рис. 3), хотя и сильно тектоно-магматически переработаны в процессе аккреционно-коллизионных позднемезозойских и кайнозойских событий. Они характеризуются разновозрастным специфическим магматизмом, а сuture между блоками маркируются прерывистыми полосами офиолитов [Schwab et al., 2004].

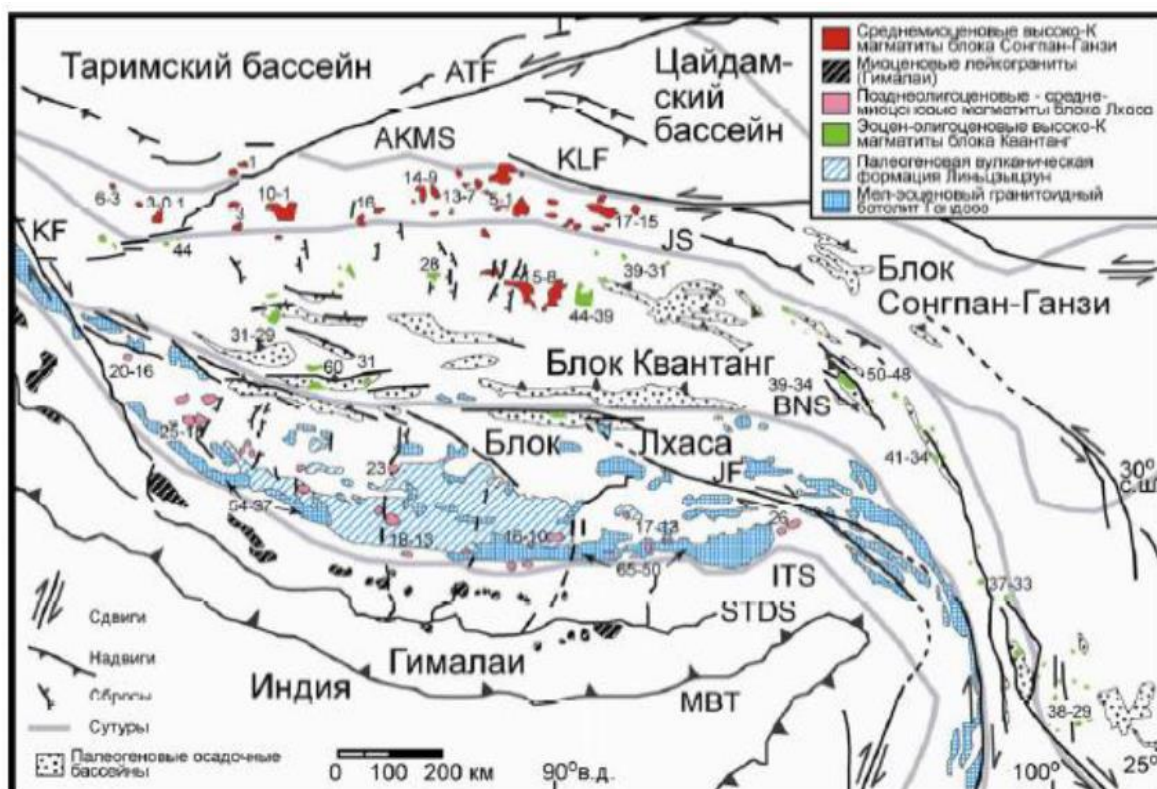


Рис. 4. Схема расположения главных проявлений кайнозойского магматизма в Гималайско-Тибетском орогене по [Chung et al., 2005]. Цифры - возраст некоторых магматических комплексов. Сутурные зоны: ISZ – Индо-Ярлунг-Цангпо, BSZ – Бангонг-Нюджанг, JS – Джинша, АКМС – Алтынтаг-Чиментаг. Разломы: KLF - Куньлунь, ATF - Алтынтаг, KF – Каракорумский. MBT – Главный граничный надвиг, STDS – детачмент Южного Тибета

По обобщениям [Chung et al., 2005; Mo et al., 2007] в кайнозойской тектоно-магматической активности в Гималайско-Тибетском орогене могут быть выделены следующие крупные эпизоды (рис. 4).

Формирование батолита Гангдисэ (Gangdese) в блоке Лхаса произошло, главным образом, 65–40 млн лет назад, хотя первые проявления, зафиксированные в батолите, относятся к рубежу юры и мела, т.е. ~150 млн лет

[Guo et al., 2007]. Формирование вулканического комплекса Линьцзыцзун (Linzizong) в блоке Лхаса 65-47 млн лет назад происходило одновременно со становлением батолита Гангдисэ. В это время произошла вспышка вулканизма с повсеместным извержением игнимбритов, которые вместе с андезитовыми и риолитовыми лавами и пирокластикой сформировали данный комплекс мощностью более 3 км, местами достигающей 8 км. К середине эоцена он покрывал свыше половины южной части блока Лхаса [He et al., 2007]. Большинство пород вулканического комплекса Линьцзыцзун и соотносимых с ним гранитоидов в южной части батолита Гангдисэ имеют $\epsilon Nd > 0$, что свидетельствует о существенной роли в выплавлении магм мантийного материала и субдуцированной океанической коры океана НеоТетис [Mo et al., 2007]. Формирование пояса высококалийевого магматизма и адакитов в блоках Квантанг (Qiangtang) и Лхаса (Lhasa) произошло в период 45-8 млн лет назад. Высоко- и ультракалийевые магматиты описаны в работах [Turner et al., 1996; Miller et al., 1999; Ding et al., 2003; Williams et al., 2001, 2004; Nomade et al., 2004; Guo et al., 2007; Gao et al., 2007; Liu et al., 2008]. Магматизм этого эпизода формирует четкие пояса широтного простирания с омоложением на юг: 45–29 млн лет в блоке Квантанг; 25–17 млн лет на севере блока Лхаса; 16–8 млн лет – на юге блока Лхаса. Все это коррелируется в пространстве и времени с тектонической активностью главных надвиговых систем региона [Ding et al., 2003]. Формирование пояса гнейсовых куполов и лейкогранитов в Высоких Гималаях покрывает интервал 32–5 млн лет, причем, внедрение лейкогранитов началось не ранее, чем 12 млн лет назад [Kawakami et al., 2007]. Формирование

пояса высококалийевых магм в блоке Сонгпан-Ганзи (Songpan-Ganze) началось 17 млн лет назад. Известные датировки проявлений калиевого вулканизма в этом блоке [Ding et al., 2003; Wang et al., 2005] и в крайней северо-западной части блока Квантанг [Cooper et al., 2002] покрывают весь интервал от этого рубежа до голоценовых значений. [Романюк, Ткачев, 2010]

По результатам [Tarronnier et al., 2001] Индостанская плита с более мощной континентальной корой сталкивается с Евразией и субдуцирует под относительно более тонкую кору Тибета, что в результате приводит к воздыманию Гималайских гор и Тибета (рис. 5). Коллизия привела к тому, что морские донные отложения оказались поднятыми на высоту 8-9 км, Тибетское плато располагается на средней высоте 4–5 км над уровнем моря.

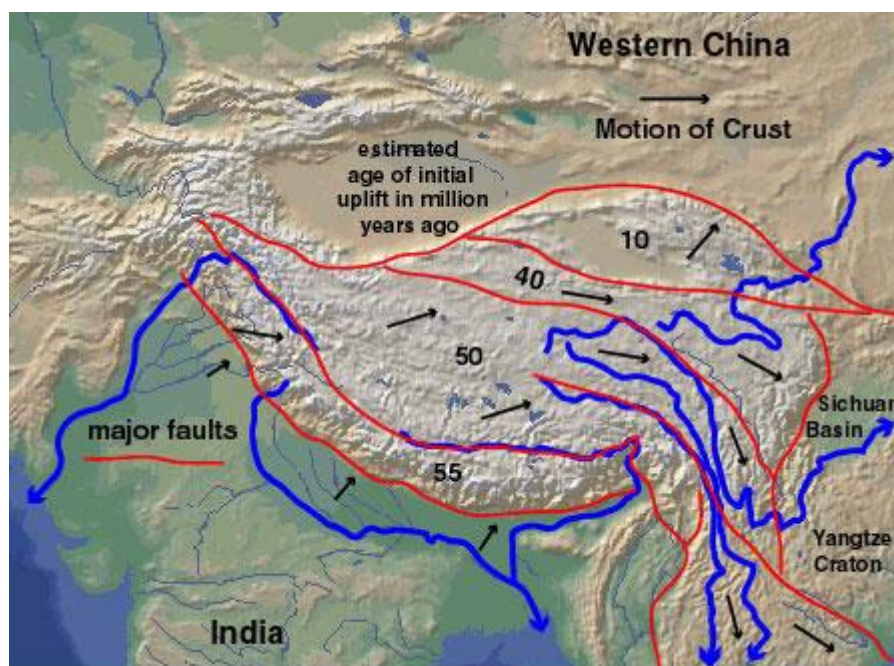


Рис. 5. Блоки Тибетского нагорья, направление и возраст их смещений (млн. лет) [Tarronnier et al., 2001].

Поднятие Тибетского плато прогрессировала с юга на север, начиная приблизительно с 50 млн. лет назад. В 2001 году Пол Таппонье с соавторами

обобщили результаты исследований, включая и результаты проведенных ими экспериментов за последние 25 лет. Они выделили три основных блока в Тибетском плато. Южный блок характеризуется слоистыми отложениями с возрастом до 50 млн.лет. Центральный блок содержит отложения с возрастом примерно до 40 млн.лет. Северо-восточный блок, где по-прежнему наблюдаются высокие темпы подъема, имеет отложения с возрастом менее 10 млн. лет назад [Tarronnier et al., 2001].

2.2. Геология и тектоника Тибета

В свете современных представлений Индостан-Азиатская коллизионная область разделена на Центрально-Тибетское плато, главный Гималайский коллизионный пояс, окружающий Тибетское плато транспрессионный орогенный пояс, боковые экстрезивные террейны и другие структурные элементы (Рис. 6). По теории дрейфа материков и континентальной динамики в качестве объяснения обсуждается столкновение небольшой клиновидной Индостанской литосферной плиты и Азиатской литосферной плиты.

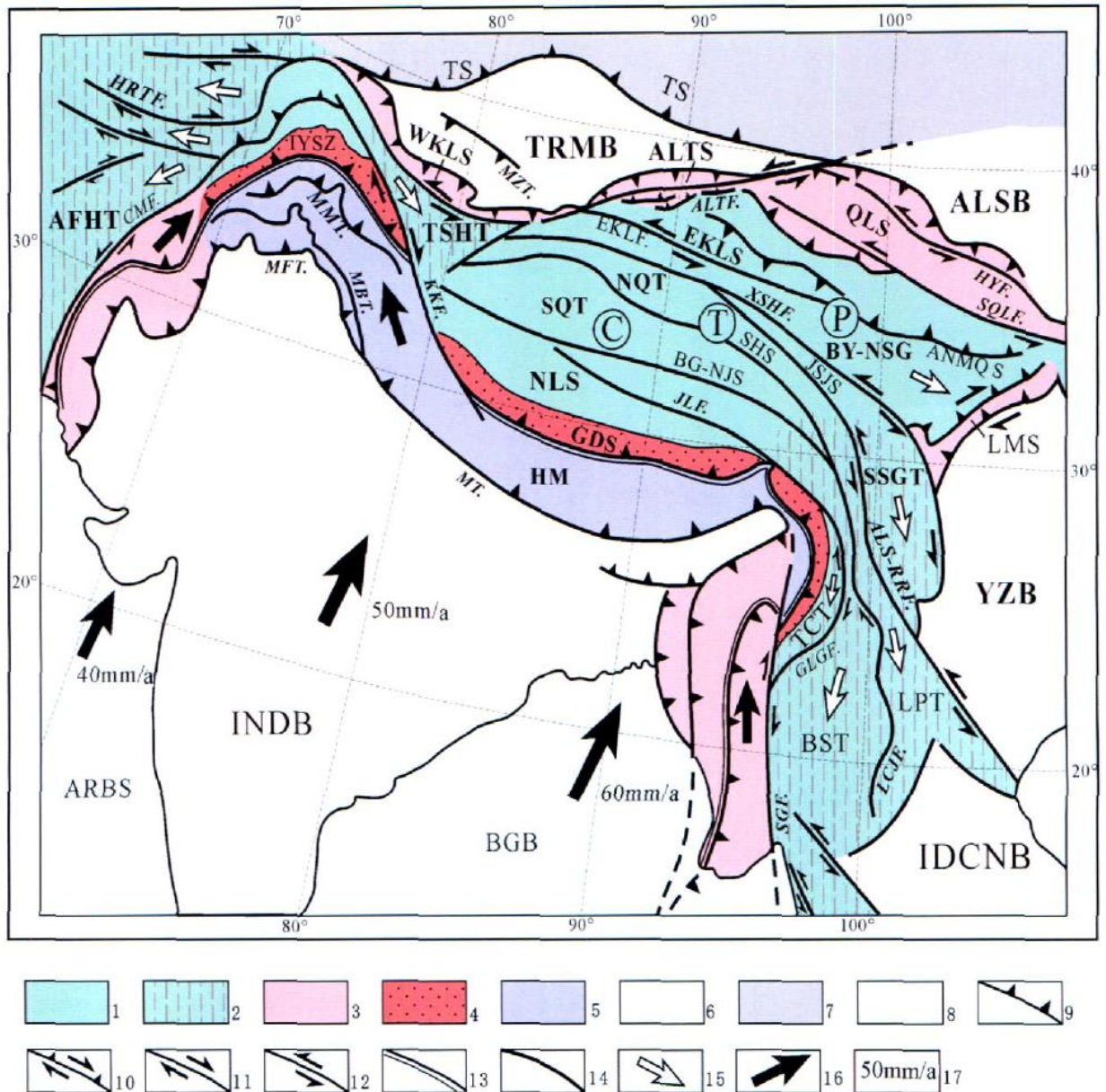


Рис. 6. Тектонические блоки зоны столкновения Индостанской и Евразийской литосферных плит [Xu Zhiqin et al., 2011]

YZB- Янцзыский блок; ALSB- Алашаньский блок; IDCNB- Индокитайский блок; INDB- Индостанский блок; TRMB- Таримский блок; СТР- плато Центрального Тибета; EKLS- Восточной Куньлуньский террейн; BY-NSG- Баян-Хара-Северосунпань-Гарцзэский террейн; NQT- Северный Цянтанский террейн; SQT- Южный Цянтанский террейн; NLS- Северной Лхасаский террейн. WKLS- Западная Куньлуньская транспрессионная зона;

ALTS- Алтынтагская транспрессионная зона; QLS- Цилянская транспрессионная зона; LMS- Лунмэньшаньская транспрессионная зона; YLWD- Иравадская транспрессионная зона; ALM- Аларманьская транспрессионная зона; GDS- Гандисышаньская главная субдукционная; НМ- Гималайская основная коллизионная орогенная зона; SSGT- Южно-Сунпань-Гарцзэский боковой экструзивный террейн; LPT- Ланьпинской боковой экструзивный террейн; BST- боковой экструзивный террейн Баошань; TCT- Тэнчунский боковой экструзивный террейн; TSHT- Тяньшуйхайский боковой экструзивный террейн; XDKST- Гиндукушский террейн; KBRT- Кабульский террейн; AFHT- Афганский боковой экструзивный террейн; ANMQS- Анемаценская сутура;. JSJS- Цзиньшацзаянская сутура; SHS.-Шуанхуская сутура; BG-NJS- Пангконг-Нуцзянская сутура; IYSZ- Индо-Брахмапутраская сутура; NYF- Хайюаньский разлом; SQLF- Южный Цилянский разлом; EKLF- Восточный Куньлуньский разлом; XSHF.- Сяньшуйхэский разлом, ALS-RRF- Айлаошань-Краснорекоский разлом; LCJF.- Ланьцанцзянский разлом; JLF- Цзялиский разлом; GLGF- Гаолигунский разлом; KKF- Каракорумский разлом; ALTF- Алтынтагский разлом; SGF- Шагайский разлом; CMF- Чаманьский разлом; ММТ- Главный надвиг мантии; МВТ- Главный граничный надвиг; МФТ- Главный фронтальный надвиг, 1- Центральное Тибетское плато; 2- боковой экструзивный террейн; 3- окружающий транспрессионный орогенный пояс; 4- основной субдукционный орогенный пояс Гандис; 5- главный Гималайский коллизионный орогенный пояс; 6- окружающий кратон; 7- Палео-Азиатский орогенный пояс; 8- океан; 9- надвиги; 10- надвиго-сдвиговые

разломы; 11- правые сдвиги; 12 – левые сдвиги; 13- сuture; 14- разломы, 15- боковое экструзивное направление; 16- направление движения Индостанской плиты; 17- скорость перемещения плиты

2.2.1. Гандисышань-Гималайский субдукционно - коллизионный орогенный пояс

Открытие, закрытие и сокращение бассейна Нео-Тетиса обосновывалось столкновением Индостанской и Азиатской литосферных плит. Брахмапутурская сutura имеет геологические признаки такого столкновения. Брахмапутурская шовная зона характеризуется близширотной дугообразной формой. Восточная ветвь через Мото достигает в южном районе Иравади-Мьиткьины Мьянмы, простирающаяся на 2000 км в Бенгальское море; западная ветка распространена вдоль разлома Афганского Чамана и простирается на 1000 км в Аравийское море.

Бассейн Нео-Тетиса Брахмапутры погружался на север и образовал Гандисыский активно-окраинный вулканический магматический островодужный пояс, южный Лхасский аккреционный террейн и островодужные горные цепи Андийского типа. Позже, эта магматическая островная дуга и её задуговая область подвергались разрушению. На пассивной стороне Индостанского континента сформировался Гималайский дугообразный орогенный пояс. Гималаи-Гандисыский пояс на активной субдукционной окраине и на пассивной окраине бассейна Нео-Тетиса Брахмапутры имеют различные характеристики метаморфического фундамента, состава пород, тектонических

деформаций, геоморфологических ландшафтов и глубинной структуры, а также их эволюционной истории.

2.2.1.1. Гандисыский «Андийского типа» главный субдукционный аккреционный орогенный пояс

Гандисыский гигантский магматический пояс располагается вдоль северного края восточной и западной стороны брахмапутраской сутуры, длина которой составляет 2500 км, ширина от 100 до 300 км (рис. 7). Предыдущие исследования показали, что Гандисыский тектоно-магматический пояс состоит из разных по типу и возрасту пород доколлизийного периода. В настоящее время в поясе определены магматические комплексы от позднепермских до миоценовых возрастов. Основными породами являются интрузивные образования: граниты, габбро, диабазы и вулканиты. По результатам большого количества изотопных измерений возраста Гандисыский пояс можно подразделить на образования следующих периодов: пермь - триас, поздний триас – ранне-средняя юра, поздняя юра – ранний мел, поздний мел - эоцен, олигоцен, миоцен и более молодые. Наиболее изученными являются интрузивные и вулканические породы позднеюрско - эоценского возраста [Jin Chengwei, Zhou Yunsheng, 1978, Tu Guangchi et al., 1981; Maluski et al., 1982 ; Allegre et al., 1984; Coulon et al., 1986; Debon et al., 1986; Searle et al., 1987; Xiao Xuchang et al., 1988; Harris et al., 1988 ; Pan Guitang et al., 2004a, 2006;. Mo Xuanxue et al., 2009; Zhu Dicheng et al., 2009a;. Ji Weiqiang et al., 2009] (рис. 7). Согласно [Mo Xuanxue et al., 2005] граниты и вулканические породы были

распределены в соответствии с пространственным положением на северный, средний и южный пояса. По возрасту магматических пород Гандис разделен на 3 больших этапа: до столкновения (> 65 Ma), во время столкновения (65 - 45 Ma) и после столкновения (<45 Ma) литосферных плит Индостана и Евразии. Некоторые ученые подтверждают мнение о возрасте столкновения около 65 Ma, [Wan et al., 2002; Ding et al., 2005].

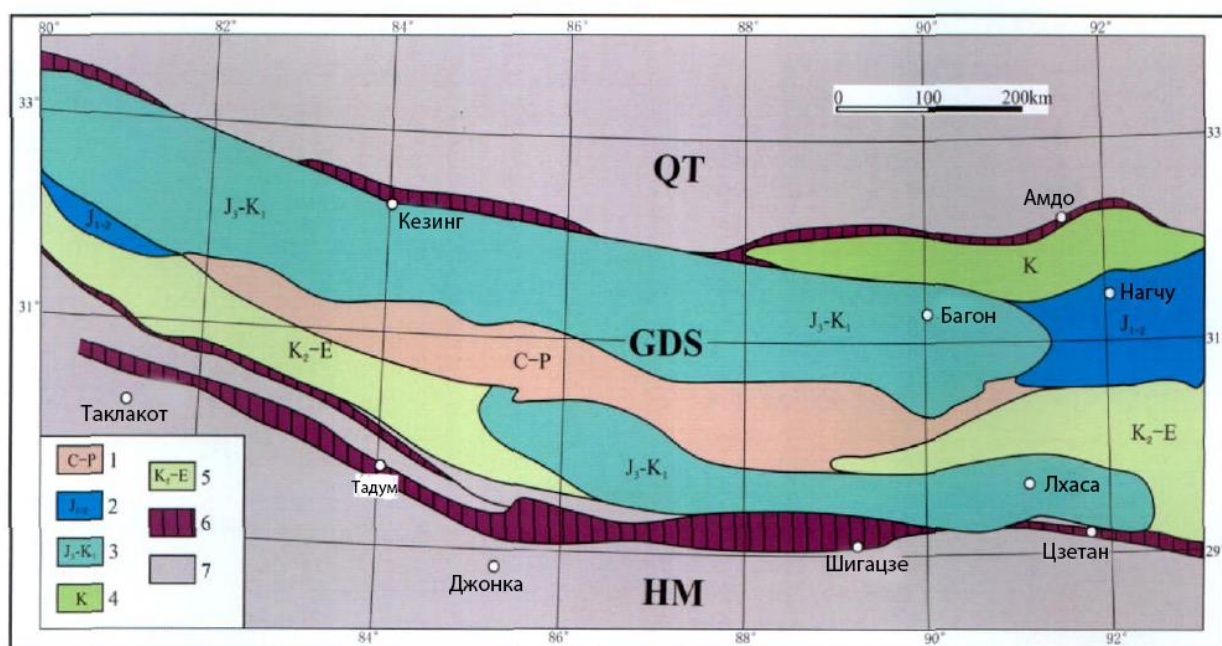


Рис. 7. Распределение магматических зон Гандисы [after Pan Guitang, 2005]

1-С-Р магматическая зона, 2- J_{1-2} магматическая зона, 3- J_3-K_1 магматическая зона, 4 - К магматическая зона, 5 - K_2-E магматическая зона; 6 - офиолиты; 7 - смежные области; QT- террейн Цзянтан; GDS - Гандисская основная аккреционная орогенная зона; НМ - Гималайская основная коллизионно-орогенная зона

Спор о времени столкновения продолжается долгое время. В международном сообществе большинство ученых соглашаются с мнением о возрасте столкновения 50 - 60 млн. лет назад [Garzanti et al., 1987; Patriat et al.,

1984; Le Fort, 1996; Rowley, 1996; Burtman, 1994; Liu & Einsele, 1994]. Кроме того существуют точки зрения о возрасте 45Ma [Dewey et al., 1989] и 70 Ma [Yin & Harrison, 2000].

2.2.1.2. Основной Гималайский коллизионно-орогенный пояс

Гималайский коллизионно-орогенный пояс имеет длину 2500 км и ширину 300 - 500 км и в плане представляет собой дугу, выступающую к югу (рис. 6). Конструкция и комбинация граничных нарушений гималайского орогенного пояса является классической моделью для глобальных орогенных поясов. Гималайский пояс расположен между Индией, Брамхапутраской шовной зоной (IYSZ) и Главным фронтальным надвигом (MFT) Гималаев. С севера на юг выделяются четыре зоны: Тетис-Гималайская (THM), Высоких Гималаев (GHM), Низких Гималаев (LHM) и Субгималайская (SHM). Границей между Тетис–Гималайской (THM) зонами и Высоких Гималаев (GHM) является Южный тибетский разлом (STD). Главной центральной надвиг (MCT) является границей между зонами Высоких Гималаев (GHM) и Низких Гималаев (LHM). Главный пограничный надвиг (MBT) разделяет зоны Низких Гималаев (LHM) и Субгималайскую (SHM). Гималайский Главный фронтальный надвиг (MFT) является границей между Субгималайской зоной (SHM) и Индостанской платформой [Burg, Chen, 1984; Burchfiel et al., 1985, 1992 ;. Cui Junwen et al., 1992, 1997; Brookfield, 1993; Le Fort, 1996, Yin и Harrison, 2000; Xu Zhiqin et al., 2007] (рис. 8). На переднем крае гималайского Главного фронтального надвига (MFT) развиты мощные толщи Сиваликской молассы, которые являются

результатом быстрого роста Гималаев с миоцена.

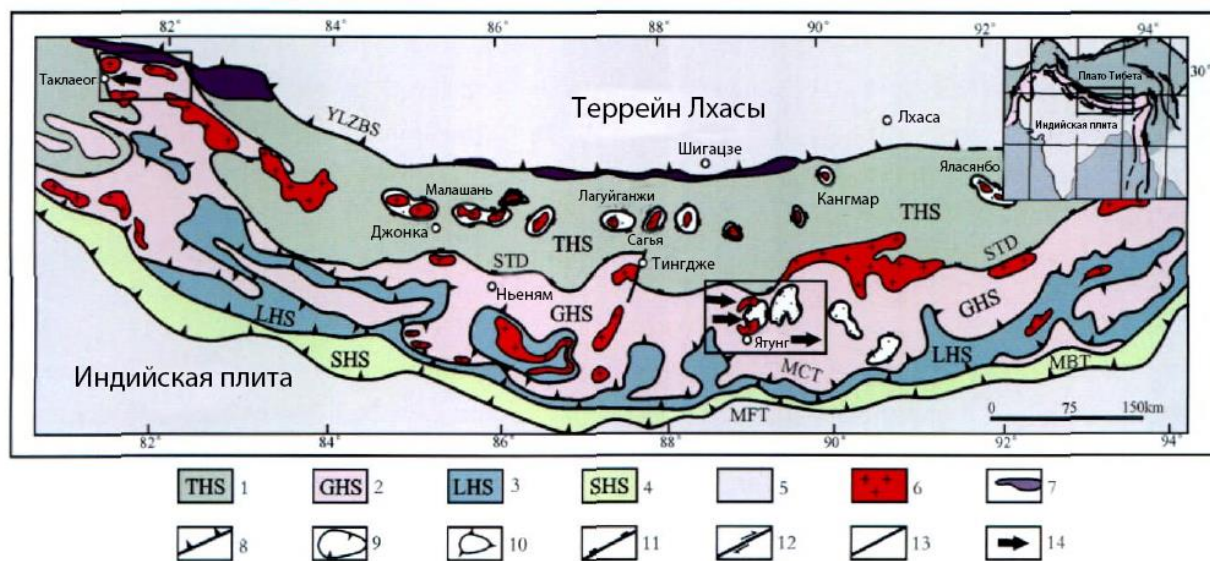


Рис. 8. Схематическая тектоническая карта основного орогенного пояса Гималаев [Xu Zhiqin et al., 2011]

1- Гималаи Тетиса; 2- Высокие Гималаи; 3- Низкие Гималаи; 4- Субгималаи; 5 - смежная область; 6 - граниты; 7-офиолиты; 8- надвиги; 9- клиппы; 10 - тектонические окна; 11- отрывы; 12- сдвиги; 13- разломы; 14- сдвиговое направление

2.2.2. Периферические транспрессионные орогенные пояса Тибетского плато

Тибетские периферические орогенные пояса расположены между центральным Тибетским плато и периферическим кратоном, северный край которого представляет собой Западный Куньлунь - Алтынтагский - Циляншаньский пояс, состоящий из «S»-образных протяженных участков горной цепи, соединяющихся с Таримско – Северно-Китайской платформой.

Южный край граничит с Индостанской плитой по горным цепям Гималеев, юго-восточный край представляет собой Хэндуаньшаньскую горную цепь, восточный край соединен с платформой Янцзы по системе разломов Лунмэньшань – Цзиньпиншань (рис. 6). Окружающие орогенные пояса, имеют следующие характеристики: метаморфические фундаменты, сложенные породами, свойственными для средне-нижней земной коры. Они непосредственно обнажаются на поверхности земли. Мощность земной коры сильно сокращена, развиты кайнозойские надвиги, зоны растяжения и трансформные структуры. Отмечаются концентрация разрывно-складчатых деформаций, сейсмическая активность, сильное действие латеральной экстрюзии, наличие орогенных поясов, граничащих с периферийными кратонами, богатые рудные месторождения ресурсы, а также обширные нефтегазоносные бассейны и др. По сравнению с внутренним Тибетским плато периферийные орогенные пояса имеют совсем другую структуру земной коры, ее состав, тектонику, историческую эволюцию, богатство природными ресурсами, закономерности сейсмических проявлений и глубинные геофизические характеристики. В позднем кайнозое земная кора северной и южной окраин тибетских периферических орогенных поясов сокращалась со скоростью 16-18 мм/г. Таким образом, эти области образуют уникальную гигантскую кольцевую геолого-геоморфологическую структуру.

В строении периферических орогенных поясов большую роль играют обширные площадные древние метаморфические тела и ранне-палеозойские орогенные сооружения. В позднем палеозое и мезозое здесь проходили

процессы аккреции и горообразования, и, наконец, в кайнозое - снова возникли активные поднятия. Систематическое исследование этого, содержащего большую информацию геологического ранне-исторического периферического орогенного пояса (офиолитовые массивы, древние вулканические островные дуги, метаморфические пояса высокого-сверхвысокого давления и т.д.). Эти геодинамические проявления позволяют реконструировать процессы ранней эволюции формирования Тибетского плато. Проведенные в последние десятилетия исследования тектонических форм, времен их активизаций, глубинных геофизических характеристик и геодинамического механизма подъема периферических орогенных поясов открывают возможности для решения насущной геотектонической проблемы - механизма подъема Тибетского нагорья.

На окраинах периферических орогенных поясов развиты крупные надвиги или сдвиги, отделяющие их от больших по площади мезозойских и кайнозойских нефтегазовых бассейнов (Таримской, Цзюцюаньской и Сычуаньской впадин). На северной окраине Тибетского плато располагается зона сжатия типа структурной системы «бассейн-горы» (к примеру, Цайдамская впадина и т.п.) по генезису тесно связанная с Алтынтагским сдвигом. Закономерности строения кайнозойских бассейнов на кратоне, детали процесса поднятия плато и периферических орогенных поясов имеют большое значение для новых научных взглядов в деле освоения нефтяных и газовых ресурсов.

Последние результаты наблюдений методом GPS показывают, что

тибетские периферические орогенные пояса являются зонами концентрации напряжений сжатия, а частая сейсмическая активность связана в основном с периферическими крупными сдвигами и надвигами. Исследование кайнозойской тектонической деформации по периферии Тибетского плато может дать новую фундаментальную информацию для предсказания землетрясений.

Около 55 миллионов лет назад крупные сдвиги на периферии Тибетского плато в основном представляли собой пластические складчато-сдвиговые зоны южного, юго-восточного и юго-западного обрамления плато, а хрупкие сдвиговые зоны были характерны для северной и северо-восточной частей самого плато.

Высокий рельеф периферии Тибетского нагорья и надвиго-сдвиговая структура подчеркивают основные особенности поднятия пограничных орогенных поясов плато, за исключением Гималайского орогена. Периферические транспрессионные орогенные пояса Тибетского плато делятся на два типа: северный край представляет собой транспрессионный орогенный пояс «западный Куньлунь – Алтынтаг - Северный Цзянь», разделенный Алтынтагским левосторонним сдвигом. Восточный край представляет собой Лунмэньшань – Цзиньпиншань транспрессионный орогенный пояс, юго-восточный край - «транспрессионный орогенный пояс Китай – Мьянма», а юго-западный край представляет собой «Индийско-Пакистан-Афганский транспрессионный орогенный пояс». Эти транспрессионные орогенные пояса расположены между Тибетским нагорьем и периферическими фландами

бассейнами (Таримским, Цзюцюаньским, Сычуаньским бассейнами, а также бассейнами Западной Бенгалии и Индостана).

2.2.2.1. Транспрессионный орогенный пояс северного края Тибетского плато - Западный Куньлунь – Алтынтаг - Северный Цилян

Западный Куньлунь – Алтынтаг - Северный Цилян представляет собой гигантскую «S»-образную горную цепь, отделяющую северной край Тибетского плато и Тарим-Алашаньский блок друг от друга (рис. 6). Эта горная цепь образовалась при вторичной активизации поднятия ранне-палеозойского орогенного пояса. Алтынтагской левосдвиговой системой, с запада на восток она была разделена на сегменты западный Куньлунь, Алтынтаг и Цилян.

2.2.2.2. Лунмэньшаньский транспрессионный орогенный пояс восточного края Тибетского плато

Лунмэньские горы составляют восточный край Тибетского нагорья (рис. 6). Они расположены между Сунпань – Гарцэиндостанским орогенным поясом и Сычуаньским кайнозойским форландным бассейном, узкая горная цепь простирается в СВ – ЮЗ направлении. Самыми древними породами (комплексы Пэнгуань, Баосин и Кандин) являются неопротерозойские (700 ~ 800 млн. лет) магматические комплексы, состоящие из гранитов и вулканитов. В верхней части этого комплекса расположен тонкий янцзыский палеозойский осадочный чехол. Структура форланда, состоящая из надвига и принадвиговых пород смещает Лунмэньшаньское поднятие на юго-восток на Сычуаньскую

впадину. В Лунмэньшаньской зоне развиты три отдельных надвига: передовой окраинный надвиг (разлом Аньсянь–Гуаньсянь), центральный разлом (Бэйчуань – Инсю) и тыловой окраинный разлом (Вэньчуань – Маосянь). Между тыловым окраинным разломом и центральным разломом обнажаются мощные тела кристаллического фундамента большого площадного распространения, которыми сложены горные массивы. Между передовым окраинным разломом и центральным разломом нео-протерозойские кристаллические породы и палеозойские осадочные толщи образуют тела многочисленных больших и малых тектонических покровов на границе с форландом поздне триас-палеогеновых пород Сычуаньской впадины. В восточной зоне распространения неопротерозойских комплексов пород, существуют зоны пластичного сдвига и зоны пластичного отрыва, вместе образующие Лунмэньшаньскую экструзивную структуру, которая образовалась примерно 120 Ма назад. Поэтому начальный подъем Лунмэньшаньского пояса может быть отмечен еще в меловом периоде. Таким образом, Сычуаньский передовой бассейн (Т₃-Е) накладывается на форланд-бассейн (Т₃-К₁) Сунпань-Гарцэиндостанского орогенного пояса и Лунмэньшаньского кайнозойского форланда, образующего бассейн (К₂-Q) [Xu Zhiqin et al., 2007; Xu Zhiqin et al., 2008]. 12 мая 2008 года Вэньчуаньское землетрясение вызвало сейсморазрыв вдоль Бэйчуань – Инсюского разлома. Длина сейсморазрыва достигала до 275 км, максимальное горизонтальное смещение в южном окончании Инсю составляет 2~4 м, максимальное вертикальное смещение 4~6 м; около северной части Бэйчуань максимальное горизонтальное смещение 12~15 м,

максимальное вертикальное смещение 11~12 м. Вдоль Аньсянь – Гуаньсянь длина сейсмического разрыва до 80 км, максимальное вертикальное смещение составляет 4 м. Приведенные результаты наблюдений показывают, что разлом Бэйчуань – Инсю характеризуется правосдвигово-взбросовой кинематикой с крутым углом падения. Основные надвиги отмечались в южной части системы сейсморазрывов. Дополнительный правый сдвиг в северной части зоны сейсморазрывов демонстрировал кроме смещений правого сдвига также надвиговую составляющую. Разлом Аньсянь–Гуаньсянь, являющийся чистым надвигом, показывает характеристики Лунмэньшаньских современных разрывных смещений имеющих комплексный надвиговый и сдвиговый характер [Xu Zhiqin et al., 2008].

2.2.2.3. Транспрессионный орогенный пояс «Индостан – Мьянма» юго-восточной окраины Тибетского плато

Структура юго-восточной окраины восточных Гималеев «транспрессионный орогенный пояс Индостан – Мьянма» почти меридионального простирания расположен между экстррузивным блоком Сычуань-Юньнань-Мьянма с восточной стороны и восточным Индостан-Бенгалийским бассейном - с западной стороны (рис. 6). Максимальная ширина пояса около 300 км. Он распространяется почти на 2500 км. С запада на восток орогенный пояс состоит из следующих зон: Андаманский (Andaman) глубоководный желоб, надвиговая зона Андамана, террейн Мьянмы (в том числе Индостанско–Мьянмаские горы, Араканский надвиговый и

правосдвиговой разлом и центральный Мьянмский бассейн), Сикайнский правый сдвиг, имеющий мридиональное простирание, и террейны Шань Тай и Сундаландский. Этот орогенный пояс является сложным транспрессионным орогенным поясом, надвигающимся на запад по Араканскому разлому. Араканская надвиговая и правосдвиговая система может быть южным продолжением Главного краевого надвига Гималаев (МВТ). Северная часть этого орогенного пояса находится на Шиллонгском плато у южного края восточной стороны Гималайского орогенного пояса. Границей между этими крупными тектоническими подразделениями является навиг широтного простирания.

С восточной стороны Индостанской плиты Сундаландский террейн образовал плато Шань (Shan plateau) [Simons et al., 1999; Michale et al., 2001]. Этот террейн смещается относительно Индостанской плиты со скоростью 35 мм/г, относительно Южного Китая движется с скоростью 25 мм/г [Socquet et al., 2005].

Метаморфический пояс Могоу расположен в восточном крыле Сикайнского разлома. Этот метаморфический пояс на севере соединяется с широтно ориентированной Набан-Мьиткьина право-сдвиговой зоной, расположенной на границе Юньнань – Мьянма, и соединяется с правосторонним сдвигом Мото-Аницяо в восточной стороне большого изгиба Яцзянской сутуры. Структурно-геологические исследования показали, что метаморфический пояс Могоу, имеющий очевидную право-сдвиговую кинематику нарушающих его разломов, является южным продолжением

Сикайнского разлома. В древних метаморфических породах метаморфического пояса Могоу датирование ^{40}Ar - ^{39}Ar биотита показало возраст поднятия южной части 25,9 - 36,2 Ма, срединной части 16.6 - 24,2 Ма, северной части (Mogok) 16 ~ 19,5 Ма [Bertrand et al., 2001]. Новое цирконовое SHRIMP U/Pb датирование указывает на то, что возраст высокотемпературных магматических цирконов и метаморфических цирконов в милонитах южной части Набанской пластичной сдвиговой зоны составляет 40 - 50 Ма [Xu Zhiqin et al., 2010, AGUabstract]. Возраст интрузивных деформированных гранитных метаморфических пород в Могоу составляет 15.8 Ма [Bertrand et al., 2001], что может означать окончание пластической деформации сдвиговой зоны. Проведенные исследования также показали, что разлом Сикайн имеет скорость смещения в последние 0,3 Ма около 10 - 25 мм/г [Bertrand et al., 1998], так как со времени 11 Ма средняя скорость перемещения составляет 18,5 мм/г [Myint Thein et al., 1991], Последнее GPS измерение показало, что скорость скольжения разлома составляет около 20 мм/г.

2.2.2.4. Юго-западная окраина Тибетского нагорья «Индостан–Афганский транспрессионный орогенный пояс»

Западное окончание Гималайского подвижного пояса характеризуется высокогорным рельефом Памирского горно-складчатого сооружения. Здесь пояс имеет два крыла - восточное и западное. Восточное крыло связано с Каракорумским правым сдвигом СЗ-ЮВ пространства, западным крылом является Цяманьский левый сдвиг ССВ-ЮЮЗ пространства. Разломы нарушают

западное окончание Индийско-Брахмапутраской сутуры. Каракорумский террейн в северо-восточном крыле Каракорумского разлома. В западной части зоны разлома Цямань располагаются Афганский террейн и островная дуга Кандагар. Горы Киртхар–Сулайман простираются в ССВ- ЮЮЗ направлении, а близширотно ориентированные дугообразные хребты Соляных гор и ориентированные в СЗ-ЮВ направлении западные отроги Гималаев расположены между разломами Каракорума и Цямань. Все эти структуры вместе образуют выгнутую на север дугообразную горную систему (рис. 6). Дугообразная надвиговая зона южного края этой системы проходит по Киртхар-Сулайманскому (Kirthar - Sulaiman) надвигу. Вдоль зон Соляного надвига и Главного фронтального надвига Западных Гималаев (MFT) в западных частях Киртхар-Сулайманских гор обнажаются Макран-Хойяк-Пишинские (Makran-Khojak-Pishin) флиш и офиолиты. Восточная их часть представляет собой Пакистанский сегмент Киртхар-Сулайманского складчат-покровного пояса (рис. 6). Далее на восток он представлен террейном Сулеймана (Sulaiman) и осадочным бассейном Западной Индии. Между Соляными горами дугообразной формы и Индостан-Брахмапутраской сутурой трассируется дугообразный Главный мантийный надвиг (ММТ) и Главный граничный надвиг (МВТ). Эти разломы простираются на юго-восток и на юго-восточном окончании срезаются диагональным (СЗ-ЮВ простирания) сдвигом Каракорума.

2.2.3. Тибетские периферические окраинные экструзивные террейны

В результате косо́го сочленения клинообразной плиты Индостана с Евразиатской континентальной плитой и эффекта быстрого поднятия Тибетского нагорья возникло смещение восточного и южного террейнов на восток и юго-восток. Образовавшиеся большие масштабные сдвиговые зоны в восточной части зоны сочленения литосферных плит ограничивают краевые экстрозивные террейны восточного крыла восточного структурного узла. Столкновение Индостанской и Евразийской литосферных плит также привело Западно-Гималайский структурный узел – Памиро-Гиндукушскую зону - к образованию одной из самых активных областей с гипоцентрами землетрясений на средних и больших глубинах. В то же время, в северном Тариме и на Тянь-Шане земная кора подвергается жесткому близмеридиональному сжатию и подъему. Общее сокращение может достигать 300-700 км [Gubin, 1960; Burtman et al., 2000; Negredo et al., 2007], скорость сокращения около 10-20 мм/г [Wang et al., 2001]. Сейсмотомографические данные [Negredo et al., 2007] показали, что в районе Памиро-Гиндукушского структурного узла существуют два направления погружения плит: Индостанская литосферная плита погружается на север под Гиндукуш до глубин 500 км; Евразиатская континентальная литосферная плита погружается на юго-восток на глубину до 300 км под Памир [Billington et al., 1977; Vinnik et al., 1977; Chatelain et al., 1980; Burtman et al., 1993; Fan et al., 1994].

Разные направления субдукции литосферных плит на восточном окончании Гиндукуша сочленяются по зоне СЗ–ЮВ простирания. В восточной части западного структурного узла смещения происходят по Каракорумскому

правостороннему сдвигу, а в западной части западного структурного узла по Цяманьскому левому сдвигу ССВ–ЮЮЗ простирания. В результате этого восточные части зоны западного структурного узла экструзируются на восток, а западные части зоны сочленения асимметрично выдавливаются на запад и юго-запад.

Проведенные в последние десятилетия исследования также показали, что значительное большинство крупносдвиговых краевых экструзивных террейнов южного края Тибетского плато, которое на ранних стадиях формирования представляли собой пластичную сдвиговую зону в условиях высоких температурах в коре, в процессе поднятия подверглись изменениям характера деформаций: от пластичных деформаций к пластично-хрупким деформациям и, наконец, к хрупким деформациям [Xu Zhiqin et al., 2007].

2.2.3.1. Юго-восточные Тибетско-Индостанские краевые экструзивные террейны

Сычуань-Юньнань-Мьянмасский район расположен в восточной части Гималайского восточного структурного узла. Здесь располагается юго-восточная зона скопления Тибетских террейнов, возникших при столкновении Индостанской и Евразийской литосферных плит [Tapponnier et al., 1976; Tapponnier et al., 1982; 1986; Peltzer, Tapponnier, 1988]. Террейны, располагаясь между крупными сдвигами, образуют обширную группу у юго-восточного края Тибетского плато (рис. 9).

Юго-восточные краевые экструзивные террейны Тибета имеют собственное название: «Сычуань-Юньнань-Мьянмасские краевые экструзивные

террейны».

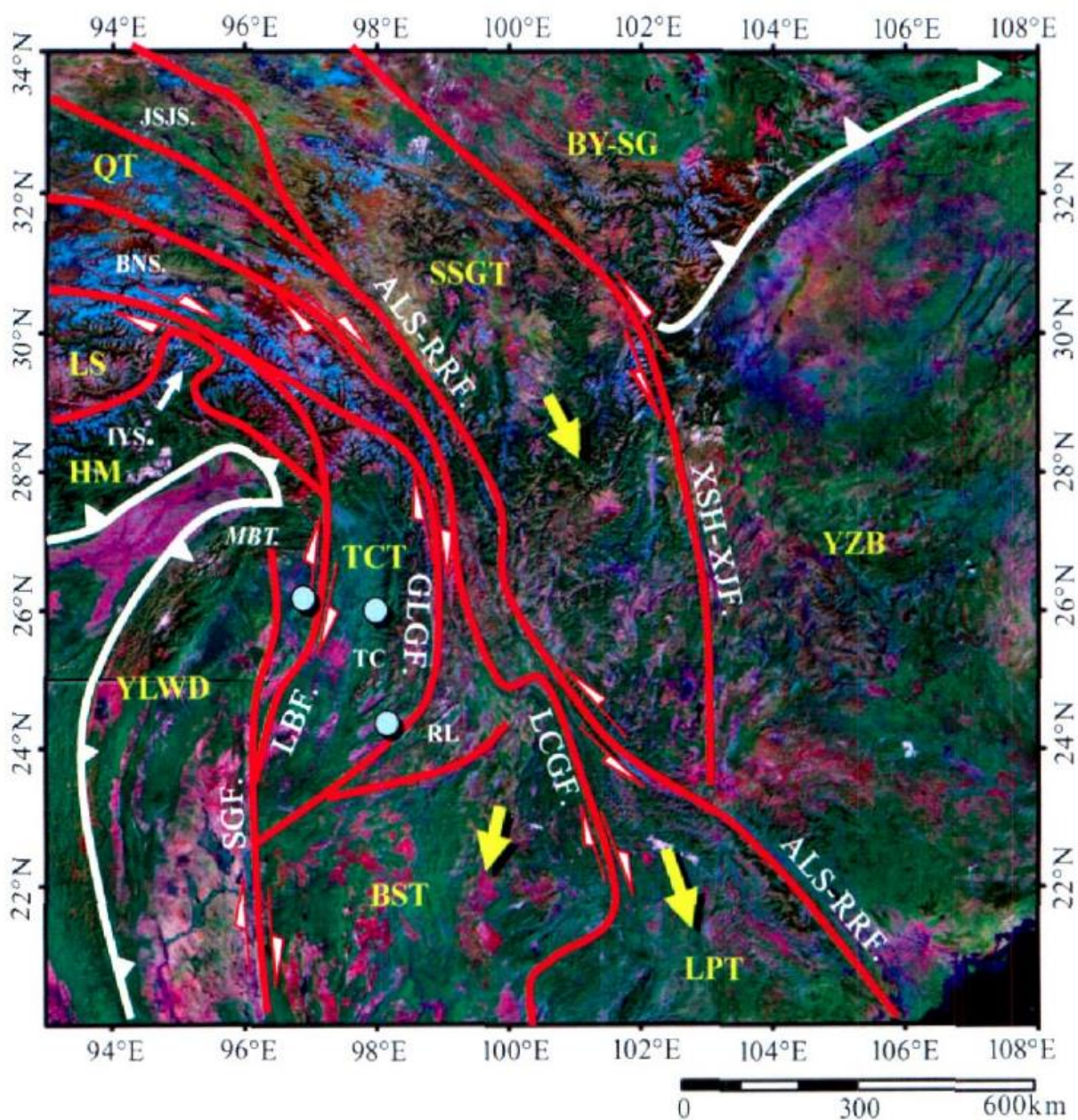


Рис. 9. Система сдвигов и краевые экструзивные террейны восточного края восточного структурного узла Тибетского плато [Xu Zhiqin et al., 2011].

SSGT- экструзивный террейн Южный Сунгань; LPT – экструзивный террейн Ланьпин; BST- Баошанский экструзивный террейн; ТСТ- экструзивный террейн Тэнчон; QT- террейн Цзянтан; LS- террейн Лхаса; НМ- Гималайский террейн; JSJS.- сутура Цзиньшацзян; BNS.- Бангконг–Нуцзянская сутура; ИВ- сутура Индостан – Брахмапутра. SGF.- сдвиг Сангаинг; LBF.- сдвиг Лабан; JL-

GLGF.- сдвиг Цзяли-Гаолигун, LCJF.- сдвиг Ланьчанцзянс, ALS-RRF.- сдвиг Айлаошань-Хунхэ; XSH-XJF.- сдвиг Сяньшуйхэ-Сяоцзянс. MBT- Главный пограничный надвиг; сдвиги MN-Мьиткьина; RL-Жуйли; TC-Тэнчун; YLWD – Иравади транспрессионный пояс; BY-SG-блок Баян-Хара – Сунпань-Гарцзэ; YZB- блок Янцзы

Этот террейн является самым большим в регионе, имеет близмеридиональное простирание и протяженность 2500 км. В южном направлении увеличивается его ширина от 250 км до 500 км. Восточное крыло зоны Сычуань-Юньнань-Мьянмских террейнов осложнено двумя сдвигами: Сяньшуйхэ-Сяоцзянский левым сдвигом СЗ-ЮВ простирания и Цзиньшацзян-Айлаошань-Хунхэским левым сдвигом. Между ними располагается Южный Сунганьский краевой экструзивный террейн.

На северо-западном крыле зоны Сычуань-Юньнань-Мьянма-Индостанских террейнов трассируются правый сдвиг Цзяли-Гаолигун СЗ-ЮВ простирания и меридиональный правый сдвиг Чаюй-Набан. Между ними располагается Тэнчунский экструзивный террейн. В юго-западной части Индостанского основного террейна выделяются два экструзивных террейна - Бангкок и Районг и располагающийся между ними террейн Мэй Пин. Здесь трассируются правые сдвиги Три (Three) и Пагодас (Pagodas). На западной границе террейна Районг расположен правый сдвиг Сикайн. Этот разлом является границей восточного крыла зоны Сычуань-Юньнань-Мьянма-Индостанских краевых экструзивных террейнов восточного структурного узла

и переходного пояса восточного края Тибетского плато «Индостана и Мьянмы» (рис. 9).

Северный участок Сычуань-Юньнань-Мьянма-Индостанских краевых экструзивных террейнов (в Китае) включает террейны Ланьпин и Баошань, граничающие с Ланьчанцзянской правосдвиговой зоной. Предшественником этих экструдированных террейнов является Индонезийский орогенный пояс. В последнее время в Лхасаском террейне к югу (ЮЗ) от правого сдвига Цзяли-Гаолигун обнаружены пермский эклогитовый пояс Сундо (270 млн. лет), образовавшийся в обстановке сверхвысоких давлений, и офиолитовый пояс [Yang Jingsui et al., 2009]. Был обнаружен также Индонезийский орогенный пояс [Xu Zhiqin et al., 2007; Li Huaqi et al., 2009]. Поэтому предполагается, что предшественником Тэнчунского террейна на западном крыле Гаолигунского правого сдвига является Индонезийский орогенный пояс.

Сяньшуйхэ участок Сычуань-Юньнань-Мьянма-Индостанских краевых экструзивных террейнов (в Китае) включает цепочку триасовых впадин растяжения и гранитных массивов, трассирующихся вдоль Сяоцзянского разлома. На участке слияния Сяньшуйхэского и Сяоцзянского разломов расположен гранитный массив Гунгашань. Возраст интрузива 12.8 ± 1.4 Ма (U-Pb).

Эти разломы являются внутриконтинентальными сдвигами, образовавшимися после краевой экструзии Индостанского террейна на юго-восток и формирования левого сдвига Хунхэ в результате столкновения Индостанской плиты и Тибетского комплексного террейна [Tarponnier et al.,

1990 ; Scharer et al., 1990; Leloup и Kienast, 1993; Harisson et al., 1992;. Leloup et al., 1995;. Briais et al., 1993]. Поздняя кайнозойская активизация характеризовалась сдвиговыми смещениями, суммарная амплитуда которых постепенно уменьшается в направлении с северо-запада на юго-восток: в сегменте Юйшу-Гарцзы – 78-100 км, в сегменте Лухо-Кандин - 60 км, в сегменте Аннинхэ-Цзэмухэ достигает 13-15 км. В среднем амплитуда смещений по Сяоцзянской разломной зоне составляет около 30 км.

Разлом Сяньшуйхэ представляет собой самый активный дизъюнктив восточного Тибетского плато, средняя скорость смещения составляет 1,5 мм/г. В 20-м веке здесь имело место, по меньшей мере, 4 землетрясения с магнитудой более 7,0. Например, в 1923 году землетрясение Даофу ($M = 7,3$), в 1981 году - землетрясение Даофу-2 ($M = 7,0$), в 1955 году землетрясение Кандин ($M = 7,5$), в 1973 году землетрясение Лухо ($M=7,6$). Указанные выше землетрясения характеризуются левосдвиговыми смещениями в очагах, глубиной гипоцентров около 10 км [Holt et al., 1991; Allen et al., 1991]. Разлом Сяньшуйхэ по всей длине - 700 км демонстрирует скорость левосдвигового скольжения 3- 8 мм/г, в среднем 6 ± 3 мм/г [Song et al., 1998 ; He et al., 2002 г.]. С 1500 года до начала 20-го века в зогн этого разлома произошло всего 4 землетрясения с магнитудой больше 7.

Левосдвиговой пояс Цзиньшацзян-Айлаошань-Хунхэ и правосдвиговой пояс Сакайн (Sagaing) играли важную роль в процессе становления краевого экстрезивного террейна восточной части восточного структурного узла. Левосдвиговой пояс Цзиньшацзян-Айлаошань-Хунхэ образовался на базе

позднепермской–раннетриасовой сутуры Цзиньшацзян-Айлаошань [Mo Xuanxue et al., 1993; Liu Futian et al., 2000; Fang Weixuan et al., 2002.] в Гималайском тектоническом периоде. В этом разломном поясе очевидно левый сдвиговый кинематический признак [Tapponnier et al., 1990; Leloup et al., 1995]. Хронологическое исследование тектонических пород показывает, что основное время левого сдвига 27-17 Ма [Leloup et al., 1993, 1995; Harrison et al., 1992; Wang et al., 1998; Gilley et al., 2003]. Некоторые ученые на основе моделирования предложили механизм левосдвигового смещения по разлому Цзиньшацзян-Айлаошань-Хунхэ, связанный с расширением дна Южно-Китайского моря [Tapponnier et al., 1982, 1986; Peltzer, Tapponnier, 1988]. Они считают, что скорость левосдвигового скольжения по разлому равна скорости расширения Южно-Китайского моря [Briais et al., 1993]. Согласно данным о времени палеомагнитного изменения полюсов дна Южно-Китайское моря два ученых пришли к выводу, что левостороннее скольжение Цзиньшацзян-Айлаошань-Хунхэ левосдвигового пояса началось примерно 30 Ма [Cande, Kent, 1995]. Считается, что смещение тектонического пояса Цзиньшацзян-Айлаошань-Хунхэ за время менее, чем 30 Ма достигало 600 км [Chung et al., 1997]. Последние исследования показали, что начальное время левого скольжения Айлаошань–Хунхэского левосдвигового пояса могло произойти до 35 Ма [Socquet et al., 2005].

Определение возраста методом ^{40}Ar - ^{39}Ar показало, что правостороннее скольжение сдвига Гаолигун имело три этапа активизации. Оно началось 32 Ма назад, основная активность проявилась 27-29 Ма назад и продолжилась 18-

17 Ма и 14 Ма назад [Wang et al., 2008]. Разлом Цзяли образовался 22-11 Ма, когда он присоединился к зоне Гаолигунского разлома [Te Hsien Lin et al., 2008]. По датированию циркона SHRIMP U/Pb возраст высокотемпературных метаморфитов Гаолигунского правосдвигового пояса и западной части Лабанского правосдвигового пояса – 52-46 Ма [Xu Zhiqin et al., 2010]. Поэтому сдвиговое воздействие, ограничивающее формирования Сычуань-Юньнань-Мьянма-Индостанских краевых экстрозивных террейнов, может мигрировать постепенно с запада на восток. Время начала могло быть раньше, чем 50 Ма. Это показывает, что Индостанско-Евразийское столкновение могло начаться около 50 Ма назад.

2.2.3.2. Юго-западные Тибетские краевые экстрозивные террейны

Западный структурный узел северо-западного края Тибетского плато представляет собой широкую дугообразную структуру, выступающую на север [Burtman, 1982]. В направлении с севера на юг узел включает Палео-Тетисскую шовную зону, образовавшуюся в карбоне (на восток до северного Памира-западного Куньлуна, которая на западе соединяется с северной – Афганско-Южно-Туркменской), Средне-Тетисскую шовную зону закрывшуюся в раннем мелу (располагалась между средним и южным Памиром и протягивалась на восток до Цянтана) и сформировавшуюся в процессе столкновения Индостана и Евразии (в палеоцена) Индостан-Гималайскую шовную зону [Vazhenov, Burtman, 1986]. После столкновения Индостанской и Евразийской литосферных плит по обе стороны западного структурного узла возникло несколько сдвигов, и образовались краевые экстрозивные террейны (рис. 6).

2.2.4. Центральное Тибетское нагорье

Центральное Тибетское нагорье (рис. 6) представляет собой обширную территорию к северу от Гандисыского палеоостроводужного пояса, и имеет, среднюю высоту 4000-5000 м над уровнем моря (кроме периферических орогенных поясов), являясь самым высоким плато в мире. Нео-Тетисский океанический бассейн субдуцировавший на север и образовавший Гандисыский магматический островодужный пояс, является активным континентальным крайним дуговым аккреционным поясом. Центральное Тибетское нагорье представляет собой обширную задуговую деформационную территорию, его основная область включает комбинированные террейны Цайдам, Восточный Куньлунь, Сунгань, Цянтан и Лхаса, образовавшиеся до столкновения Индостанской и Евразийской литосферных плит. Центральное Тибетское нагорье характеризуется довольно равномерным поднятием поверхности и рельефом плато, отличающимся от главного субдукционного пояса и его периферических орогенных поясов. Оно является совсем другим тектоническим элементом. Внутри Центрального Тибетского нагорья нет коллизионного пояса. В Гималайском орогенном поясе проявлялись огромные пластические деформации пород, шарьяжные смещения и пластичные складчатые экстрозивные тектонические структуры.

Центральное Тибетское нагорье наоборот демонстрирует жесткий террейновый дисперсионный характер со слабым уровнем деформаций. Интенсивно деформированные зоны обнаруживаются только на краях террейнов или палеотектонических зон. В основном именно там проявляются

тектонические активизации, формирование больших сдвигов и надвигов, а также высокая сейсмическая активность. Столкновение Индостанской и Евразийской литосферных плит вызывало внутри центрального плато интенсивное рифтоподобное расширение, а также проявления массовых вулканических активизаций щелочного состава. Простираение долин «рифтов» близмеридиональное. Образование рифтов происходит вследствие того, что плато растягивается в широтном направлении, и зоны концентрированного растяжения проседают в виде грабенов.

После Индостан-Евразийского столкновения плит основная часть Центрального Тибетского нагорья входила в область внутриконтинентального развития. Повсеместно развивались наземные, речные и озерные неогеновые осадочные толщи. Крупнейшим континентальным бассейном является Цайдамский бассейн северной части центрального Тибетского нагорья, находящийся между Циляншаньским, восточным Куньлуньским и Алтынтагским разломами (рис. 6). Максимальная длина с востока на запад составляет почти 850 км, а ширина с севера на юг - 250 км.

Террейн Восточного Куньлуна и террейн Баян-Хара – Сунгань (блок Баян-Хара) столкнулись в триасовом периоде, что затем привело к трансформации западной части Куньнань-Анемаценской шовной зоны в крупномасштабный сдвиг [Xu Zhiqin et al., 2007], Восточный Куньлуньский левый сдвиг образуется 250-220 Ма назад, а затем активизируется в поздней юре (150-140 Ма), раннем мелу (120-100 Ма) и неогене (20 Ма), когда начинается резкое поднятие и эрозия территории. После столкновения

Индостанской и Евпазийской плит разлом Восточного Куньлуня проявляет высокую тектоническую активность, текущая измеренная скорость скольжения больше, чем 10 мм/г. Согласно историческим записям более 8 раз происходили землетрясения с магнитудой выше 6, Наиболее известным является недавнее грандиозное событие 14 ноября 2001 года ($M=8,1$). Между северным пограничным надвигом и южным пограничным левым сдвигом Восточного Куньлуня восточный Куньлуньский террейн демонстрирует транспрессионный орогенный характер развития с неогена до настоящего времени.

По молодому левому сдвигу Сяньшуйхэ-Юйшу СЗЗ-ЮВВ простирания Баян-Хара – Сунгань террейн разделяется на восточную и западную части. Западный Сунганьский террейн экструзируется на юг на расстояние минимум 80 км [Xu Zhiqin, 2007]. Вдоль левого сдвига Сяньшуйхэ-Юйшу современная скорость смещения составляет 10 мм/г. 14 апреля 2010 года около Юйшу произошло землетрясение M_s 7.1 в зоне этого разлома.

Три границы клиновидного в плане блока Баян-Хара–Сунганьского террейна (блок Баян-Хара) трассируются по трем разломам. Эти три разлома (Восточный Куньлуньский, Сяньшуйхэ-Юйшу и Лунмэньшаньский) стали особенно сейсмически активными структурами КНР в 21-м веке.

2.3. Блок Баян-Хара

Баян-Хара-Сунганьский террейн (блок Баян-Хара) и западный Цянганский террейн относятся к кайнозойской вулканической активной зоне Кукушили. Там широко распространены кайнозойские вулканические пояса

(рис. 4, 6), состоящие в основном из мугеаритов (shoshonitic). Эта серия пород также называются шошонит-калиевым вулканитом [Deng Wanming, 1991,1993], или кохалаитом [Wang Dezi et al., 1991]. В общей сложности можно выделить пятнадцать зон в вулканической области. С востока на запад последовательно это зоны: Гор Дамао, Восточного озера Кэкао, Северо-восточного озера Кэкао, Восточного и Западного Хэйтофэна, Гор Тяньтай, Озер Сянян и Кита, Сюинтай, Шуанцюаньцзы, Гор Уэйсюе, Хэхуаху, Муцзытагэ, Юнбоцо, Цянбацянь и Янху [Deng Wanming, 1978,1996,1998; научный доклад Синьцзяна, 1982; Turner et al., 1996; Sun Yangui, 1992, 1993; Zheng Xiangshen et al., 1996; Yang et al., 1997]. Вулканиты этого пояса в основном формируются в миоцене (23-5 Ма). В этой области обнаружены эоценные (56-35 Ма) трахиандезиты и сиениты.

В зоне Северо-восточного озера Кэкао изучены олигоценые (35-23 Ма) риолиты и трахиандезиты, миоценовые (23-5Ма) трахиандезиты, трахеиты, риолиты и риолитовые порфиры. В зонах Озера Кита, Сюинтай, Озера Сянян плиоценовые (5-1.6 Ма) и четвертичные (<1.6 Ма) трахиандезиты и оливинные базальты.

Существует преобладающее мнение, что эти серии вулканитов формируются в результате того, что Индостанская плита субдукцирует на север, вызывая меридиональное сжатие и широтное растяжение (эффект Пуассона), снижая давление в коре и верхах мантии и вызывая расплавление части пород этого района [Deng Wanming, 1998]. Первоначально предполагалось, что столкновение Индийской плиты и Евразийского континента произошло 55 млн

лет назад. Серемещение происходило преимущественно на север [Patriat, Achache, 1984], но во внутреннем плато появились шошонитовые вулканиты, имеющие более ранний возраст, чем начало столкновения литосферных плит (> 55 млн лет). Появилось две точки зрения: ① до столкновения, в верхней мантии под плато материал был частично расплавлен, что вызвало шошонитовую магматическую активность, ② шошонитовая магматическая активность не может зависеть полностью от процесса субдукции на север Индостанской плиты.

Китайско-французские исследования показали, что в центральной части Тибетского плато на глубине 150 до 250 км существует огромное тело пониженных скоростей сейсмических волн, предположительно, высокотемпературное, заполненное веществом низкой плотности, наиболее вероятно являющимся материалом частично расплавленной мантии. Именно оно и должно быть современным источником вулканической магмы [Xu Zhiqin et al., 1996]. Сейсмические данные являются основой для разработки новых гипотез формирования на глубине и о генезисе магм Тибетского нагорья. Эти процессы нуждаются в дальнейшем изучении.

Глава 3. Сеймотектонические и сейсмологические характеристики очагов сильных землетрясений Восточного Тибета в начале 21-го века

3.1. Куньлуньское землетрясение 2001 г.

В Куньлуне 14.11.2001 г. в пределах провинции Цинхай произошло землетрясение магнитудой 8.1. Координаты эпицентра 36, 1° с.ш., 90, 9° в.д., гипоцентр находился на глубине 10 км. Это землетрясение стало первым в 21 веке в Китае с магнитудой более 8. Сейсмический очаг вышел на поверхность в виде сейсморазрыва длиной около 400 км, приуроченного к разлому Хох Сай Ху (сегменту Куньлуньского глубинного разлома). Средняя скорость смещений по этому разлому составляет 11-16 мм/год. Кинематика сейсмогенного смещения – левосторонний сдвиг (см. рис. 10-14).

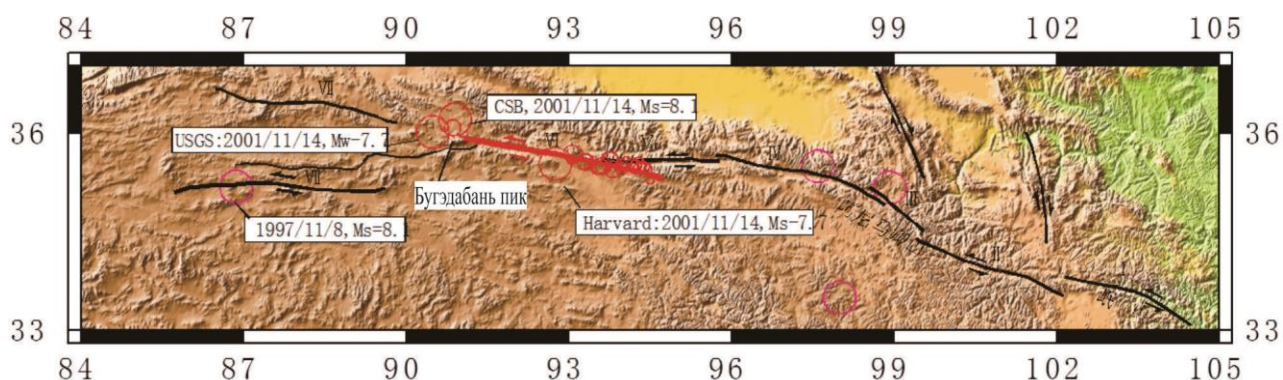


Рис. 10. Положение сейсморазрыва (красная линия), эпицентров (красные кружки) главного толчка и сильнейших афтершоков (по данным разных агентств) землетрясения 2001 г. в Восточном Куньлуне, $M=8.1$. Очаг приурочен к зоне нарушений активного разлома Куньлуна [Vander Woerd et al , 2003]. Показан также эпицентр сильного землетрясения региона 1997 г. и его магнитуда.

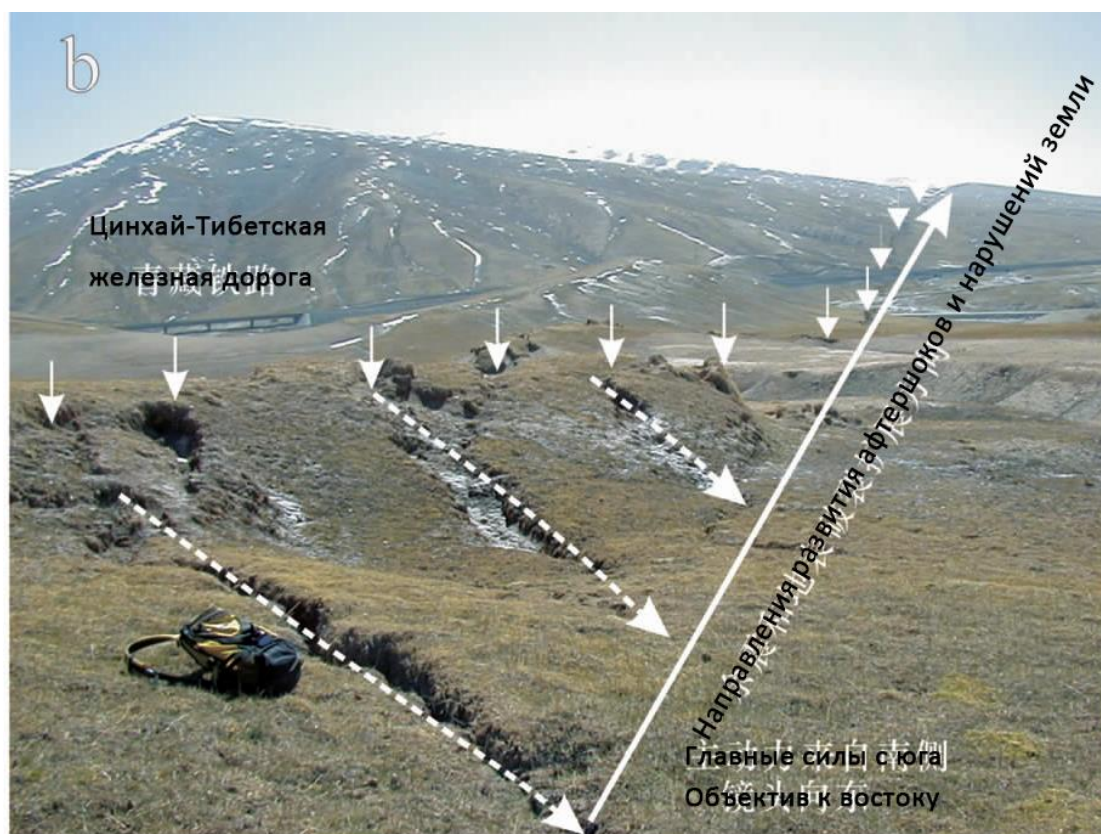


Рис. 11. Эшелонированная система трещин на поверхности земли, образовавшаяся в результате землетрясения 2001 г. в Восточном Куньлуне [Li Dewei, 2010].



Рис. 12. Сейсморазрыв Куньлуньского землетрясения 2001 г. (фото Ю. Шена)



Рис. 13. Смещение автодороги сейсморазрывом Куньлуньского землетрясения 2001 г. (фото Ю. Шена)

Землетрясение произошло в восточной части Кунылуьского орогенного поднятия. Сейсмические нарушения поверхности первичного (сейсмотектонического) и вторичного (гравитационного и вибрационного) генезисов отмечаются в полосе длиной приблизительно 400 км и шириной в первые километры. Сейсморазрыв представлен эшелонированной системой левых сдвигов с простираем отдельных отрезков разрыва в запад-северо-западном направлении ($270-290^\circ$), трещины (мегасколы Риделя - R) ВСВ $80-85^\circ$, трещины (мегасколы Риделя R') СВ $35-45^\circ$. Амплитуда горизонтального смещения составляет 1-2 м. Решение фокального механизма по данным NEIC (рис. 14) показало, что одна из нодальных плоскостей близмеридионального простираем имеет крутое падение, в движении в очаге превалируют компоненты правого сдвига под действием комбинации напряжений сжатия-растяжения. Положение второй нодальной плоскости близширотное. Она круто погружается в южном направлении. По ней в поле сжатия в северо-восточном направлении и растяжения – в северо-западном; характер смещения – левосторонний сдвиг. Эту плоскость и следует выбрать в качестве действующей, так как именно такие смещения наблюдаются по системе поверхностных сейсморазрывов (рис. 11-13). В этом же направлении ориентировано линейное в плане облако сильнейших афтершоков (рис. 10).

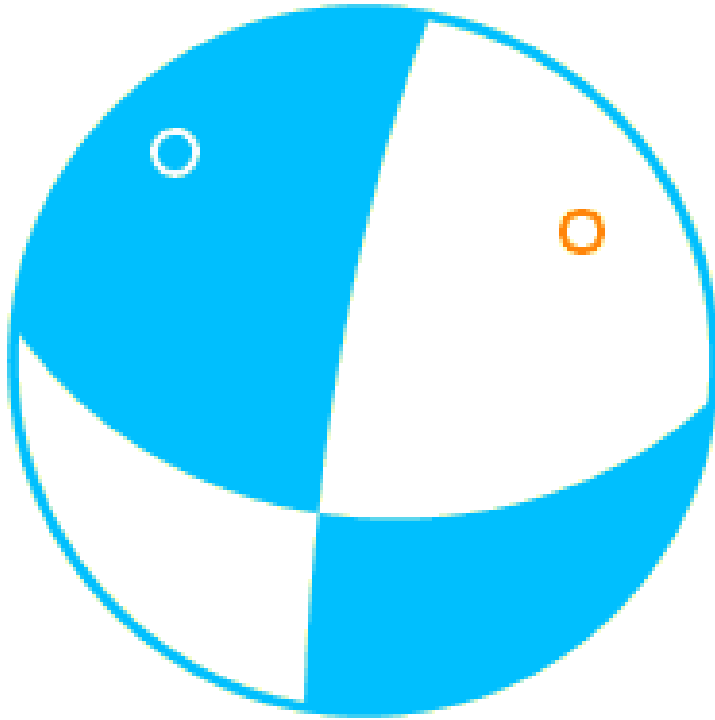


Рис. 14. Механизм очага землетрясения 14.11.2001 г. (по данным NEIC - Национальный центр информации о землетрясениях Геологической службы США)

3.2. Вэньчуаньское землетрясение

Катастрофическое землетрясение с магнитудой 8.0, названное в Китае "5.12 Вэньчуаньским", произошло 12 мая 2008 г. в провинции Сычуань, КНР, на границе Синийских гор Тибета и Сычуанской впадины. Его инструментальный эпицентр зарегистрирован в юго-восточной части округа Вэньчуань. Глубина гипоцентра - 14 км. Это землетрясение одно из самых сильных и разрушительных на территории континентального Китая, сопровождалось многочисленными людскими потерями, разрушениями застройки и инфраструктуры. Многие округа, города и селения испытали сейсмические воздействия главного толчка и афтершоков. Наиболее пострадавшей является провинция Сычуань. Максимальная интенсивность

сотрясений составила XI баллов по китайской макросейсмической шкале. В процессе вспарывания очага от южной части округа Вэньчуань до окрестностей г. Квингчуань на поверхности вскрылась система сейсморазрывов северо-восточного простирания общей протяженностью около 240 км, приуроченная к Лунмэньшаньской зоне разломов. Система сейсморазрывов нарушила дневную поверхность, разрушила или повредила разные конструкции: здания, сельские дома, мосты, дороги (рис. 15-17) и др., продемонстрировав правосдвиговые смещения (амплитудой 1.5-2.5 м) в комбинации со взбросовыми (уступ высотой 2-5 м). Также землетрясение породило десятки тысяч оползней, обвалов, осыпей. Возникли десятки подпруженных обвалами и оползнями озер в долинах рек. То есть геологические эффекты, а не сейсмические сотрясения оказались в данном случае наиболее разрушительным фактором.



Рис. 15. Пологий эскарп сейсморазрыва трассируется во дворе китайско-французской средней школы, г. Байлу (фотография Е.А. Рогожина, 2010).

Ретроспективный анализ хода сейсмичности в пределах обширного пограничного региона восточной части Тибета показал, что зона Вэньчуаньского землетрясения характеризовалась аномально глубоким затишьем на уровне землетрясений с $M \geq 5.0$ с 80-х годов 20-го века, с $M \geq 7.0$ с начала 90-х годов с $M \geq 7.8$ с начала 70-х годов. При этом на фоне распределения умеренных землетрясений ($4.0 \geq M \geq 5.9$) и роевых последовательностей слабых толчков очаговая область выглядела как типичная зона сейсмического затишья (seismic gap) с начала 21-го века [Yan Xue et al., 2009]. В процессе изучения на территории Китая горизонтальных деформаций поверхности методом GPS установлено, что перед землетрясением в период 1999-2007 гг. очаговая область характеризовалась аномально низкими скоростями движений. По-видимому, это было связано с накоплением напряжений в земной коре [Guohua Gu et al., 2009; Wang et al., 2008].

В зоне землетрясения были своевременно, уже летом и осенью 2008 г., проведены разносторонние исследования, включающие сеймотектоническое изучение и картирование системы сейсмодислокаций, макросейсмическое обследование зданий и сооружений, регистрирование сетью временных и постоянных сеймостанций афтершоков, тренчинг сейсморазрыва, геодезические и дистанционные наблюдения [Burchfiel et al., 2008; Chen Yun-tai et al., 2008; Fu et al., 2009; Ran et al., 2008; Xu et al., 2008]. Все данные оперативно опубликованы. Поэтому землетрясение можно считать очень хорошо изученным.

Выделяется две наиболее протяженных субпараллельных ветви: северо-

западная длиной 240 км вдоль разлома Йингсиу-Бейчуань и юго-восточная - 70 км по разлому Гуанксиан-Ансиан. Расстояние между ними составляет в разных местах 5-11 км. Есть также дополнительные не столь протяженные разрывы как северо-восточного, так и поперечного северо-западного простирания.

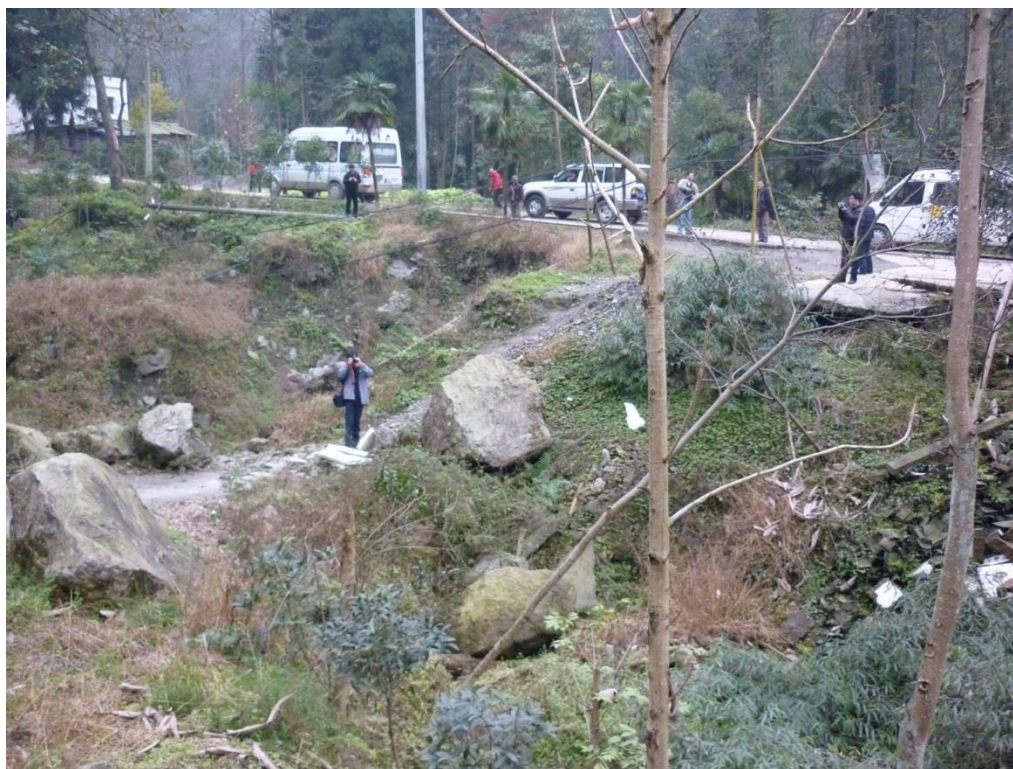


Рис. 16. Фотография эскарпа сейсморазрыва землетрясения в районе деревни Хонгкоу. Люди с фотоаппаратами стоят на смещенных правосторонним взбросо-сдвигом участках сельской дороги с бетонным покрытием (фотография Е.А. Рогожина, 2010).



Рис. 17. Развалины дома в деревне Хонгкоу. Видно, что в подножье сейсмогенного эскарпа задняя стена дома смещена правосторонним сдвигом (фотография Е.А. Рогожина, 2010).

С момента главного толчка по 11 октября 2008 г. сетью сейсмических станций провинции Сычуань было зарегистрировано 33216 афтершоков. Среди них 228 толчков имели магнитуду 4.0-4.9, 32 - магнитуду 5.0-5.9 и 8 - магнитуду 6.0-6.4. Облако эпицентров афтершоков узкой полосой протянулось на расстояние более 300 км вдоль Лунмэньшаньской зоны разломов [<http://earthquakes.usgs.gov>]. При этом приуроченность эпицентров повторных толчков к узкой зоне проявления сейсморазрывов сохранялась в течение месяца с момента главного толчка.

Решение фокального механизма очага землетрясения 12.05.2008 г.,

рассчитанное по методу тензора момента центра в Национальном центре информации о землетрясениях Геологической службы США, NEIC, показано на рис. 18. Согласно этому решению землетрясение возникло под действием превалирующих по величине сжимающих напряжений, ориентированных на северо-запад. Одна нодальная плоскость (NP1) – пологая ($DP=23^\circ$) северо-восточного простирания, другая (NP2) – крутого залегания ($DP=67^\circ$). Ее простирание также северо-восточное. Движение по пологой плоскости представлено надвигом (с компонентами левостороннего сдвига). По крутопадающей плоскости движение – взброс (поднято северо-восточное крыло) с компонентой правостороннего сдвига. Учитывая данные о характере смещений по возникшим на поверхности первичным сейсморазрывам, из двух альтернативных плоскостей в качестве действующей в очаге следует выбрать крутопадающую на северо-запад (NP2).

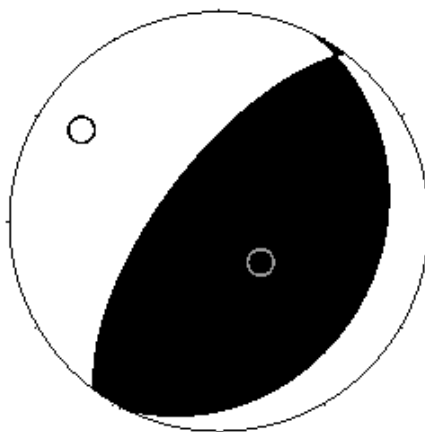


Рис. 18. Решение фокального механизма для главного толчка Вэньчуаньского землетрясения по данным NEIC - Национальный центр

информации о землетрясениях Геологической службы США.

Как известно, любое самое сейсмостойкое здание, попавшее в зону сейсморазрыва, полностью и в значительной мере разрушается (X-XI баллов), а интенсивность сотрясений и ускорение грунта при этом могут быть относительно небольшими. Доказательством тому служат приведенные примеры из зоны Вэньчуаньского землетрясения 2008 г. На сейсмической станции Йинг Ксиу (Ying Xiu), расположенной непосредственно у сейсморазрыва, и вокруг нее наблюдалось полное разрушение зданий, а зарегистрированное ускорение составило всего 205 см/с^2 (по используемой в Китае инструментальной шкале – 7 - 8 баллов [Liu, 1985]).

3.3. Землетрясение Лушань. Провинция Сычуань

20 апреля 2013 года в Китае произошло разрушительное землетрясение с магнитудой $M=7$. Эпицентр землетрясения располагался в точке с координатами 30.29° с.ш. и 103.03° в.д. (рис. 19). Очаг находился на территории провинции Сычуань, на глубине 20 км, в 105 км к запад-юго-западу от столицы провинции - г.Чэнду. На рис. 19 показаны также эпицентры афтершоков первых суток. Землетрясение получило название Лушаньского [Zhang et al., 2013].

Эпицентр находился примерно в 100 км к юго-юго-западу от зоны Вэньчуаньского землетрясения 2008 г., $M=8$. В период с 20 по 22 апреля 2013 г. CENC (China Earthquakes Networks Center) зарегистрировано более 30 повторных толчков с $M=3.0-5.0$. Эпицентры их образовали компактное линейное облако длиной около 50 км и шириной 15 км, приуроченное к зоне

Лунмэньшаньских активных разломов (рис. 19). Афтершоки Лушаньского землетрясения нарастили в юго-западном направлении эпицентральную область повторных толчков Вэньчуаньского землетрясения 12 мая 2008 г. [Собисевич и др., 2016].

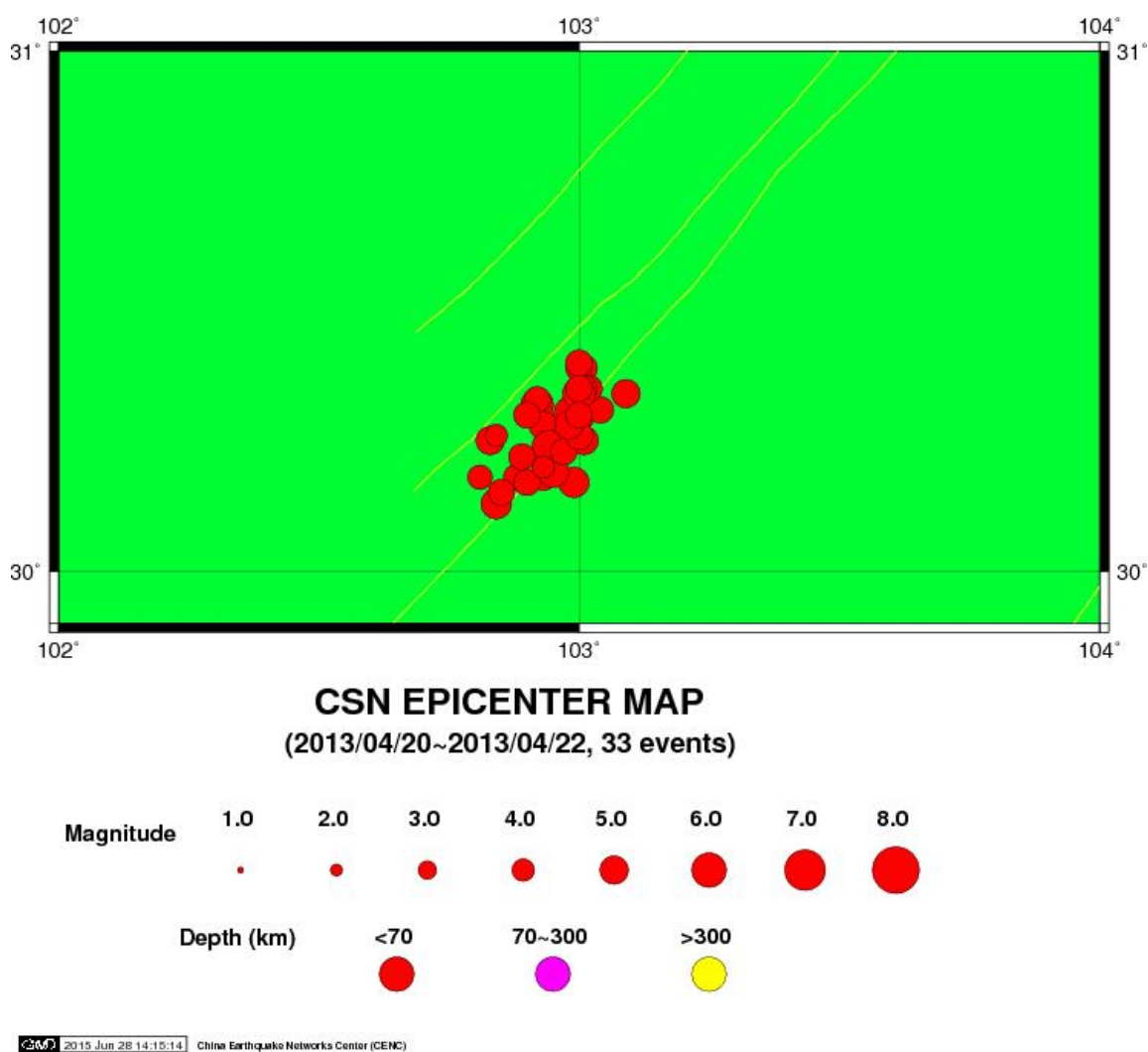


Рис. 19. Эпицентры главного толчка и афтершоков землетрясения 20.04.2013г., зарегистрированные в период с 20 по 22 апреля 2013 г. [Собисевич и др., 2016]. Желтыми линиями показаны разломы Лунмэньшаньской системы нарушений [Atlas..., 1989; Lithospheric..., 1984; Lithospheric..., 1989].

В результате землетрясения Лушань 2013 г. погибли 208 человек и более 11800 человек получили ранения. В общей сложности от землетрясения начала 21 века в той или иной степени пострадали более 1,5 миллиона жителей провинции Сычуань.

При сейсмическом событии 2013 г. были разрушены и повреждены здания и сооружения на обширной территории в небольших городах и деревнях. Интенсивность в эпицентре составила 8.5-9 баллов.

Длинная ось овальных в плане изосейст высших баллов – с пятого по восьмой (рис. 20) - простирается с юго-запада на северо-восток. Из крупных населенных пунктов землетрясение ощущалось с интенсивностью 6 баллов в городе Линкионг (Linqiong) с населением 56 тысяч человек и 5 баллов в Чэнду с населением около 4 млн. человек.

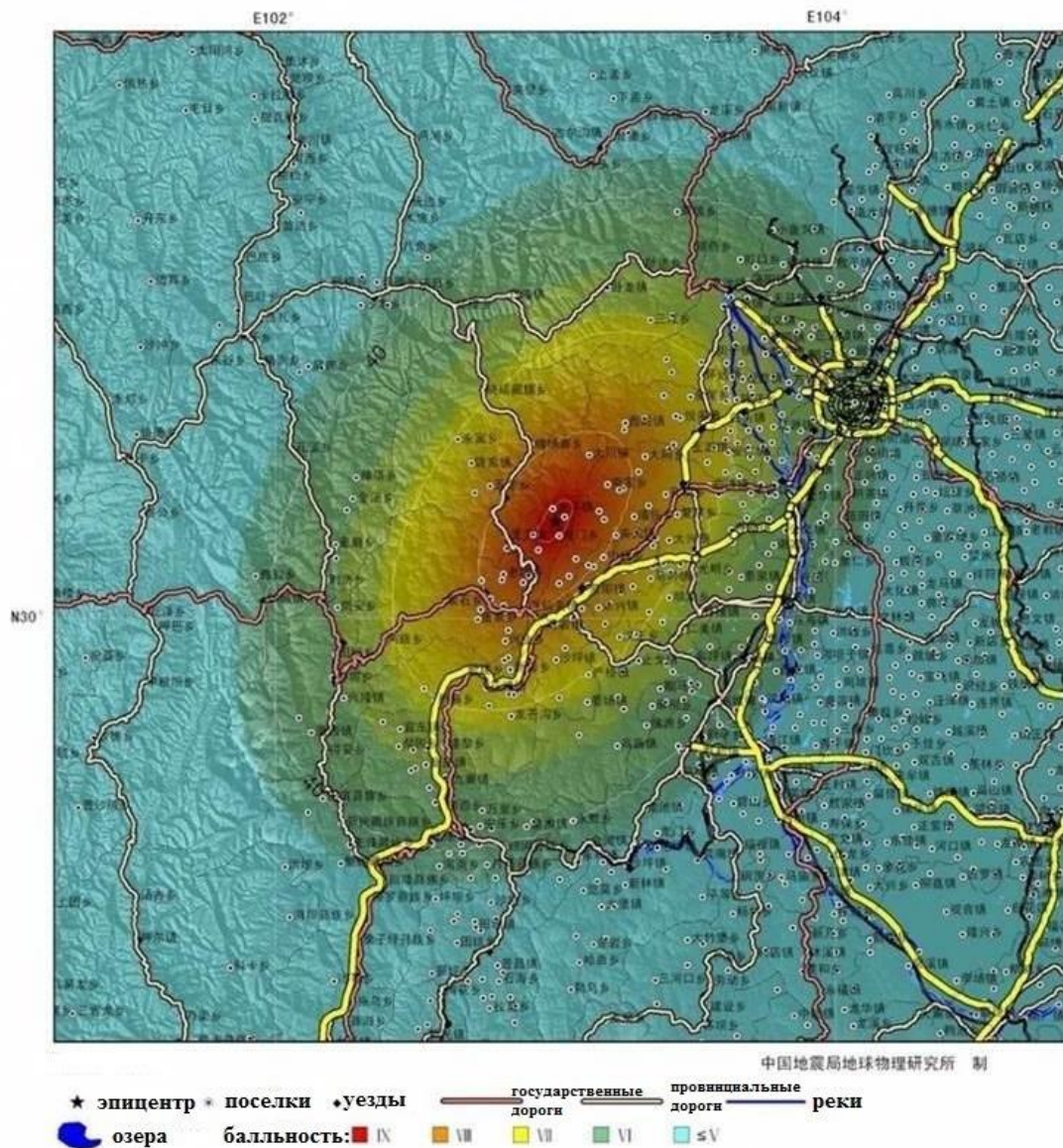


Рис. 20. Изосейсты землетрясения Лушань 2013 г. (зоны разной балльности показаны цветами). По данным Китайской администрации по землетрясениям

Эпицентр анализируемого события Лушань был приурочен к разлому Шуанши-Дачуань, входящему в систему протяженной Лунмэньшаньской зоны активных разломов общей длиной более 500 км. Эта зона разломов разделяет расположенное на северо-западном крыле поднятие палеозоид Синийских гор, трассирующееся на восточном фронте Тибетского плато, и Сычуаньскую

новейшую впадину, располагающуюся на юго-восточном крыле разломной зоны. Очаговая область была приурочена к юго-западному окончанию этой разломной зоны. По кинематике разломы, образующие эту дизъюнктивную зону, представляют собой взбросо-надвиги с правосдвиговой составляющей, погружающиеся к северо-западу, под Синийские горы. В рельефе зона разлома выражается системой ориентированных в диагональном направлении предгорных хребтов.

Первичные сейсмодислокации толчка 2013 г. были обнаружены на весьма ограниченных участках [Zhang et al., 2013], (рис. 21а-с). Эшелонированные системы зияющих трещин свидетельствуют о наличии правосдвиговых смещений на отрезках разрыва. Эти трещины и пояса структур разжижения продолжают на протяжении нескольких десятков километров вблизи сел Дачуань, Шуанши и Даси. Одна из трещин была пересечена траншеей. В стенке выработки видно, что нарушение, развитое под землей, достигает поверхности и погружается в северо-западном направлении под углом 75° .



Рис. 21. Вид сейсмодислокаций землетрясения Лушань: поверхностных эшелонированных трещин и явлений разжижения грунтов [Zhang et al., 2013]: (a) - при высокоточной аэрофотосъемке не выявлено очевидных протяженных зон сейсморазрывов (район города Шуанши), стрелки, указывают на участок развития эшелонированной системы трещин; (b, c), - трещины с проявлениями выброса разжиженного песка (простираение на северо-северо-восток); (d) на стенке траншеи видна трещина, развитая под землей и достигшая поверхности.

В эпицентральной зоне возникли многочисленные оползни и обвалы на крутых склонах долин, пересекающих предгорные хребты [Zhang et al., 2013]. Отдельные крупные глыбы, упавшие на автодороги, перегородили их во многих

местах. Обширные сейсмогравитационные дислокации были характерны и для Вэньчуаньского землетрясения 2008 г., как было показано выше.

Механизм очага землетрясения 20 апреля 2013 г. рассчитан в ГС РАН по знакам первых вступлений продольных волн на 217-ти станциях. Механизм очага в стереографической проекции на нижней полусфере показан на рисунке 22. Землетрясение возникло под действием напряжений сжатия, ориентированных на северо-запад. Ось растяжения при этом близвертикальна.

Обе нодальные плоскости имеют северо-восточное – юго-западное простирание. Одна нодальная плоскость более крутая ($DP=52-59^\circ$), вторая плоскость – более пологая ($DP=32-38^\circ$). Тип движения по первой плоскости – взброс с небольшой компонентой левого сдвига, а по второй – надвиг с правосдвиговой компонентой. Следует отметить, что решения механизма по данным Национального центра информации о землетрясениях Геологической службы США, USGS NEIC на основе момента центроида (USGS Centroid Moment Solution) и в Quick CMT Catalog, США по методу тензора момента центроида близки к решению ГС РАН.

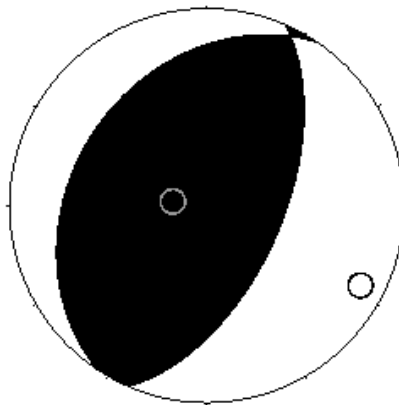


Рис. 22. Механизм очага в стереографической проекции на нижней полусфере (решение ГС РАН).

Обе плоскости соответствуют по простиранию ориентировке длинной оси овального в плане облака эпицентров афтершоков, выявленных первичных сейсмогенных трещин (см. рис. 21) и длинных осей овальных изосейст высших баллов. Согласно сеймотектоническим данным о Лунмэньшаньской зоне разломов и по аналогии с подвижкой при Вэньчуаньском землетрясении 2008 г. в качестве действующей плоскости в очаге следует выбрать более пологую, падающую в северо-западном направлении, под юго-восточный склон Синийских гор. Таким образом, смещение в очаге представляло собой взбросо-надвиг северо-западного крыла разрыва в юго-восточном направлении с небольшой правосдвиговой компонентой.

3.4. Землетрясение Юйшу

14.04.2010 г. в провинции Цинхай, неподалеку от города Юйшу произошло землетрясение магнитудой 7.1 (рис. 23). Сейсмическое событие получило

название Юйшу. Эпицентр землетрясения находился в 660 км к запад-северо-западу от эпицентра разрушительного Вэньчуаньского землетрясения 12 мая 2008 г. с $M=8$.

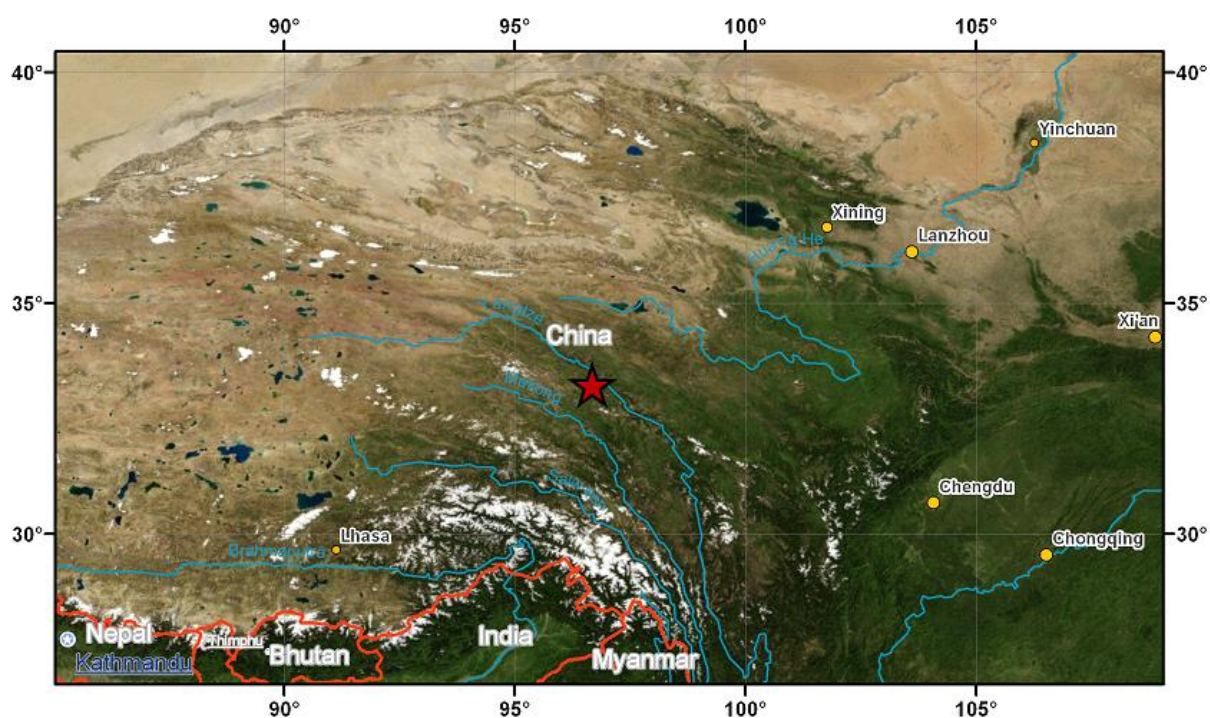


Рис. 23. Положение эпицентра землетрясения Юйшу 13 (14) апреля 2010 г. (Геологическая служба США).

По данным Сейсмического бюро КНР, подземные толчки были зафиксированы в 07:49 по местному времени, гипоцентр находился на глубине 10 км (NEIS, ГС РАН) в уезде Юйшу Тибетского автономного округа провинции Цинхай.

Землетрясение произошло на юге литосферного блока Баян-Хара. Эпицентр был приурочен к зоне Грацзе-Юйшу-Фунхуошаньского разлома, имеющего северо-западное простирание, на Тибетском плато, в центральном Сонпань-

Ганьцзыском (Songpan-Ganzi) геоблоке [Atlas..., 1989; Lithospheric..., 1984; Lithospheric..., 1989] (см. рис. 1). При главном толчке погибло более 2000 человек, свыше 12000 ранены, также 195 чел. пропали без вести, 15 тыс. зданий было полностью разрушено.

При землетрясении на поверхности образовалась зона первичных сейсмоструктурных нарушений северо-западного простирания (СЗ 315°) длиной приблизительно 30 км (рис. 24). По морфо-кинематике сейсмические нарушения в этой зоне – левые сдвиги с небольшой вертикальной сбросовой составляющей. На поверхности наблюдаются эшелонированные системы трещин скалывания с простиранием 280° ЗСЗ. Амплитуда левого сдвига составила до 1.75 м.

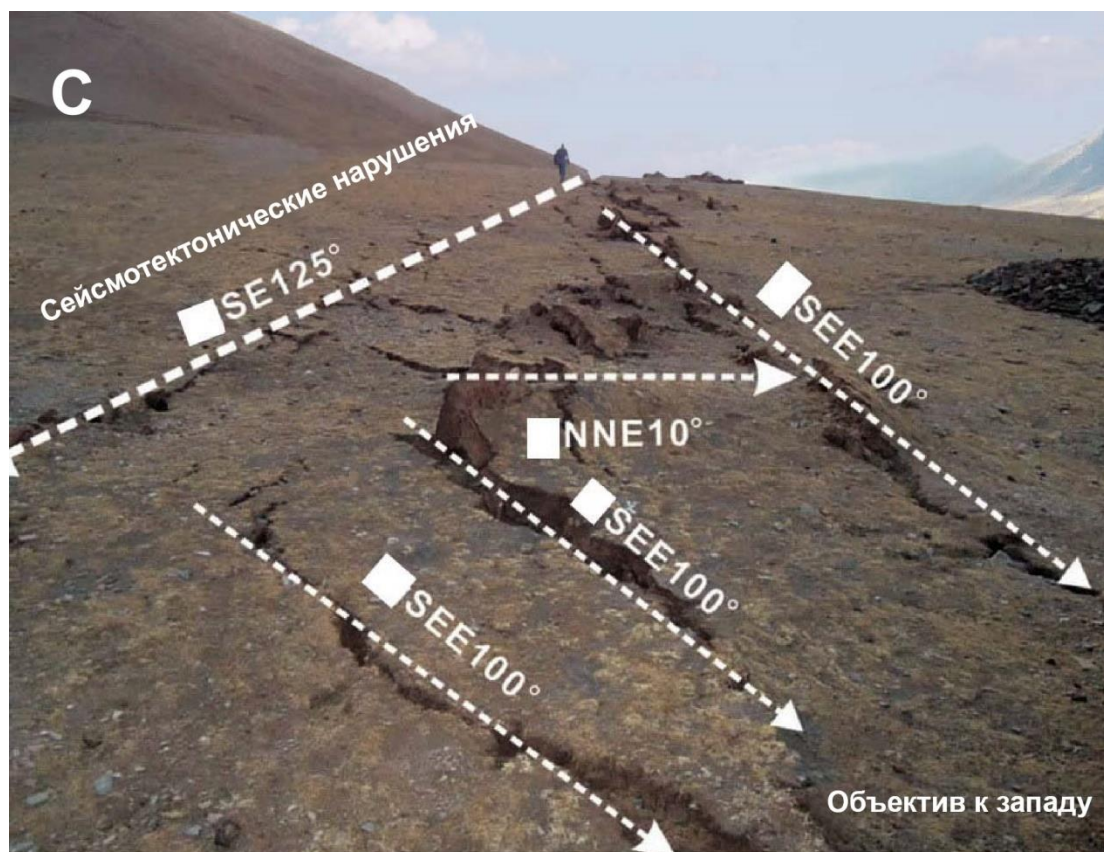


Рис. 24. Сейсморазрыв к югу от города Юйшу [Li Dewei,2010].



Рис. 25. Траншея, пройденная вкрест простирания сейсморазрыва к югу от города Юйшу (фото Шэнь То, 2014).

Приповерхностное строение зоны сейсморазрыва было изучено в специально пройденной к югу от города Юйшу траншее глубиной около 2м (рис. 25, правый сверху снимок). На фотографии наблюдается сейсмогенный уступ, возникший при землетрясении 2010 года (рис. 25, левый сверху снимок). Плоскость разрыва пересечена канавой, на левой стене которой разрыв погружается к юго-западу под углом около 70° (рис. 25, левый снизу снимок). На правой стенке траншеи разрыв имеет угол падения 55° к юго-западу (рис. 25, правый снизу снимок). В стенках выработки видно, что разрыв разделяет четвертичные отложения: плотные пролювиально-озерные суглинки в юго-западном, опущенном крыле и грубообломочные аллювиальные галечники в

поднятом крыле. Вертикальное смещение по разрыву, как сказано выше, имело сбросовый характер. Амплитуда сейсмогенного сброса составила до 0.5 м.

По материалам тренчинга можно сделать заключение, что активный Грацзе-Юйшу-Фунхуошаньский разлом на данном отрезке имеет древнее заложение. Амплитуда суммарных сбросовых смещений на поздне четвертичном этапе превышает 2 м.

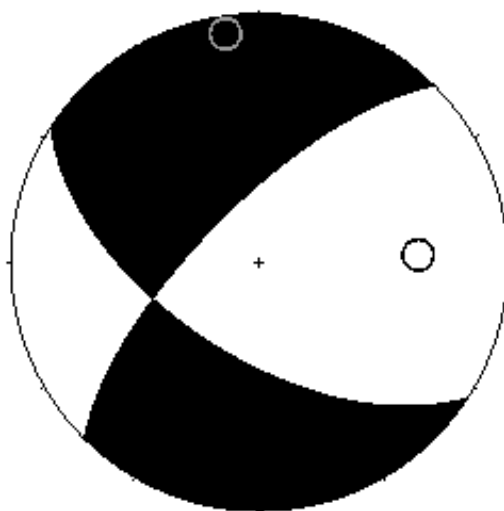


Рис. 26. Стереодиаграмма решения фокального механизма землетрясения Юйшу (данные ГС РАН)

Решение фокального механизма (рис. 26) показало, что землетрясение возникло под действием близких по величине растягивающих и сжимающих напряжений, ориентированных в направлении север-юг и запад-восток соответственно. Одна нодальная плоскость простирается в северо-западном направлении, другая – в северо-восточном. Для плоскости северо-западного простирания тип движения – левосторонний сдвиг с подчиненной сбросовой

составляющей. Для плоскости северо-восточного простирания тип движения – практически чистый правосторонний сдвиг.

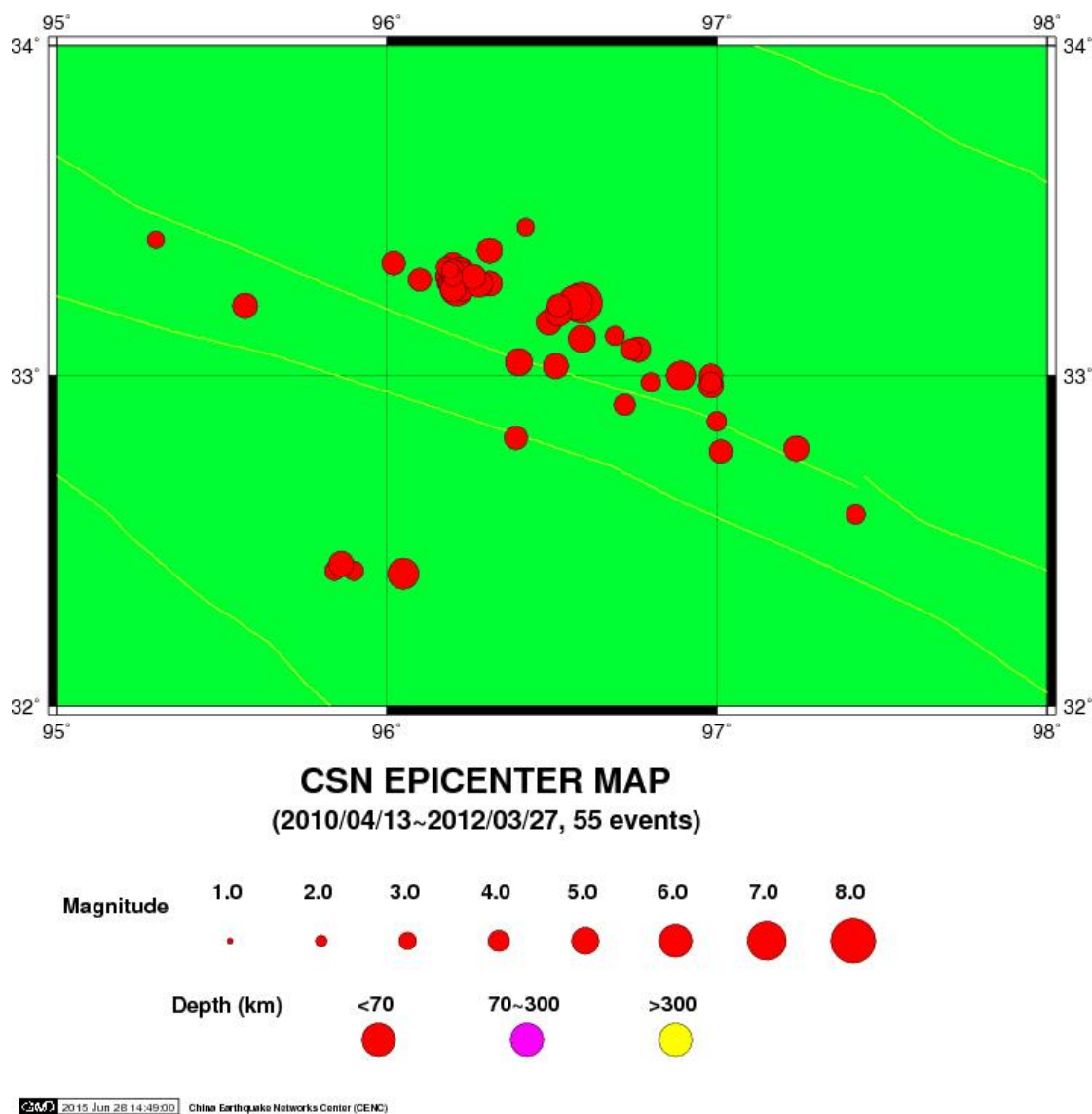


Рис. 27. Эпицентры форшока, главного толчка и афтершоков землетрясения Юйшу, зарегистрированные в период с 13 апреля 2010 г. по 27 марта 2012 г. [Собисевич и др., 2016], желтыми линиями показаны разломы [Atlas..., 1989; Lithospheric..., 1984; Lithospheric..., 1989].

На основании материалов изучения поверхностного строения сейсморазрыва можно сделать вывод, что действующей в очаге являлась

плоскость северо-западного простирания. Это же решение можно принять на основании северо-западной вытянутости длинной оси овального в плане облака эпицентров форшока, главного толчка и афтершоков (рис. 27).

3.5. Землетрясение Горкха в Непале

25 апреля 2015 года в Непале произошло катастрофическое землетрясение, получившее собственное название Горкха (Gorkha). Моментная магнитуда землетрясения составила $M_w = 7.9$. По данным Службы срочных донесений Геофизической службы РАН эпицентр главного толчка располагался в точке с координатами 28.18° с.ш., 84.78° в.д. Глубина гипоцентра – 15 км.

В результате землетрясения погибли около 9000 человек, 14500 человек пострадали, разрушено множество зданий в столице Непала Катманду. Значительный урон нанесен историческому центру города. На Эвересте в результате схода снежных лавин погибли 80 альпинистов. Толчки ощутили жители соседних стран: в Китае, Индии, Пакистане, Бангладеш. Там число погибших превысило 100 человек.

По данным Геологической службы США наивысший макросейсмический эффект составил VIII баллов по Модифицированной шкале Меркалли. В пределах зоны восьмибалльных сотрясений отмечены отдельные населенные пункты, где интенсивность составляла IX баллов, однако закартировать положение девятибалльной изосейсты не представлялось возможным. Восмибалльная область охватила подножья и южный склон Высоких Гималаев и имела неправильную овальную форму; длинная ось «овала» была

ориентирована в запад-северо-западном направлении параллельно простиранию горных хребтов. Длина восьмибалльной зоны составила около 150 км, при ширине 60-70 км. В зону максимальных сотрясений попала столица Непала Катманду и несколько крупных городов – Панаоти (28 тыс. населения), Бхаратпур (107 тыс.), Банепа (17 тыс.).

Первичных сейсмодислокаций - сейсморазрывов, возникших при главном толчке на дневной поверхности, не было обнаружено. То-есть очаг не вышел на поверхность и относился к категории «слепых», широко развитых в Гималаях сейсмических источников. Зато проявились многочисленные вторичные деформации. Землетрясение вызвало значительные обвалы и оползни на крутых склонах, вибрационные трещины на автодорожном покрытии (рис. 28-30), а также сход снежных лавин в Высоких Гималаях (рис. 31).



Рис. 28. Трещины отседания склонов на бортах оврага.



Рис. 29. Вибрационные трещины на дорожном покрытии в Высоких Гималаях.



Рис. 30. Обвалы глыб коренных пород с крутых горных склонов.



Рис. 31. Снежная лавина в Высоких Гималаях.

Оперативное обследование эпицентральной области американскими специалистами позволило им обнаружить 4312 косейсмических и постсейсмических оползней, а также несколько подпрудных озер, возникших в ждолинах рек в результате крупных горных обвалов [Densmore et al., 2015; Kargel et al., 2015].

Инструментальный эпицентр находился на территории Непала (рис. 32), в 75 км к северо-западу от столицы Непала Катманду.

На рис. 32 представлена карта эпицентров сильных сейсмических событий ($M_w=5.75-8.75$) территории Непала и соседних стран. При ее составлении использовался каталог Геологической службы США (USGS, NEIC).

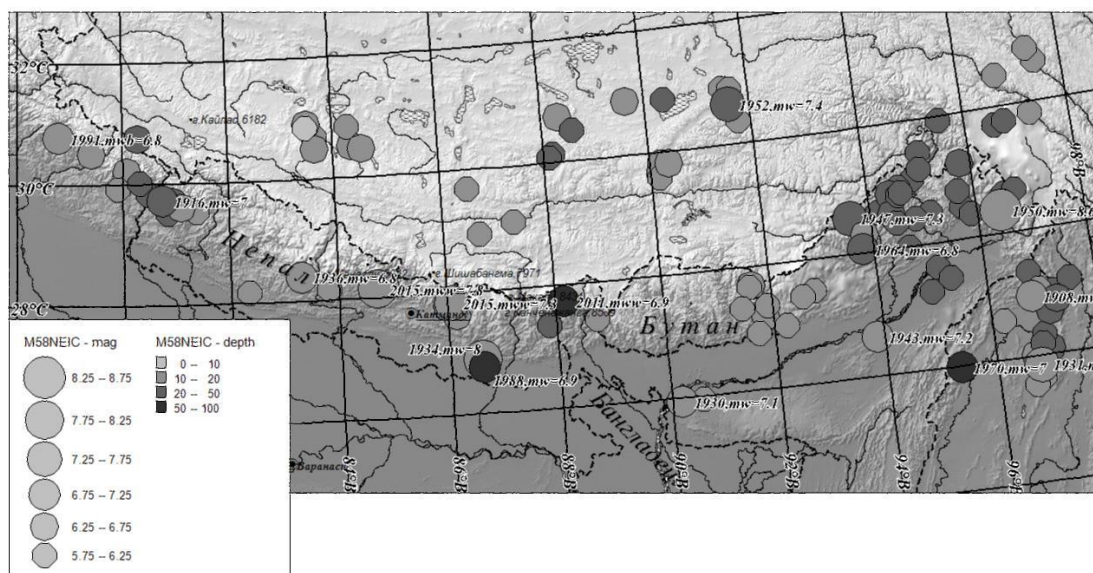


Рис. 32. Карта эпицентров сильных ($MW \geq 5.8$) землетрясений Гималаев (1911 – 2015 гг.) в координатах $25.5^\circ \leq \varphi \leq 31.0^\circ$ с.ш., $75.0^\circ \leq \lambda \leq 98.0^\circ$ в.д.

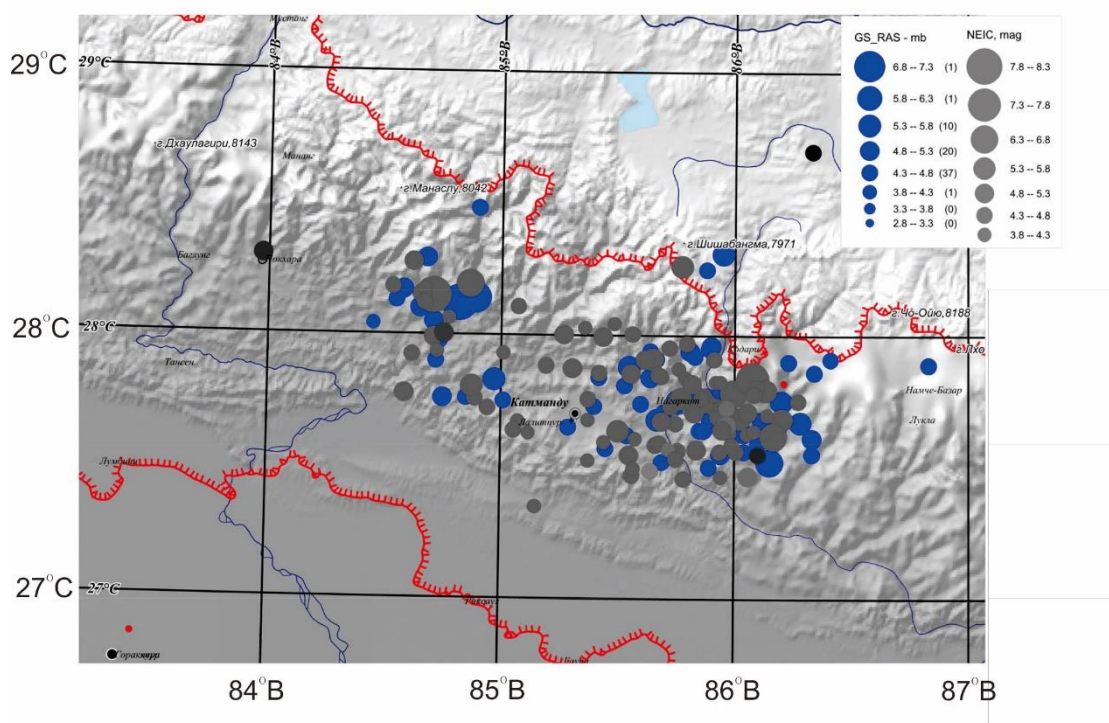


Рис. 33. Карта эпицентров главного толчка и афтершоков землетрясения Горкха 25 апреля по состоянию на 29 сентября 2015 г. Синим цветом обозначены события, содержащиеся в каталоге ГС РАН, черным – *USGS*. Кружки разного размера - эпицентры толчков с разной магнитудой. Красные извилистые линии - государственная граница Непала с соседними странами.

Размеры очага определяются по распределению эпицентров повторных толчков в первые месяцы после главного толчка (рис. 33). Согласно этим данным проекция очага на поверхности имела овальные очертания, длину около 160-170 км при ширине порядка 70-80 км. Глубина основной массы гипоцентров афтершоков укладывалась в 0-15 км.

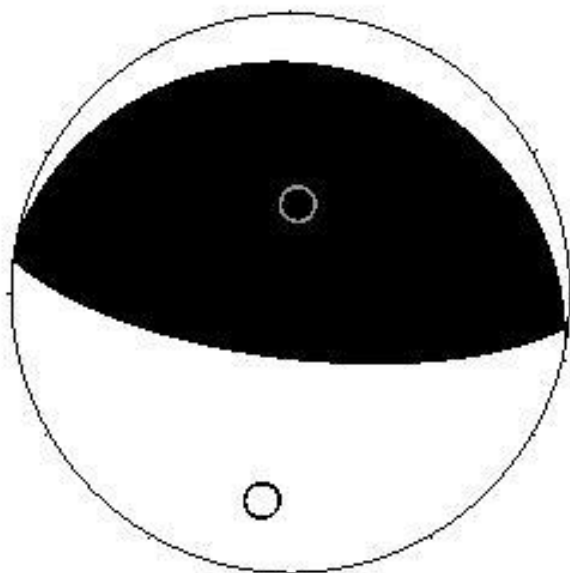


Рис. 34. Стереограмма решения фокального механизма главного толчка землетрясения Горкха [<http://www.globalcmt.org>].

Характер подвижки можно определить на основании анализа решения фокального механизма главного толчка (рис. 34). Для этого используются результаты расчетов, представленные в базе данных Global Centroid Moment Tensor database [<http://www.globalcmt.org>]. Ось сжатия имела простирание с юго-юго-запада на северо-северо-восток, вкrest простирания непальского

сегмента подвижной системы Гималаев и погружалась к север-северо-востоку под углом 30° . Ось растяжения имела примерно то же простирание и угол падения к юго-юго-востоку около 60° . При этом одна из альтернативных плоскостей полого погружается в северо-северо-восточном направлении (под углом $10-20^\circ$), а вторая - круто на юго-юго-восток (около 70°). Малая глубина гипоцентров главного толчка и большинства афтершоков позволяют выбрать в качестве действующей пологую плоскость, погружающуюся под Гималайскую горно-складчатую систему. Подвижка в этом случае представляла собой надвиг Высоких Гималаев в сторону Низких Гималаев и предгорий с незначительной правосдвиговой составляющей.

Собранные сеймотектонические и сейсмологические данные дали возможность построить модель очага главного толчка в виде полого погружающейся к северу плоскости, возникшей в зоне Главного пограничного взбросо-надвига Гималаев. Горизонтальное смещение в юго-юго-западном направлении (около 190°) в разных частях очаговой области при главном толчке составило от 1.5 до 3.5 м, вертикальная составляющая достигала 2 м [Cheloni et al., 2015].

Глава 4. Анализ исторических землетрясений

Был проведен анализ проявлений исторических землетрясений: Хайюаньского 1920 г. и Жонгвей 1928 г. в северо-восточной части Тибета. Приведены результаты изучения зоны активного разлома Хайюань, где в 1920 г. случилось катастрофическое сейсмическое событие с магнитудой $M=8.5$ и разлома Жонгвей, где в 1927 г. произошло землетрясение с $M=8.0$. По литературным и собственным полевым данным составлено представление о выходе на поверхность очагов этих двух сильнейших сейсмических событий. Установлен характер подвижек в очагах этих двух толчков по материалам изучения сейсморазрывов в обнажениях и траншеях (рис. 35).



Рис. 35. Сейсморазрыв Хайюаньского землетрясения 1920 г. в северо-восточной пограничной части Тибета (фото Шэнь То, 2012).

Оба землетрясения характеризовались выходом очагов на поверхность в виде протяженных (первые сотни км) систем сейсморазрывов со взбросово-левосдвиговым смещением амплитудой в первые несколько метров. В целом их сейсмодформации поверхности по своим масштабам вполне сопоставимы с подвижками в очагах Куньлуньского и Вэньчуаньского землетрясений 21-го века (рис. 36-38).



Рис. 36. Взбросовая морфология сейсморазрыва Хайюаньского землетрясения 1920 г. в северо-восточной пограничной части Тибета (фото Шэнь То, 2012).



Рис. 37. Западный эскарп разлома Жонгвей (Zhongwei fault), породившего землетрясение 1928 г. в северо-восточной пограничной части Тибета.

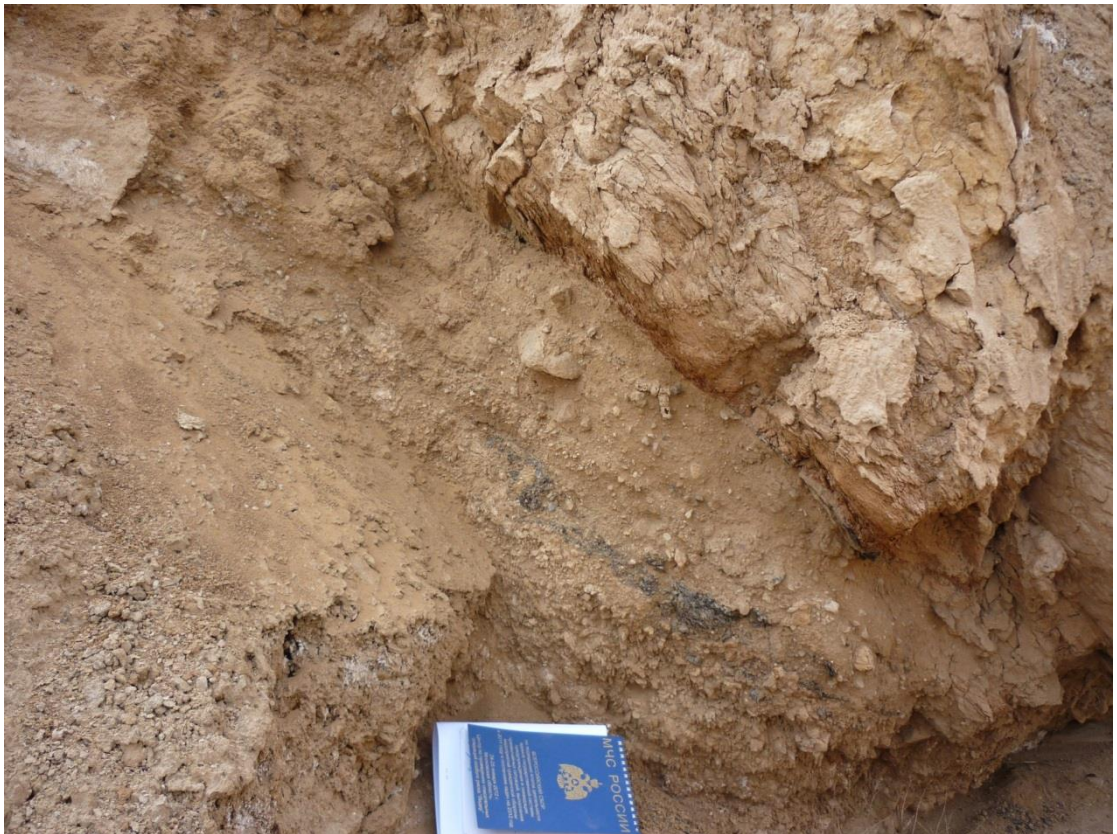


Рис. 38. Взбросовая морфология сейсморазрыва в зоне разлома Жонгвей (Zhongwei fault), породившего землетрясение 1928 г. в северо-восточной пограничной части Тибета.

В целом возникновение двух сильнейших разрушительных землетрясений на северо-восточной окраине Тибетского плато в 1920 и 1928 гг. говорит о том, что и в начале 20-го века для сейсмоактивных зон Тибета было свойственно возникновение нескольких подряд сейсмических событий в виде сейсмических активизаций.

15 августа 1950 года в южной части Китая произошло землетрясение Чайю Mw 8.6. Очаг располагался в Тибете, в районе г. Медог на границе с провинцией Ассам. В результате 1526 человек погибли. Это событие было шестым сильным землетрясением Китая в двадцатом веке. Эпицентральная область продемонстрировала максимальную интенсивности 12 баллов. Район эпицентра был нарушен вышедшим на поверхность сейсморазрывом. Город Медог находится в районе с ожидаемой сейсмической интенсивностью 10 баллов, округ Чайю расположен в области интенсивности 11 баллов. Большинство домов в зоне землетрясения полностью разрушились, в горах проявились перемещения, связанные с изменениями рельефа. Многие вновь возникшие горные поднятия появились в долине реки Брахмапутры, а активизировавшиеся оползни погребли пять деревень или сместили их в реку.

Изучение исторических землетрясений показывает, что серии сильнейших сейсмических событий в юго-западной пограничной зоне Китая имеют период повторения от 50 до 70 лет.

Таким образом, на Тибетском плато постоянно происходят сильные землетрясения, в 20-ом веке произошли два землетрясения с магнитудой Mw больше 8: Хайюаньское землетрясение Mw 8.3 в 1920 году и землетрясение

Чайю Mw 8.6 в 1950 году. Имели место также многочисленные крупные землетрясения с магнитудой Mw больше 6. Согласно китайским историческим летописям, основные сильные землетрясения в древности тоже происходили в Тибете. Так что Тибетское плато является самой сейсмоактивной областью на территории Китая.

Глава 5. Оценка высвобождения сейсмической энергии в конце 20-го и начале 21-го веков

5.1. Энергия землетрясения

Интенсивность колебаний I в эпицентральной области, хотя и связана с характеристиками очага, не может считаться его энергетическим параметром по причине некоторой субъективности макросейсмических шкал и неучета ими глубин очагов землетрясений.

Во всей сейсмологической практике энергетическая величина землетрясения оценивается с помощью трех параметров: магнитуды (M), энергии (E) и сейсмического момента (M_0). Первые два являются объективными величинами не связанными непосредственно с той или иной моделью очага. В то время как третья определяется на основании того, что тектоническое землетрясение представляет собой подвижку определенной массы земной коры вдоль некоторой поверхности.

Магнитуда землетрясения

Магнитуда землетрясения - величина, характеризующая энергию, выделившуюся при землетрясении в виде сейсмических волн.

Шкала Рихтера была принята в 1930-ых годов XX века.

Чарльз Рихтер предложил для оценки силы землетрясения десятичный логарифм перемещения (в микрометрах) иглы стандартного сейсмографа Вуда-Андерсона, расположенного на расстоянии 100 км от эпицентра:

$ML = \lg A$. Энергия землетрясения примерно пропорциональна $A^{3/2}$, то-

есть увеличение магнитуды на 1,0 соответствует увеличению амплитуды колебаний в 10 раз и увеличению энергии примерно в 32 раза.

Эта шкала имела несколько существенных недостатков:

1. Рихтер использовал для градуировки своей шкалы малые и средние землетрясения южной Калифорнии, характеризующиеся малой глубиной очага.
2. Из-за ограничений используемой аппаратуры шкала Рихтера была ограничена значением магнитуд около 6,8
3. Предложенный способ измерения учитывал только поверхностные волны, в то время, как при глубинных землетрясениях существенная часть энергии выделяется в форме объёмных волн.

В течение следующих нескольких десятков лет шкала Рихтера уточнялась и приводилась в соответствие с новыми наблюдениями. Сейчас существует несколько производных шкал, самыми важными из которых являются:

Магнитуда объёмных волн

$$m_b = \lg(A / T) + Q(D, h)$$

где A - амплитуда колебаний земли (в микрометрах), T - период волны (в секундах), и Q - поправка, зависящая от расстояния до эпицентра D и глубины очага землетрясения h .

Магнитуда поверхностных волн

$$M_s = \lg(A / T) + 1,66 \lg D + 3,30$$

Эти шкалы плохо работают для самых крупных землетрясений - при $M \sim 8$ наступает насыщение.

Сейсмический момент и шкала Канамори

В 1977 г. Хиро Канамори предложил принципиально иную оценку интенсивности землетрясений, основанную на понятии сейсмического момента.

Сейсмический момент землетрясения определяется как:

$$M_0 = \mu A u, \text{ где}$$

- → μ — модуль сдвига горных пород, порядка 30 ГПа;
- → A — площадь, на которой замечены геологические разломы;
- → u — среднее смещение вдоль разломов.

Таким образом, в единицах СИ сейсмический момент имеет размерность Па × м² × м = Дж × м.

Магнитуда по Канамори определяется как:

$$M_W = \frac{2}{3}(\lg M_0 - 9,1)$$

где M_0 - сейсмический момент, выраженный в Дж × м.

Шкала Канамори хорошо согласуется с более ранними шкалами при $3 < M < 7$ и лучше подходит для оценки крупных землетрясений.

Частота землетрясений разной магнитуды

За год на Земле происходит примерно

1 землетрясение с магнитудой 8,0 и выше;

10 - с магнитудой 7,0-7,9;

100 - с магнитудой 6,0-6,9;

1000 - с магнитудой 5,0-5,9

Сильнейшее зарегистрированное землетрясение произошло в Чили в 1960 - по более поздним оценкам, магнитуда Канамори составляла 9,5. Считается, что землетрясения на Земле не могут иметь магнитуду существенно выше 9,5,

поскольку горные породы не могут накопить больше энергии без разрушения.

5.2. Энергия землетрясения в разных каталогах

Различные способы измерения магнитуды землетрясений являются приближениями к «идеальной» энергетической шкале:

$$M = \frac{2}{3}(\lg E - 4,8) \quad (1) \text{ где } E \text{ — энергия землетрясения}$$

в джоулях.

Сейсмическая энергия, выделяемая при ядерном взрыве мощностью 1 мегатонна, эквивалентна землетрясению с магнитудой около 6,0. Стоит заметить, что только небольшая часть энергии взрыва преобразуется в сейсмические колебания.

Очень важно, что значение E не общее «внутренняя энергия землетрясения передается от источников, таких как гравитационная энергия или энергия поглотителей, таких как тепловая энергия (<http://earthalabama.com/energy.html>) . E - это только количество излучаемой от землетрясения в виде сейсмических волн, которые, как было сказано выше, в большинстве случаев лишь небольшая часть от общей энергии, высвобождающейся в процессе землетрясения.

Трансформное отношение

$$ML=(1.17MB+0.67)/1.13 \quad (2)$$

$$ML=(MS+1.08)/1.13 \quad (3)$$

Ещё по настоящее время наши записи землетрясений имеют погрешность, большая точность ещё не достигнута. Измерение по разным методам, в разных местах, по разным формулам и на разных станциях имеют погрешности [Liu Ruifeng et al., 2006]

В моей диссертации я выбрал магнитуду поверхностных волн для вычисления энергии, потому что в Китае в большинстве своем события записаны по магнитуде поверхностных волн.

5.2.1. Материалы из CENC

По материалам сейсмического каталога [сайт CENC (China earthquake networks center , <http://www.csndmc.ac.cn/data/dir/quick/main>)] для периода с 1 января 1970 г. по 1 июня 2016 г. для региона, который включает весь Тибет и его окрестности в координатах - с 26° - 40° с.ш., с 77° - 107° в.д., представлены данные о сейсмичности. Каталог содержит сведения о 15989 сейсмических событиях. В нём магнитуда представлена по разным волнам (ms, ms7, ml, mb, mB).

Каталог содержит сведения о 15912 сейсмических событиях за период с 1 января 1970 г. по 30 декабря 2015 г. Каждое событие в каталоге характеризуется несколькими типами магнитуд, которых иногда насчитывается до 5 разных типов, а иногда - только один тип. В таких случаях, когда в каталоге предложено несколько магнитуд, они пересчитываются по формулам (2) и (3) на магнитуду поверхностных волн. При этом магнитуды Ms и ms7 не

пересчитываются, магнитуа ml пересчитывается по формуле (3). Объемные волны имеют два типа записи магнитуд mb и mB, но при пересчете мы используем только данные mb, так как они более точные и более целостные. При пересчете объемных волн мы сначала используем формулу (2) для получения местной магнитуды (ml), а затем считаем по формуле (3) для получения магнитуды поверхностных волн. В каталоге есть два типа магнитуд поверхностных волн ms и ms7, но с опубликованными данными больше совпадают магнитуды ms7. Поэтому при подсчетах энергии было решено использовать именно их. Если данные по магнитуде поверхностных волн ms7 отсутствуют, то мы используем данные по магнитуде поверхностных волн ms. Если данные по магнитуде ms тоже отсутствуют, то пересчет ведется по магнитудам объёмных волн mb. В тех случаях, когда есть только местные магнитуды ml, мы пересчитываем их (рис. 39).

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U
1 日期	2 时间	3 纬度	4 经度	5 深度	6 Ms	7 Ms7	8 ml	9 mb	10 mB	11 ml转化ms	12 Ms7	13 mb转化ml	14 mb转化ml	15 mb转化ms	16 Ms7	17 Ms7	18 Ms7	19 混合结果	20 能量	21
(国际	时)	(°)	(°)	(k m)	(k m)					(m)				(m)				(m)		
3	2015/12/20	47:51.3	37.55	78.08	10	3.8	3.7	4.2	4.3	4.4	3.666	3.7	5.045132743	5.045132743	4.621	3.7	3.7	3.7	3.7	22387211386
4	2015/12/18	16:57.0	29.5	81.8	18	5.2	5.1		5.5	5.3		5.1	5.769911504	5.769911504	5.44	5.1	5.1	5.1	5.1	2.81838E+12
5	2015/12/18	01:55.5	34.1	105.12	21	3.7	3.5	4.3	4.4	4.4	3.779	3.5	4.734513274	4.734513274	4.27	3.5	3.5	3.5	3.5	11220184543
6	2015/12/11	09:35.8	29.52	95.59	7	3.8	3.6	4.3	4.3	4.4	3.779	3.6	5.045132743	5.045132743	4.621	3.6	3.6	3.6	3.6	15848931925
7	2015/12/10	27:46.6	32	104.5	16	3.6	3.4	4	4.1		3.44	3.4	4.838053097	4.838053097	4.387	3.4	3.4	3.4	3.4	7943282347
8	2015/11/26	59:49.1	31.9	88	9			4	4		3.44	4.27	4.734513274	4.734513274	4.27	4.27			4.27	1.60325E+11
9	2015/11/25	15:10.6	26.69	93.1	60	3.8	3.6	4.6	4.6	4.9	4.118	3.6	5.355752212	5.355752212	4.972	3.6	3.6	3.6	3.6	15848931925
10	2015/11/25	02:02.2	29.71	90.02	38			4.8	4.6	4.8	4.344	4.972	5.355752212	5.355752212	4.972	4.972			4.972	1.81134E+12
11	2015/11/24	24:20.2	28.47	85.03	37	4.1	3.9		4.4	4.5		3.9	5.148672566	5.148672566	4.738	3.9	3.9	3.9	3.9	44668359215
12	2015/11/23	32:06.5	38.47	90.86	9	3.5	3.4	4.1	4.6	4.5	3.553	3.4	5.355752212	5.355752212	4.972	3.4	3.4	3.4	3.4	7943282347
13	2015/11/22	02:41.4	38.01	100.39	10	5.3	5.2	5	4.8	5.1	4.57	5.2	5.562831858	5.562831858	5.206	5.2	5.2	5.2	5.2	3.98107E+12
14	2015/11/19	15:51.5	28.02	85.87	3	4.3	4		4.6	4.9		4	5.355752212	5.355752212	4.972	4	4	4	4	63095734448
15	2015/11/18	54:36.0	39.97	77.1	6			4.2	3.8		3.666	4.036	4.527433628	4.527433628	4.036	4.036			4.036	71449632608
16	2015/11/17	15:27.9	31.92	95.04	7	4.3	4.1	4	4.6	5	3.44	4.1	5.355752212	5.355752212	4.972	4.1	4.1	4.1	4.1	89125093813
17	2015/10/28	17:32.4	36.16	78.14	80			4.2				4.504	4.94159292	4.94159292	4.504	4.504			4.504	3.59749E+11
18	2015/10/28	12:08.5	27.55	100.3	10	4.8	4.6	4.5	4.5	4.8	4.005	4.6	5.252212389	5.252212389	4.855	4.6	4.6	4.6	4.6	5.01187E+11
19	2015/10/26	11:23.8	30.17	98.01	6	4.6	4.4	4.4	4.7	5	3.892	4.4	5.4529292035	5.4529292035	5.089	4.4	4.4	4.4	4.4	2.51189E+11
20	2015/10/25	28:44.2	39.73	103.47	48			3.8	4.1		3.214	4.387	4.838053097	4.838053097	4.387	4.387			4.387	2.4016E+11
21	2015/10/24	29:43.0	29.11	102.1	20	4.1	4	4.3	4.5	4.7	3.779	4	5.252212389	5.252212389	4.855	4	4	4	4	63095734448
22	2015/10/23	19:05.2	36.53	77.94	111			4.2	4.4			4.504	4.94159292	4.94159292	4.504	4.504			4.504	3.59749E+11
23	2015/10/22	02:48.5	39.35	77.24	6			4.2	3.7	4.4	3.666	3.919	4.423893805	4.423893805	3.919	3.919			3.919	47697981412
24	2015/10/22	11:04.1	31.9	95.08	7	3.9	3.9	3.7	4.3		3.101	3.9	5.045132743	5.045132743	4.621	3.9	3.9	3.9	3.9	44668359215
25	2015/10/19	40:08.9	32.42	104.96	23	3.8	3.4	4.2			3.666	3.4				3.4	3.4	3.4	3.4	7943282347
26	2015/10/12	39:06.8	29.06	86.49	7	3.9	3.6		4.1	4.5		3.6	4.838053097	4.838053097	4.387	3.6	3.6	3.6	3.6	15848931925
27	2015/10/12	04:14.7	34.36	98.2	10	5.3	5.1	5.1	4.9	5.1	4.683	5.1	5.666371681	5.666371681	5.323	5.1	5.1	5.1	5.1	2.81838E+12
28	2015/10/10	34:06.4	29.65	102.12				3.9	4.1		3.327	4.387	4.838053097	4.838053097	4.387	4.387			4.387	2.4016E+11
29	2015/10/10	48:44.3	27.35	88.79	53	3.9	3.8		4.4	4.8		3.8	5.148672566	5.148672566	4.738	3.8	3.8	3.8	3.8	31622776602
30	2015/10/9	29:56.3	28.78	86.39	7	4.3	4.1		4.5	4.8		4.1	5.252212389	5.252212389	4.855	4.1	4.1	4.1	4.1	89125093813
31	2015/10/9	07:37.2	37.53	77.91	10			4.2	3.9		3.666	4.153	4.630973451	4.630973451	4.153	4.153			4.153	1.07029E+11
32	2015/10/5	33:27.4	27.99	85.91	15	3.9	3.7	4	4.4	4.4	3.44	3.7	5.148672566	5.148672566	4.738	3.7	3.7	3.7	3.7	22387211386
33	2015/10/3	26:13.4	30.95	98.37	5			4	4.5		3.44	4.855	5.252212389	5.252212389	4.855	4.855			4.855	1.20921E+12
34	2015/9/29	54:40.0	27.85	86	6	3.9	3.6	4	4.4	4.7		3.6	5.148672566	5.148672566	4.738	3.6	3.6	3.6	3.6	15848931925
35	2015/9/29	27:14.5	29.01	80.47	15	4.3	4	4	4.4	4.0		4	5.148672566	5.148672566	4.738	4	4	4	4	63095734448

Рис. 39. Данные каталога CENC и процесс пересчета разных типов магнитуд на тип магнитуды поверхностных волн.

В результате обработки данных все магнитуды переведены в значения магнитуд по поверхностным волнам. Затем по формуле (1) посчитана энергия каждого события. На этой основе была оценена совокупность выделившейся в регионе энергии по годам с 1970 по 2015 гг. (табл. 1).

Табл. 1

Совокупность энергии по годам с 1970 по 2015 гг.

2015	2014	2013	2012	2011	2010
1. 41984E+17	6. 47265E+15	2. 60784E+15	2. 66737E+14	1. 05696E+15	3. 09591E+15
2009	2008	2007	2006	2005	2004
7. 36868E+14	7. 27447E+16	1. 36091E+14	1. 10127E+14	3. 54019E+14	5. 86981E+14
2003	2002	2001	2000	1999	1998
1. 13533E+15	1. 45638E+14	8. 93609E+16	7. 97418E+14	3. 04796E+14	2. 98523E+14
1997	1996	1995	1994	1993	1992
1. 27561E+15	1. 3635E+15	2. 27022E+14	1. 56626E+14	3. 45E+14	9. 98733E+13
1991	1990	1989	1988	1987	1986
5. 5226E+14	3. 43642E+14	4. 93028E+14	2. 15272E+15	1. 67051E+14	1. 0546E+15
1985	1984	1983	1982	1981	1980
2. 821E+14	8. 5506E+13	1. 0617E+14	6. 51431E+14	1. 80693E+15	2. 26138E+15
1979	1978	1977	1976	1975	1974
2. 10249E+14	3. 21209E+14	1. 1128E+15	9. 98374E+15	2. 20714E+15	2. 94623E+15
1973	1972	1971	1970		
5. 09565E+16	1. 50599E+14	1. 36475E+15	2. 67494E+14		

На основании этих данных построен график выделения сейсмической энергии в регионе (рис.40). На рисунке видно, что в период 1973-1975 гг. проявилась сейсмическая активизация. Она совпадает с сейсмической активизацией, отмечающейся для всего мира в 1950-1970 гг. [Лутиков, Рогожин, 2014]. Далее отмечается сейсмическое затишье протяженностью около 25 лет. Затем проявились три пика новой активизации, начиная с 2001 года: Куньлуньское землетрясение 2001 г., Вэньчуаньское землетрясение 2008 г. и Непальское землетрясение Горкха в 2015 году. Эти землетрясения определили

сейсмическую активизацию в начале 21 века. Она также совпадает по времени с мировой сейсмической активизацией в начале 21 века, выявленной в работе [Лутиков, Рогожин, 2014]. Красная линия тенденции тоже показывает, что в совокупности выделившейся сейсмической энергии по годам имеется тенденция увеличения.

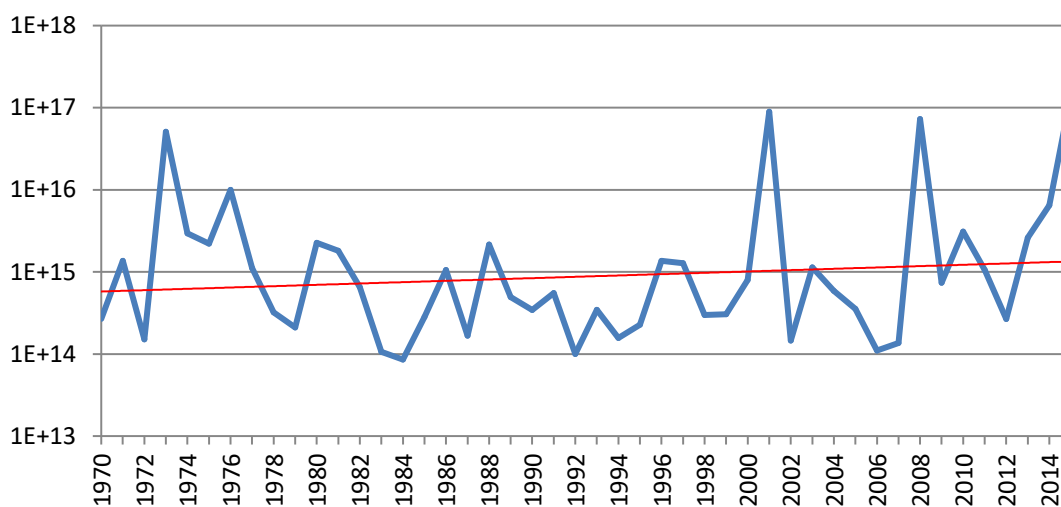


Рис.40. График совокупности выделившейся сейсмической энергии по годам с 1970 по 2015 гг. (Данные CENC). Синяя линия: совокупности выделившейся сейсмической энергии по годам, красная линия: тенденция

5.2.2. Материалы из СЕА

В каталоге СЕА всего 4828 событий с магнитудой более 5 во временном интервале от 01.01.780 г. до нашей эры до 03.06.2017 г. В каталоге события характеризуются одним типом магнитуд, однако не указано, каким именно. В результате сравнения магнитуд каталога с опубликованными данными, было установлено, что, каталог содержит магнитуды поверхностных волн. После

удаления из каталога событий, эпицентры которых не попадают в интересующую нас территорию, была рассчитана энергия каждого события по формуле (1). По материалам сейсмического каталога СЕА для региона, который включает весь Тибет и его окрестности в координатах - с 26° - 40° с.ш., с 77° - 107° в.д., представлены данные о сейсмичности. Каталог содержит сведения о 1579 сейсмических событиях с января 1900 года по 24 мая 2017 года. На территории с 38.5° - 40° с.ш., с 77° - 86° в.д., также часто происходят сильные землетрясения, но они не являются событиями Тибетского плато, поэтому мы их не рассматриваем. Таким образом, получается, что мы не рассматриваем сведения о 57 событиях, которые нас не интересуют.

Также из списка удалены 216 событий до 1900 года и после 2015 года. С января 1900 года по декабрь 2015 года каталог содержит сведения о 1306 сейсмических событиях. А с января 1900 года по декабрь 1970 года каталог содержит сведения о 646 сейсмических событиях.

В результате обработки данных по формуле (1) посчитана энергия каждого события. На этой основе была оценена совокупность выделившейся в регионе энергии по годам с 1900 по 2015 гг. (табл. 2). В ней 1912, 1900, 1907, 1904 и 1903 года не содержат записей о землетрясениях.

Совокупность энергии по годам с 1900 по 2015 гг.

2015	2014	2013	2012	2011	2010
1. 0578E+17	6. 24847E+15	2. 72425E+15	1. 93315E+14	3. 15863E+13	3. 07776E+15
2009	2008	2007	2006	2005	2004
3. 7144E+14	7. 31413E+16	1. 21818E+14	8. 03186E+13	4. 13067E+14	1. 091E+15
2003	2002	2001	2000	1999	1998
7. 53042E+14	1. 29272E+14	8. 96247E+16	6. 67559E+14	1. 45525E+15	6. 15437E+14
1997	1996	1995	1994	1993	1992
1. 13439E+16	2. 23605E+15	2. 06649E+14	6. 99011E+14	1. 29801E+15	4. 55248E+14
1991	1990	1989	1988	1987	1986
5. 44785E+13	2. 46648E+15	1. 80498E+15	1. 11703E+15	1. 41142E+14	1. 01419E+15
1985	1984	1983	1982	1981	1980
2. 52557E+14	2. 36697E+13	8. 4921E+13	6. 99706E+14	1. 79285E+15	1. 22187E+15
1979	1978	1977	1976	1975	1974
1. 78881E+14	3. 16115E+14	9. 8486E+14	9. 85212E+15	2. 1214E+15	3. 04768E+15
1973	1972	1971	1970	1969	1968
2. 21305E+16	1. 45968E+14	1. 18334E+15	2. 51038E+14	1. 12602E+13	3. 43116E+13
1967	1966	1965	1964	1963	1962
1. 27529E+15	2. 01755E+15	9. 07089E+13	6. 05563E+14	2. 01928E+15	1. 14472E+15
1961	1960	1959	1958	1957	1956
5. 44868E+14	1. 05876E+15	2. 30491E+14	5. 25548E+14	3. 84452E+14	6. 16818E+13
1955	1954	1953	1952	1951	1950
1. 28043E+16	7. 84056E+15	4. 53383E+14	1. 25495E+16	6. 53898E+16	5. 03257E+17
1949	1948	1947	1946	1945	1944
1. 04375E+14	6. 18089E+15	4. 49843E+16	2. 87784E+14	1. 88389E+13	2. 13396E+15
1943	1942	1941	1940	1939	1938
5. 40631E+13	1. 12202E+13	1. 63726E+15	3. 86296E+14	1. 99526E+12	3. 19688E+14
1937	1936	1935	1934	1933	1932
1. 16871E+16	3. 3016E+15	8. 17298E+14	2. 20775E+15	1. 24561E+16	1. 59421E+16
1931	1930	1929	1928	1927	1926
4. 35334E+14	5. 39101E+14	5. 40631E+13	9. 67138E+13	6. 33265E+16	2. 76995E+14
1925	1924	1923	1922	1921	1920
1. 24778E+14	1. 00656E+16	6. 03628E+15	3. 66034E+14	6. 44608E+14	3. 5747E+17
1919	1918	1917	1916	1915	1914
3. 57651E+14	8. 55361E+13	1. 03162E+15	1. 1237E+16	2. 70489E+15	3. 56809E+14
1913	1912	1911	1910	1909	1908
4. 44167E+14	0	1. 38644E+15	0	3. 77254E+14	2. 00648E+15
1907	1906	1905	1904	1903	1902
0	1. 12202E+13	1. 99526E+12	0	0	2. 42575E+15
1901	1900				
1E+15	1. 99526E+12				

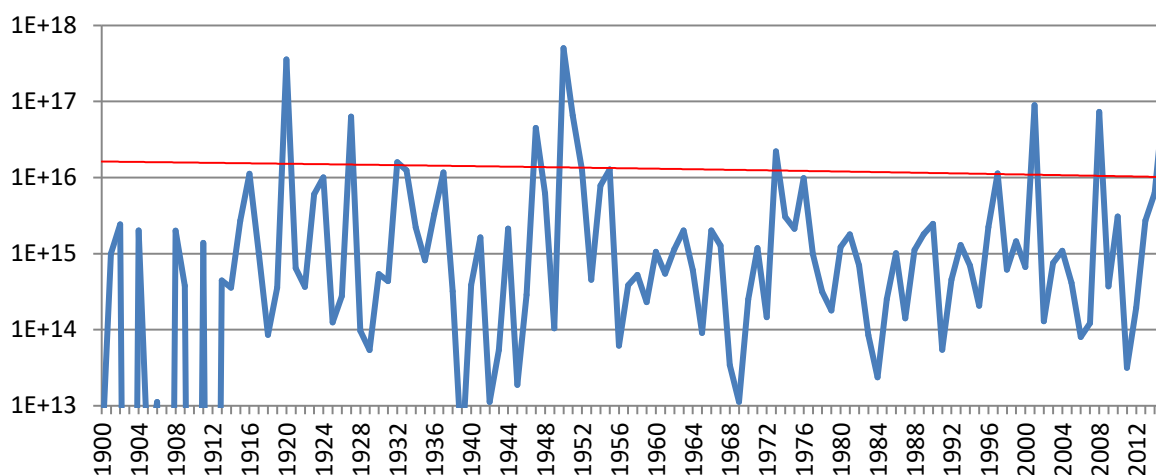


Рис. 41. График совокупности выделившейся сейсмической энергии по годам с 1900 по 2015 гг. (данные СЕА, синяя линия: совокупности сейсмической энергии по годам, красная линия: тенденция)

На основании этих данных построен график выделения сейсмической энергии в регионе (рис. 41). На рисунке видно три крупных сейсмических активизации, и одну небольшую сейсмическую активизацию. Первая активизация с 1916 года по 1937 год, продолжалась около 20 лет. Вторая активизация с 1947 года по 1955 год, продолжалась около 10 лет. Затем в период 1973-1975 гг. проявилась малая сейсмическая активизация. Вторая большая активизация и малая сейсмическая активизация совпадают с сейсмической активизацией, отмечающейся для всего мира в 1950-1970 гг. [Лутиков, Рогожин, 2014; Deng Qidong, 2012].

Далее отмечается сейсмическое затишье протяженностью около 25 лет. Затем проявились три пика новой активизации, начиная с 2001 года: Куньлуньское землетрясение 2001 г., Вэньчуаньское землетрясение 2008 г. и Непальское землетрясение Горкха в 2015 году. Эти землетрясения определили

сейсмическую активизацию в начале 21-го века. Она также совпадает с мировой сейсмической активизацией в начале 21-го века, выявленной в работах [Лутиков, Рогожин, 2014; Deng Qidong, 2012]. Красная линия тенденции при этом показывает, что совокупность выделившейся сейсмической энергии по годам имеет тенденцию уменьшения. За 100 лет было три сейсмических активизации. При этом выделившаяся сейсмическая энергия по годам была довольно стабильной. На рисунке 41 наблюдается тенденция уменьшения высвобождения энергии, что говорит о большой вероятности крупных землетрясений в будущем, для поддержания баланса высвобождения энергии .

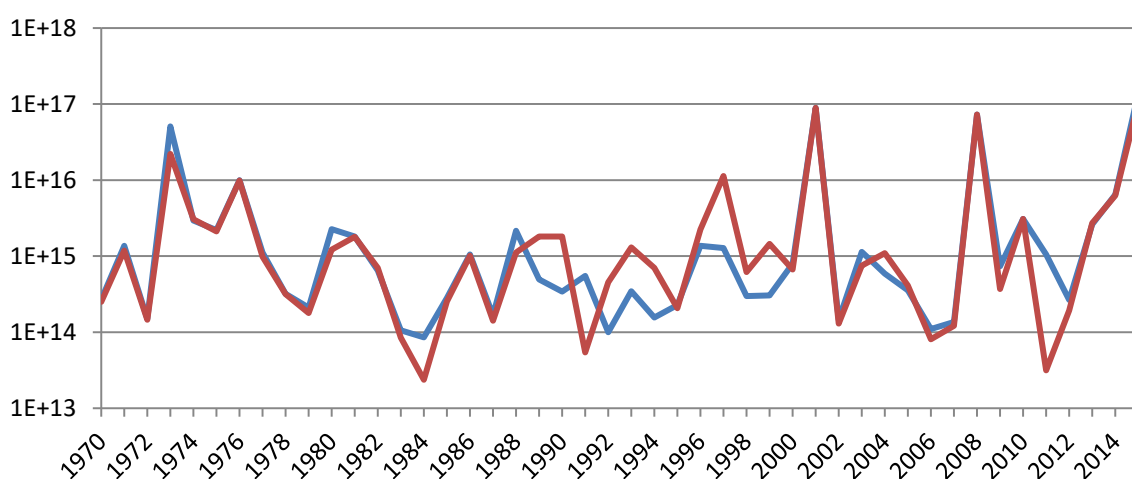


Рис.42. График совокупности выделившейся сейсмической энергии по годам с 1970 по 2015 гг. (синяя линия: данные CENC (China earthquake networks center), красная линия: SEA(China earthquake administration))

Совместим два графика в единый (рис. 42) чтобы сделать сравнение данных CENC и SEA, а затем оформить график по китайским материалам. В результате сравним общий график по китайским материалам с графиком,

построенным по данным USGS, и попытаемся сформулировать окончательные выводы.

При сравнении графиков видно, что энергия в каталоге CENC больше чем энергия в каталоге СЕА. Потому что события в каталоге CENC записаны с магнитудой больше 0, а события в каталоге СЕА только с магнитудой больше 5. Поэтому полученная оценка энергии на основании каталога CENC более точная. На рис. 39 есть 10 моментов, когда энергия, полученная по каталогу СЕА, больше, чем полученная по каталогу CENC (в 1989 году, 1990 году, 1992 году, 1993 году, 1994 году, 1996 году, 1997 году, 1998 году, 1999 году и 2004 году). Далее в результате объединения получим график (рис.43) и таблицу 3.

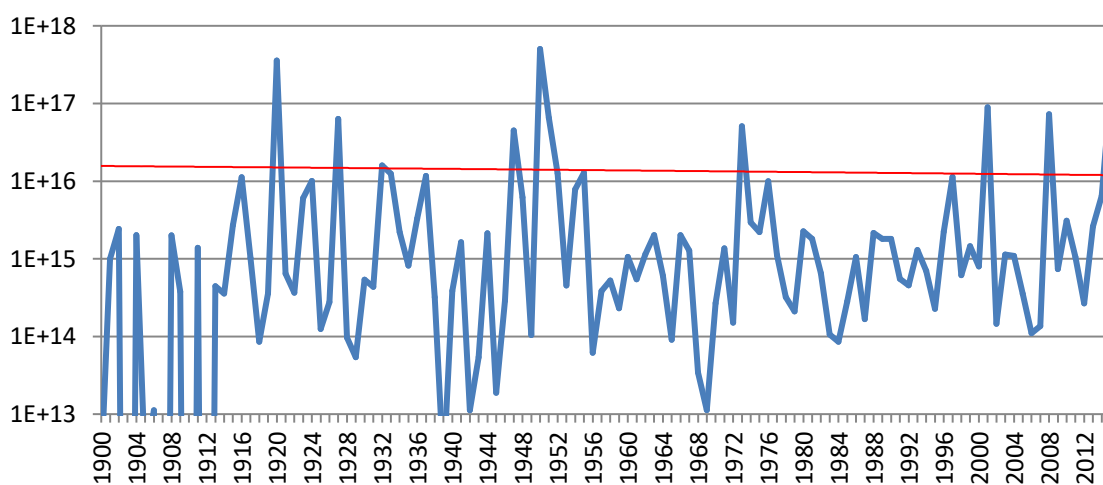


Рис.43. График совокупности выделившейся сейсмической энергии по годам с 1900 по 2015 гг. (данные CENC&CEA, Синяя линия: совокупности сейсмической энергии по годам, красная линия: тенденция)

Совокупность энергии по годам с 1900 по 2015 гг.

2015	2014	2013	2012	2011	2010
1. 41984E+17	6. 47265E+15	2. 60784E+15	2. 66737E+14	1. 05696E+15	3. 09591E+15
2009	2008	2007	2006	2005	2004
7. 36868E+14	7. 27447E+16	1. 36091E+14	1. 10127E+14	3. 54019E+14	1. 091E+15
2003	2002	2001	2000	1999	1998
1. 13533E+15	1. 45638E+14	8. 93609E+16	7. 97418E+14	1. 45525E+15	6. 15437E+14
1997	1996	1995	1994	1993	1992
1. 13439E+16	2. 23605E+15	2. 27022E+14	6. 99011E+14	1. 29801E+15	4. 55248E+14
1991	1990	1989	1988	1987	1986
5. 5226E+14	1. 80498E+15	1. 80498E+15	2. 15272E+15	1. 67051E+14	1. 0546E+15
1985	1984	1983	1982	1981	1980
2. 821E+14	8. 5506E+13	1. 0617E+14	6. 51431E+14	1. 80693E+15	2. 26138E+15
1979	1978	1977	1976	1975	1974
2. 10249E+14	3. 21209E+14	1. 1128E+15	9. 98374E+15	2. 20714E+15	2. 94623E+15
1973	1972	1971	1970	1969	1968
5. 09565E+16	1. 50599E+14	1. 36475E+15	2. 67494E+14	1. 12602E+13	3. 43116E+13
1967	1966	1965	1964	1963	1962
1. 27529E+15	2. 01755E+15	9. 07089E+13	6. 05563E+14	2. 01928E+15	1. 14472E+15
1961	1960	1959	1958	1957	1956
5. 44868E+14	1. 05876E+15	2. 30491E+14	5. 25548E+14	3. 84452E+14	6. 16818E+13
1955	1954	1953	1952	1951	1950
1. 28043E+16	7. 84056E+15	4. 53383E+14	1. 25495E+16	6. 53898E+16	5. 03257E+17
1949	1948	1947	1946	1945	1944
1. 04375E+14	6. 18089E+15	4. 49843E+16	2. 87784E+14	1. 88389E+13	2. 13396E+15
1943	1942	1941	1940	1939	1938
5. 40631E+13	1. 12202E+13	1. 63726E+15	3. 86296E+14	1. 99526E+12	3. 19688E+14
1937	1936	1935	1934	1933	1932
1. 16871E+16	3. 3016E+15	8. 17298E+14	2. 20775E+15	1. 24561E+16	1. 59421E+16
1931	1930	1929	1928	1927	1926
4. 35334E+14	5. 39101E+14	5. 40631E+13	9. 67138E+13	6. 33265E+16	2. 76995E+14
1925	1924	1923	1922	1921	1920
1. 24778E+14	1. 00656E+16	6. 03628E+15	3. 66034E+14	6. 44608E+14	3. 5747E+17
1919	1918	1917	1916	1915	1914
3. 57651E+14	8. 55361E+13	1. 03162E+15	1. 1237E+16	2. 70489E+15	3. 56809E+14
1913	1912	1911	1910	1909	1908
4. 44167E+14	0	1. 38644E+15	0	3. 77254E+14	2. 00648E+15
1907	1906	1905	1904	1903	1902
0	1. 12202E+13	1. 99526E+12	2. 0177E+15	0	2. 42575E+15
1901	1900				
1E+15	1. 99526E+12				

Как мы видим, окончательные выводы не изменились. На основании этих данных построен график выделения сейсмической энергии в регионе (рис.43).

На рисунке видно три крупных сейсмических активизации, и одну небольшую сейсмическую активизацию. Первая активизация с 1916 года по 1937 год, продолжается около 20 лет. Вторая активизация с 1947 года по 1955 год, продолжается около 10 лет. Затем в период 1973-1975 гг. проявилась малая сейсмическая активизация. Вторая активизация и малая сейсмическая активизация совпадают с сейсмической активизацией, отмечающейся для всего мира в 1950-1970 гг. [Лутиков, Рогожин, 2014; Deng Qidong, 2012]. Далее отмечается сейсмическое затишье протяженностью около 25 лет. Затем проявились три пика, начиная с 2001 года, которые связаны с сильнейшими сейсмическими событиями: Куньлуньским 2001 г., Вэньчуаньским 2008 г. и Непальским (Горкха) 2015 г. землетрясениями. Эти землетрясения определили сейсмическую активизацию в начале 21 века. Она так же, как и две первых сильных активизации, совпадает с мировой сейсмической активизацией в начале 21 века, выявленной в работе [Лутиков, Рогожин, 2014; Deng Qidong, 2012]. Красная линия тенденции тоже показывает, что совокупность выделившейся сейсмической энергии по годам имеет тенденцию уменьшения.

За 100 лет было три сейсмических активизации и больше двух сейсмических циклов. Это, казалось бы, большой промежуток времени в геологических масштабах очень мал. Значит за 100 лет выделившаяся сейсмическая энергия по годам должна быть оценена как стабильная. На рисунке 43, так же, как и на рис. 41, наблюдается тенденция уменьшения высвобождения энергии, что говорит о большой вероятности крупных землетрясений в будущем для поддержания баланса.

5.2.3. Материалы из USGS

По материалам сейсмического каталога [сайт USGS (U.S. Geological Survey, <https://www.usgs.gov/>)] для региона, который включает весь Тибет и его окрестности в координатах - с 26° - 40° с.ш., с 77° - 107° в.д., представлены данные о сейсмичности для 8765 сейсмических событиях с января 1900 года по 24 мая 2017 года. На территории с 38.5° - 40° с.ш., с 77° - 86° в.д., также часто происходят большие землетрясения, но они не являются событиями Тибетского плато, поэтому мы их не рассматриваем. Таким образом, получается, что из рассмотрения исключено 251 событие. Также не рассматривается 233 события после 2015 года. С января 1900 г. по декабрь 2015 г. в каталоге есть сведения о 8281 сейсмических событиях.

В каталоге 80 событий записаны по типу магнитуды M_s , 6935 событий записаны по типу магнитуды M_b , 3 события записаны по типу магнитуды M и M_d , 120 событий записаны по типу магнитуды M_l , 664 событий по типам магнитуды M_{wc} , M_{wr} , M_{wb} , M_{ww} , M_w , и «пустые» магнитуды 479 событий.

Все типы магнитуд были пересчитаны в магнитуду поверхностных волн. 80 событий, записанных по типу магнитуды поверхностных волн M_s , мы не пересчитываем. События с магнитудой M и M_d мы считаем как M_l , поэтому мы переводим их по формуле (3). События, записанные по типу магнитуды объёмных волн M_b , пересчитываем сначала по формуле (2) на местную магнитуду (m_l), затем по формуле (3) на магнитуду поверхностных волн. События, записанные по локальной магнитуде M_l , мы пересчитываем по формуле (3).

Для оставшихся событий с магнитудами M_{wc} , M_{wr} , M_{wb} , M_{ww} , M_w . считаем моментные магнитуды. Но моментные магнитуды нельзя пересчитать в магнитуды поверхностных волн. По данным статьи [Li Yingzhen et al., 2014] мы их предварительно пересчитываем с погрешностью ≤ 0.2 .

Для диапазона магнитуд $5.2 \leq M \leq 8.0$ мы считаем $M_s \approx M_w$. В каталоге 487 событий с моментными магнитудами в диапазоне $5.2 \leq M \leq 8.0$, которые мы считаем как M_s .

Когда $M \leq 5.1$, $M_w \approx M_l$ подход несколько иной. Для 175 событий с $M \leq 5.1$ мы считаем магнитуду как M_l и пересчитываем по формуле (3) для получения поверхностных волн.

Когда $M \geq 8$, магнитуда $M_s = M_w$ Таких событий в каталоге только 2 :

1920-12-16 землетрясение Хайюань $M_s = 8.5$

1950-08-15 землетрясение Дзаю $M_s = 8.6$

В результате обработки данных по формуле (1) рассчитывается энергия каждого события. На этой основе была оценена совокупность выделившейся в регионе энергии по годам с 1900 по 2015 гг. (табл. 4). В ней отсутствуют записи 1969, 1949, 1942, 1941, 1940, 1939, 1938, 1931, 1925, 1921, 1919, 1918, 1914, 1913, 1912, 1910, 1909, 1907, 1906, 1905, 1904, 1903, 1902, 1901 и 1900 годов, поэтому в таблице 4 показана энергия = 0. Таким образом, исторические землетрясения Китая не отражены в каталогах USGS.

Совокупность энергии по годам с 1900 по 2015 гг.

2015	2014	2013	2012	2011	2010
4. 10778E+16	2. 14668E+15	1. 35365E+15	5. 33962E+14	1. 60456E+15	1. 95065E+15
2009	2008	2007	2006	2005	2004
1. 02517E+15	5. 33447E+16	3. 35608E+14	2. 46086E+14	3. 92167E+14	5. 54278E+14
2003	2002	2001	2000	1999	1998
6. 13461E+14	2. 52137E+14	3. 23289E+16	5. 61505E+14	7. 54386E+14	4. 59991E+14
1997	1996	1995	1994	1993	1992
1. 15788E+16	2. 39128E+15	3. 80672E+14	5. 09178E+14	1. 2609E+15	4. 55752E+14
1991	1990	1989	1988	1987	1986
1. 59759E+15	2. 79373E+15	1. 04675E+15	1. 88787E+15	3. 00484E+14	9. 84163E+14
1985	1984	1983	1982	1981	1980
4. 5648E+14	5. 62547E+14	2. 26391E+14	7. 60203E+14	1. 25133E+15	1. 06563E+15
1979	1978	1977	1976	1975	1974
3. 28257E+14	2. 6193E+14	1. 23508E+15	5. 83814E+15	2. 96544E+15	1. 4929E+15
1973	1972	1971	1970	1969	1968
1. 07216E+16	5. 58885E+13	2. 02867E+14	1. 58489E+13	0	1. 58489E+13
1967	1966	1965	1964	1963	1962
4. 19726E+14	1. 70567E+15	8. 93367E+13	1. 09214E+15	7. 19166E+14	7. 90527E+14
1961	1960	1959	1958	1957	1956
3. 04143E+14	3. 17396E+14	1. 14565E+14	3. 63709E+14	3. 14284E+14	1. 36597E+14
1955	1954	1953	1952	1951	1950
4. 36561E+15	3. 60075E+15	1. 00138E+15	9. 30488E+15	2. 38518E+16	5. 03865E+17
1949	1948	1947	1946	1945	1944
0	2. 99621E+15	1. 16016E+16	2. 51189E+14	2. 51189E+14	1. 35481E+15
1943	1942	1941	1940	1939	1938
3. 98107E+15	0	0	0	0	0
1937	1936	1935	1934	1933	1932
3. 23752E+16	3. 70795E+15	4. 80706E+14	6. 70768E+16	6. 33136E+15	4. 46684E+16
1931	1930	1929	1928	1927	1926
0	3. 54813E+14	0	1. 25893E+14	2. 23872E+16	1. 77828E+14
1925	1924	1923	1922	1921	1920
0	6. 33115E+15	1. 99526E+15	1. 77828E+14	0	3. 56521E+17
1919	1918	1917	1916	1915	1914
0	0	1. 41254E+15	1. 99526E+15	3. 54813E+14	0
1913	1912	1911	1910	1909	1908
0	0	3. 54813E+14	0	0	4. 11575E+15
1907	1906	1905	1904	1903	1902
0	0	0	0	0	0
1901	1900				
0	0				

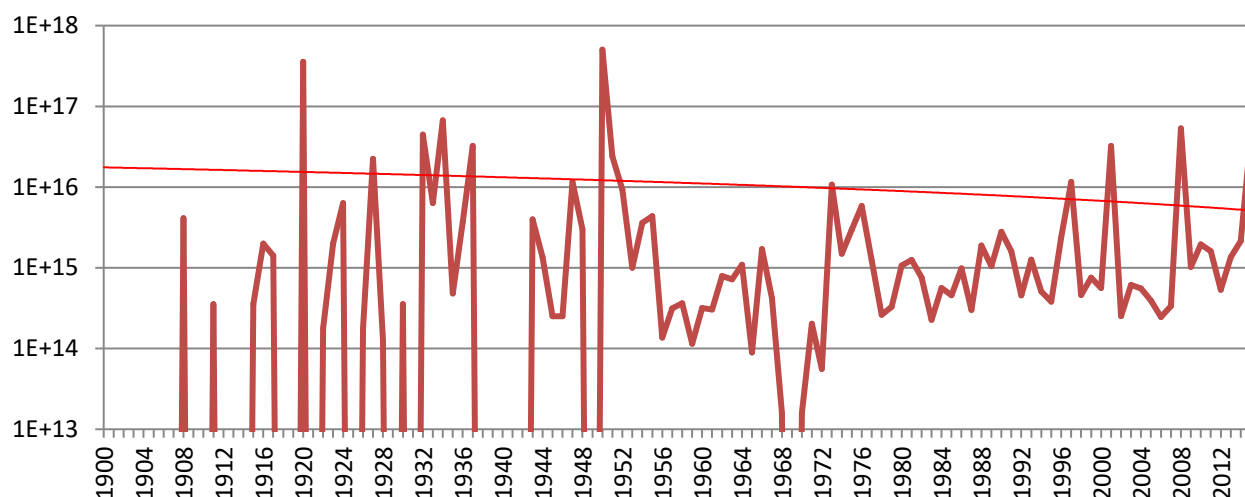


Рис. 44. График совокупности выделившейся сейсмической энергии по годам с 1900 по 2015 гг. (данные USGS, толстая красная линия - совокупности сейсмической энергии по годам, тонкая красная линия - тенденция)

По графику совокупности выделившейся сейсмической энергии, построенному по данным каталога USGS (рис. 44) тоже видно две большие и две малые сейсмические активизации. Первая активизация с 1920 года по 1937 года, продолжалась около 20 лет. Вторая активизация с 1947 года по 1955 года, продолжалась около 10 лет. Затем в период 1973-1975 гг. проявилась малая сейсмическая активизация. Вторая большая активизация и малая сейсмическая активизация совпадают с сейсмической активизацией, отмечающейся для всего мира в 1950-1970 гг. [Лутиков, Рогожин, 2014; Deng Qidong, 2012]. Далее отмечается сейсмическое затишье протяженностью около 25 лет. Затем проявились три пика новой активизации, начиная с 2001 года, которые обеспечили Куьнлуьское 2001 г., Вэньчуаньское 2008 г. и Непальское (Горкха) 2015 г. землетрясения. Эти сейсмические события определили сейсмическую активизацию в начале 21 века. Она совпадает с мировой сейсмической

активизацией в начале 21 века, выявленной в публикациях [Лутиков, Рогожин, 2014; Deng Qidong, 2012]. Розовая линия тенденции тоже показывает, что совокупности выделившейся сейсмической энергии по годам имеют значительную тенденцию уменьшения. Проведенный анализ показал, что по данным каталога USGS активизация в начале 21-го века пока проявилась не очень отчетливо. На рисунке 44 наблюдается тенденция уменьшения высвобождения энергии, что говорит о большой вероятности крупных землетрясений в будущем в связи с отклонением линии тренда от прямой, для поддержания баланса высвобождения энергии.

Далее объединим данные каталогов CENC&CEA и USGS (рис. 45) и проанализируем материалы полученной таблицы 5.

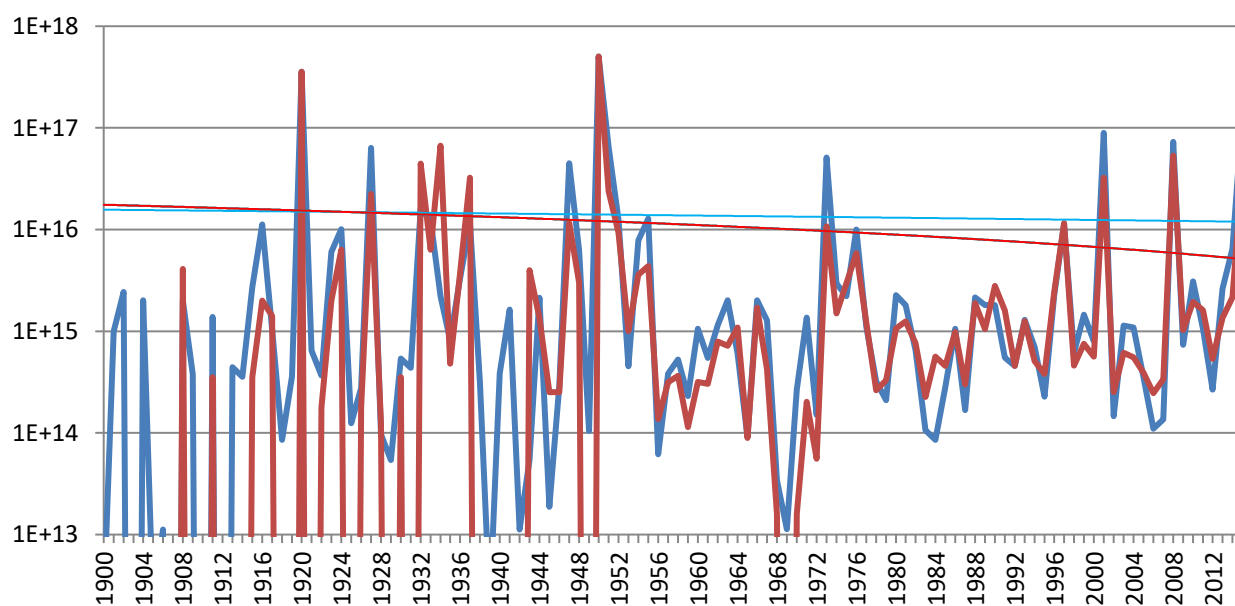


Рис. 45. График совокупности выделившейся сейсмической энергии по годам с 1900 по 2015 гг. (синяя линия - данные CENC&CEA, голубая линия - тенденция событий CENC&CEA; красная линия - данные USGS, розовая линия - тенденция событий USGS)

На графике высвобождения сейсмической энергии (рис.45) мы видим, что совокупности выделившейся сейсмической энергии по годам в каталоге CENC&CEA в целом больше совокупности выделившейся сейсмической энергии каталога USGS. В китайском каталоге более детально записаны все землетрясения, особенно события на Тибете с 1970 года по 2015 год. Другой особенностью несоответствия сейсмологических материалов этих каталогов является регистрация землетрясений на больших расстояниях, использование разных сейсмических инструментов и разных методов обработки данных, что привело к более низким значениям при оценке магнитуды по материалам USGS [Liu Ruifeng et al. 2006].

Сопоставим две кривых совокупности выделившейся сейсмической энергии по годам. Основные выводы при этом не меняются. По собранным данным построен график выделения сейсмической энергии в регионе (рис.45). На рисунке видно проявление трех крупных сейсмических активизаций и одной малой. Первая активизация с 1916 года по 1937 год, продолжалась около 20 лет. Вторая активизация с 1947 года по 1955 год продолжалась около 10 лет. Затем в период 1973-1975 гг. проявилась малая сейсмическая активизация. Вторая активизация и малая сейсмическая активизация совпадают с сейсмической активизацией, отмечающейся для всего мира в 1950-1970 гг. [Лутиков, Рогожин, 2014; Deng Qidong, 2012]. Далее установилось сейсмическое затишье протяженностью около 25 лет. Затем проявились три пика новой активизации, начиная с 2001 года, связанные с Куньлуньским 2001 г., Вэньчуаньским 2008 г. и Непальским (Горкха) 2015 г. землетрясениями.

Совокупность энергии по годам с 1900 по 2015 гг.

ЛЕТ	2015	2014	2013	2012	2011	2010
CEA&CENC	1.41984E+17	6.47265E+15	2.60784E+15	2.66737E+14	1.05696E+15	3.09591E+15
USGS	4.10778E+16	2.14668E+15	1.35365E+15	5.33962E+14	1.60456E+15	1.95065E+15
ЛЕТ	2009	2008	2007	2006	2005	2004
CEA&CENC	7.36868E+14	7.27447E+16	1.36091E+14	1.10127E+14	3.54019E+14	1.091E+15
USGS	1.02517E+15	5.33447E+16	3.35608E+14	2.46086E+14	3.92167E+14	5.54278E+14
ЛЕТ	2003	2002	2001	2000	1999	1998
CEA&CENC	1.13533E+15	1.45638E+14	8.93609E+16	7.97418E+14	1.45525E+15	6.15437E+14
USGS	6.13461E+14	2.52137E+14	3.23289E+16	5.61505E+14	7.54386E+14	4.59991E+14
ЛЕТ	1997	1996	1995	1994	1993	1992
CEA&CENC	1.13439E+16	2.23605E+15	2.27022E+14	6.99011E+14	1.29801E+15	4.55248E+14
USGS	1.15788E+16	2.39128E+15	3.80672E+14	5.09178E+14	1.2609E+15	4.55752E+14
ЛЕТ	1991	1990	1989	1988	1987	1986
CEA&CENC	5.5226E+14	1.80498E+15	1.80498E+15	2.15272E+15	1.67051E+14	1.0546E+15
USGS	1.59759E+15	2.79373E+15	1.04675E+15	1.88787E+15	3.00484E+14	9.84163E+14
ЛЕТ	1985	1984	1983	1982	1981	1980
CEA&CENC	2.821E+14	8.5506E+13	1.0617E+14	6.51431E+14	1.80693E+15	2.26138E+15
USGS	4.5648E+14	5.62547E+14	2.26391E+14	7.60203E+14	1.25133E+15	1.06563E+15
ЛЕТ	1979	1978	1977	1976	1975	1974
CEA&CENC	2.10249E+14	3.21209E+14	1.1128E+15	9.98374E+15	2.20714E+15	2.94623E+15
USGS	3.28257E+14	2.6193E+14	1.23508E+15	5.83814E+15	2.96544E+15	1.4929E+15
ЛЕТ	1973	1972	1971	1970	1969	1968
CEA&CENC	5.09565E+16	1.50599E+14	1.36475E+15	2.67494E+14	1.12602E+13	3.43116E+13
USGS	1.07216E+16	5.58885E+13	2.02867E+14	1.58489E+13	1	1.58489E+13
ЛЕТ	1967	1966	1965	1964	1963	1962
CEA&CENC	1.27529E+15	2.01755E+15	9.07089E+13	6.05563E+14	2.01928E+15	1.14472E+15
USGS	4.19726E+14	1.70567E+15	8.93367E+13	1.09214E+15	7.19166E+14	7.90527E+14
ЛЕТ	1961	1960	1959	1958	1957	1956
CEA&CENC	5.44868E+14	1.05876E+15	2.30491E+14	5.25548E+14	3.84452E+14	6.16818E+13
USGS	3.04143E+14	3.17396E+14	1.14565E+14	3.63709E+14	3.14284E+14	1.36597E+14
ЛЕТ	1955	1954	1953	1952	1951	1950
CEA&CENC	1.28043E+16	7.84056E+15	4.53383E+14	1.25495E+16	6.53898E+16	5.03257E+17
USGS	4.36561E+15	3.60075E+15	1.00138E+15	9.30488E+15	2.38518E+16	5.03865E+17
ЛЕТ	1949	1948	1947	1946	1945	1944
CEA&CENC	1.04375E+14	6.18089E+15	4.49843E+16	2.87784E+14	1.88389E+13	2.13396E+15
USGS	0	2.99621E+15	1.16016E+16	2.51189E+14	2.51189E+14	1.35481E+15
ЛЕТ	1943	1942	1941	1940	1939	1938
CEA&CENC	5.40631E+13	1.12202E+13	1.63726E+15	3.86296E+14	1.99526E+12	3.19688E+14
USGS	3.98107E+15	0	0	0	0	0
ЛЕТ	1937	1936	1935	1934	1933	1932
CEA&CENC	1.16871E+16	3.3016E+15	8.17298E+14	2.20775E+15	1.24561E+16	1.59421E+16
USGS	3.23752E+16	3.70795E+15	4.80706E+14	6.70768E+16	6.33136E+15	4.46684E+16
ЛЕТ	1931	1930	1929	1928	1927	1926
CEA&CENC	4.35334E+14	5.39101E+14	5.40631E+13	9.67138E+13	6.33265E+16	2.76995E+14
USGS	0	3.54813E+14	0	1.25893E+14	2.23872E+16	1.77828E+14
ЛЕТ	1925	1924	1923	1922	1921	1920
CEA&CENC	1.24778E+14	1.00656E+16	6.03628E+15	3.66034E+14	6.44608E+14	3.5747E+17
USGS	0	6.33115E+15	1.99526E+15	1.77828E+14	0	3.56521E+17
ЛЕТ	1919	1918	1917	1916	1915	1914
CEA&CENC	3.57651E+14	8.55361E+13	1.03162E+15	1.1237E+16	2.70489E+15	3.56809E+14
USGS	0	0	1.41254E+15	1.99526E+15	3.54813E+14	0
ЛЕТ	1913	1912	1911	1910	1909	1908
CEA&CENC	4.44167E+14	0	1.38644E+15	0	3.77254E+14	2.00648E+15
USGS	0	0	3.54813E+14	0	0	4.11575E+15
ЛЕТ	1907	1906	1905	1904	1903	1902
CEA&CENC	0	1.12202E+13	1.99526E+12	2.0177E+15	0	2.42575E+15
USGS	0	0	0	0	0	0
ЛЕТ	1901	1900				
CEA&CENC	1E+15	1.99526E+12				
USGS	0	0				

Эти землетрясения определили сейсмическую активизацию в начале 21-го века. Она также совпадает с мировой сейсмической активизацией в начале 21-го века, выявленной в работах [Лутиков, Рогожин, 2014; Deng Qidong, 2012]. По двум линиям тенденции тоже видно, что совокупности выделившейся сейсмической энергии по годам имеют тенденцию уменьшения. Очевидно, что по данным каталога USGS активизация в начале 21-го века ещё продолжается. Сравнение в масштабах обычного и геологического времен показывает наличие большой вероятности возникновения крупных землетрясений в будущем, учитывая поддержание баланса высвобождения энергии.

5.3. Циклы мировой сейсмической активизации

В последние годы, много крупных землетрясений последовательно произошли на многих активных границах тектонических плит и в активных зонах разломов внутреннего континента. Основными характеристиками являются высокая магнитуда, высокая частота, непрерывная выделяемая сейсмическая энергия в течение короткого времени.

Землетрясения происходят не только в краевой зоне Тихоокеанской тектонической плиты, но и внутри континентов на границах плит. Например, в Средиземноморско-Гималайском поясе (на границе Индостанской и Евразийской плит). Землетрясения, приуроченные к тектоническим поясам границ плит и внутри континента, характеризуются синхронностью и явно связаны друг с другом во времени.

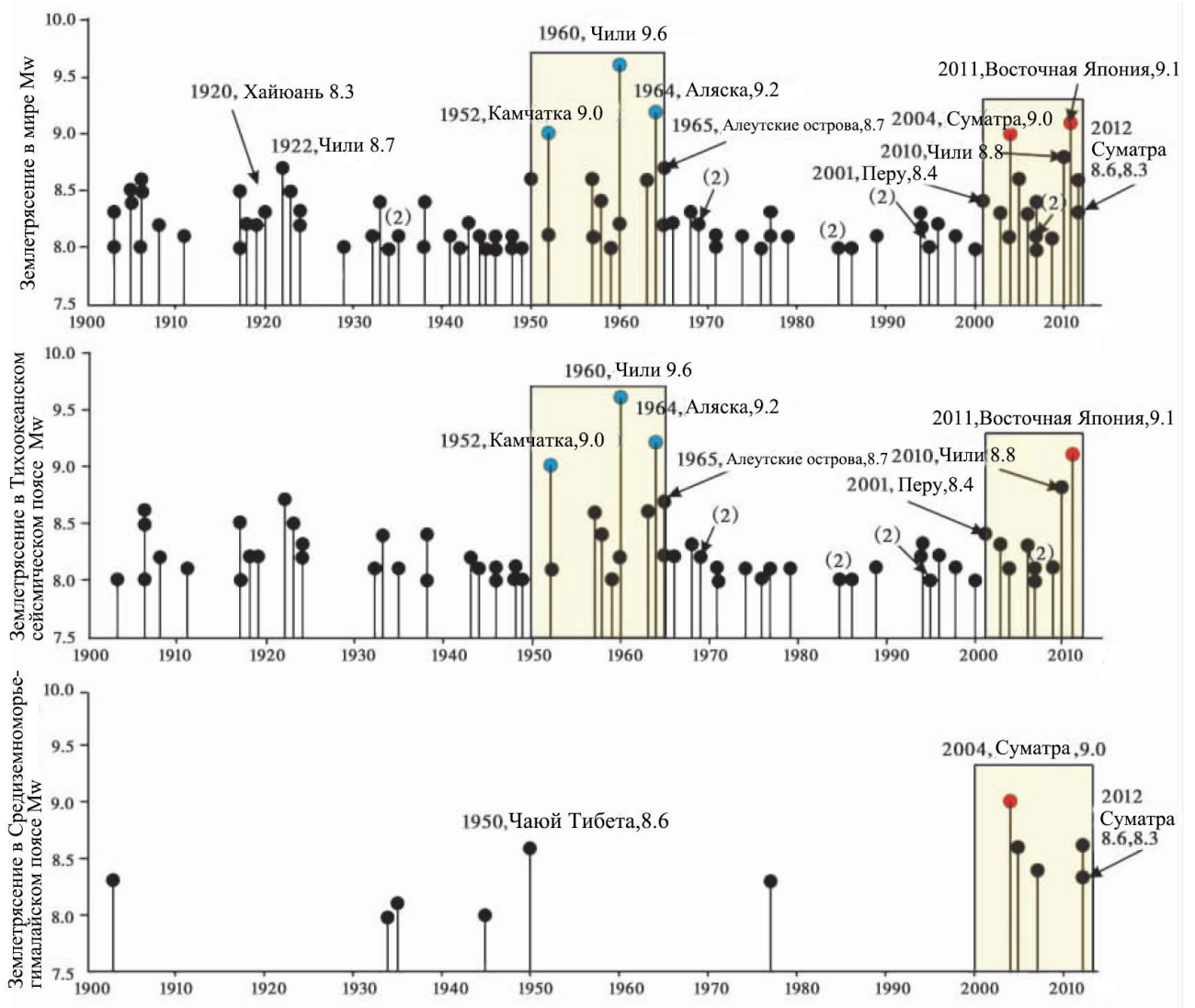


Рис. 46. M_w - T графики мировых землетрясений с $M_w \geq 8.0$ с 1900 года.

Красные кружки – землетрясения с $M_w \geq 9.0$ 2001-2012 гг., синие кружки - землетрясения с $M_w \geq 9.0$ в 1950-1965 годах, значек (2) показывает, что в том же году два землетрясения имеют одинаковую магнитуду [Deng Qidong, 2012]

На рисунке 46 видно, что после землетрясения 2001 года в Перу с M_w 8.4 в Тихоокеанском сейсмическом поясе и в Средиземноморско-Гималайском поясе (на границе Индостанской и Евразийской плит) произошло 15 событий с магнитудой $M_w \geq 8.0$, в том числе в 2004 году землетрясение на Суматре с M_w 9.0, в 2011 г. землетрясение на северо-востоке Японии с M_w 9.1, в 2010 г. Чилийское землетрясение с M_w 8.8 и два землетрясения на Суматре с M_w 8.6.

Величина деформации измеряется 9.5×10^{18} Дж, скорость разгрузки натяжения 7.9×10^{17} Дж/г.

Стоит отметить, что это явление кластеризации огромных землетрясений также происходило в 1950-х и 1960-х годах. Во время пика сейсмической активности, начиная с 1950 года, в Тибете Китая произошло землетрясение Чайю M_w 8.6, на окончании пика в 1965 г. возникло землетрясение на Алеутских островах с M_w 8.7. В течение 16 лет имело место более 13 крупных землетрясений с магнитудой $M_w \geq 8.0$. В том числе землетрясение с магнитудой $M_w \geq 9.0$: на Аляске 1964 года M_w 9.2 на Камчатке и Северных Курилах 1952 года с M_w 9.0. Кроме того, имело место четыре землетрясения с M_w 8.6-8.7 в районе Чайю и на Алеутских островах. Общая оценка деформации составляет 2.5×10^{19} Дж, скорость высвобождения деформации 1.6×10^{18} Дж/г. На рисунке 46 показаны две группы сильных землетрясений, произошедших в Тихоокеанском сейсмическом поясе и в Средиземноморско-Гималайском поясе (на границе Индостанской и Евразийской плит). Кроме того, с 1900 года произошли пять землетрясений $M_w \geq 9.0$, которые приурочены к двум основным пикам сейсмической активности [Deng Qidong, 2012]

В работе [Лутиков, Рогожин, 2014] дополнительно был отмечен еще один большой пик сейсмической активности, связанный с историей сейсмических наблюдений в конце XIX – начале XX веков, который длился приблизительно 15–20 лет. Известны сильнейшие сейсмические события, последовательно случившиеся на Тянь-Шане в 1889 г. с $M = 8.3$ и в 1911 г. с $M = 8.2$; на Аляске в 1899 г. с $M = 8.0$; в Западной Туркмении в 1895 г. с $M = 8.0$; в Кашгарии в 1902

г. с $M = 8.2$; в Северной Монголии в 1905 г. с $M = 8.2$ ($M_w = 8.0$); в районе Сан-Франциско, Калифорния, в 1906 г. с $M = 8.3$ ($M_w = 7.7$); в западном Китае в 1906 г. с $M = 8.3$; в Колумбии в 1906 г. с $M_w = 8.6$ и др.

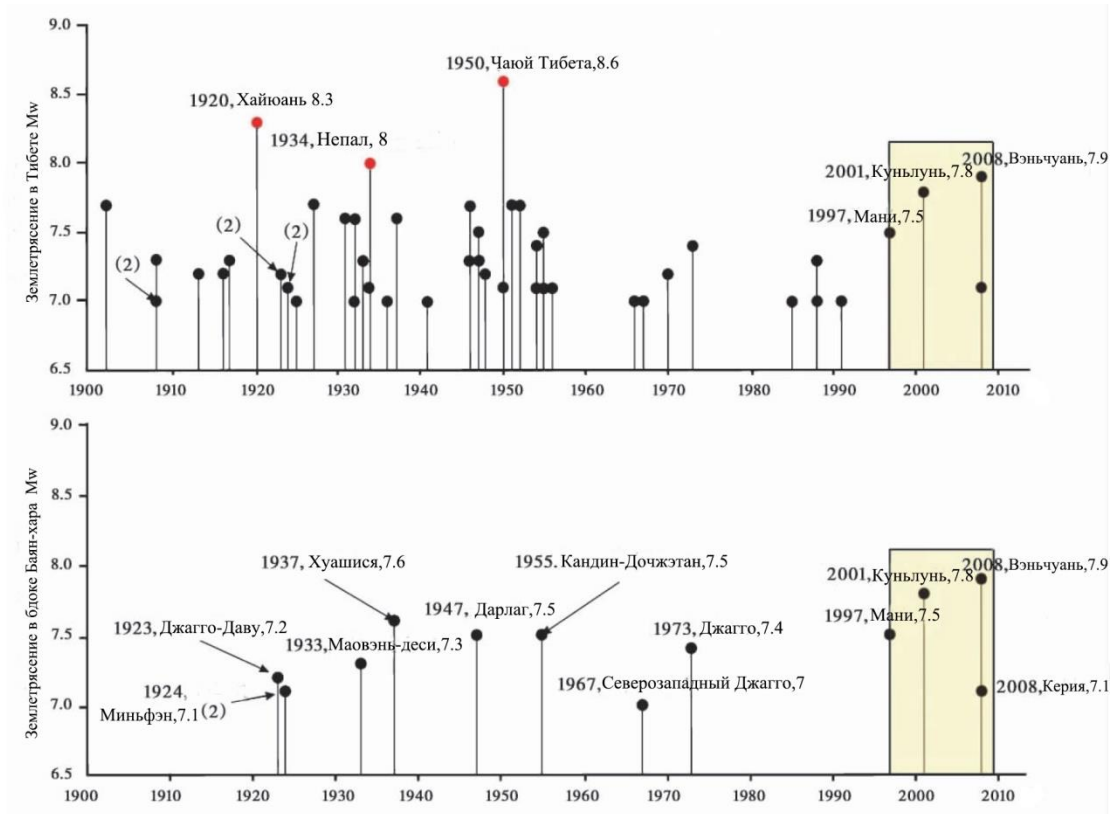


Рис.47. Плато Тибета - Блок Баян-Хара: $M_w - T$ графики ($M_w \geq 7.0$, 1900-2012 гг.) [Deng Qidong, 2012]

На рисунке 47 приведены землетрясения Тибетского нагорья с 1900 года с магнитудой более 7,0 [Deng Qidong, 2012]. Сейсмические события разных периодов и в различных зонах региона имеют разную сейсмическую активность. На плато с 1997 года произошли землетрясения с магнитудой больше 7,0 в основном в центральной части Цинхай-Тибетского террейна на периферии граничной зоны разлома блока Баян-Хара, но и в южной области плато

происходили землетрясения магнитудой 6-7 [Deng Qidong et al., 2009, 2010]. Начиная с 1997 года, на периферии активной зоны разлома блока Баян-Хара произошли землетрясения с магнитудой $M_w \geq 7.0$: 1997 г. землетрясение Мани (M_w 7.5), 2001 г. Куньлуньское землетрясение (M_w 7.8), 2008 г. Вэньчуаньское землетрясение (M_w 7.9) и Керня землетрясение (M_w 7.1), в 2010 г. в Юйшу землетрясение (M_s 7.1, и M_w 6.9). Кинематические характеры очагов этих землетрясений совпадают с кинематическими характерами зон разломов самого тектонического пояса. Например, очаги землетрясений Юйшу, Мани и Куньлуньское являются сдвигами, а Вэньчуаньское и Лушаньское землетрясения являются взбросо-надвигами со сдвиговой компонентой. За тот же период, на юге Цинхай-Тибетского нагорья было несколько землетрясений $M_w < 7.0$, таких как Паньчжихуа, Гердзе, Шигадзе, Лицзян и Гэнма. Поэтому было выказано предположение, что в Цинхай-Тибетском нагорье в юго-восточной части ожидается землетрясение с магнитудой около 7. Произошедшее в 2011 году землетрясение на границе между Китаем и Бирмой с магнитудой $M_w = 7.0$ подтвердило этот прогноз [Deng Qidong, 2009, 2010].

5.4. Выводы

По материалам каталогов двух стран в настоящее время Тибет находится в состоянии сейсмической активизации. Линии тенденции показывают, что совокупности выделившейся сейсмической энергии по годам имеет тренд уменьшения. Это значит, что по данным каталога USGS активизация в начале 21-ом века ещё продолжается. Есть вероятность возникновения сильного

землетрясения в связи с тенденцией стабильного высвобождения энергии землетрясений

С 1900 года по 2015 год наблюдаются три крупных сейсмических активизации, и 1 малая сейсмическая активизация. Первая активизация с 1916 года по 1937 год продолжалась около 20 лет. Вторая активизация с 1947 года по 1955 год продолжалась около 10 лет. Затем в период 1973-1975 гг. проявилась малая сейсмическая активизация. Вторая большая активизация и малая сейсмическая активизация совпадают с сейсмической активизацией, отмечающейся для всего мира в 1950-1970 гг. [Лутиков, Рогожин, 2014; Deng Qidong, 2012].

Далее отмечается сейсмическое затишье протяженностью около 25 лет. Затем проявились три пика новой активизации, начиная с 2001 года: Куьнлуньское 2001 г., Вэньчуаньское 2008 г. и Непальское (Горкха) 2015 г. землетрясения. Эти землетрясения определили сейсмическую активизацию в начале 21 века. Она совпадает с мировой сейсмической активизацией в начале 21 века, выявленной в работах [Лутиков, Рогожин, 2014; Deng Qidong, 2012].

Совокупности выделившейся сейсмической энергии по годам в каталоге CENC&CEA в целом больше совокупности выделившейся сейсмической энергии каталога USGS. Может быть в китайском каталоге более полноценно и более детально представлены все землетрясения. Особенно в каталоге CENC хорошо записаны все события в Тибете с 1970 года по 2015 год. Другой особенностью несоответствия сейсмологических материалов является регистрация на больших расстояниях, использование разных сейсмических

инструментов и разных методов обработки данных, что привело к более низким значениям при оценке магнитуды [Liu Ruifeng et al. 2006].

По сравнению с мировыми сейсмическими активизациями, основные активизации в Тибете совпадают с мировыми пиками сейсмической активности. Но активизации в Тибете тоже имеет свою особенность. Первая большая активизация в Тибете с 1916 года по 1937 год не совпадает с мировой сейсмической активизацией, так же, как и с другой мировой сейсмической активизации в 1950-х и 1960-х годах [Deng Qidong, 2012]. Ещё малая сейсмическая активизация 1973-1975 гг. имела место позже мировой сейсмической активизации в 1950-1960-х годах. Между второй большой активизацией в Тибете с 1947 года по 1955 год и малой сейсмической активизацией в период 1973-1975 гг. появилось небольшое сейсмическое затишье.

Три пика новой активизации, начиная с 2001 года, определили сильную сейсмическую активизацию в начале 21 века. В работе показано, что по настоящее время сейсмическая активизация в Тибете концентрируется в зонах разломов на периферии блока Баян-Хара и ещё может продолжаться в будущем.

Глава 6. Географическая миграция очагов во времени

6.1. Миграция очагов сильнейших землетрясений

Миграция является одной из основных характеристик взаимосвязи землетрясений во времени и пространстве. Поскольку Ч. Рихтером [Richiter, 1958] и К. Моги [Mogi, 1968] были опубликованы отчеты о сейсмической миграции на Тихоокеанском побережье и в зоне Северо-Анатолийского разлома. Представления о реальности появлений сейсмической миграции постепенно были приняты научной общественностью. Другими исследователями были изучены проявления миграции землетрясений Европы, Японии и других регионов [Zhao Genmo, Yao Lanyu, 1997].

В исследованиях распределения землетрясений во времени и пространстве все больше и больше ученых заметили явление миграции землетрясений, в том числе миграции сейсмической активизации в пределах разных зон. Миграция землетрясений наблюдалась вдоль зоны крупного разлома или в пределах большой сейсмогенерирующей зоны, или в одной и той же зоне, но в пределах различных ее отрезков. С накоплением материалов наблюдений различных сейсмогенных деформаций ученые отметили также связь между строением земной коры и картой деформационной миграции и, собственно, сейсмической миграцией. Была предложена идея, что перед деформацией, которая наблюдается в высокомагнитудной потенциальной зоне землетрясения, скорость деформации при сейсмической миграции в земной коре позволяет рассчитать время, когда в передовой части границы литосферной плиты начнутся сейсмогенные деформации.

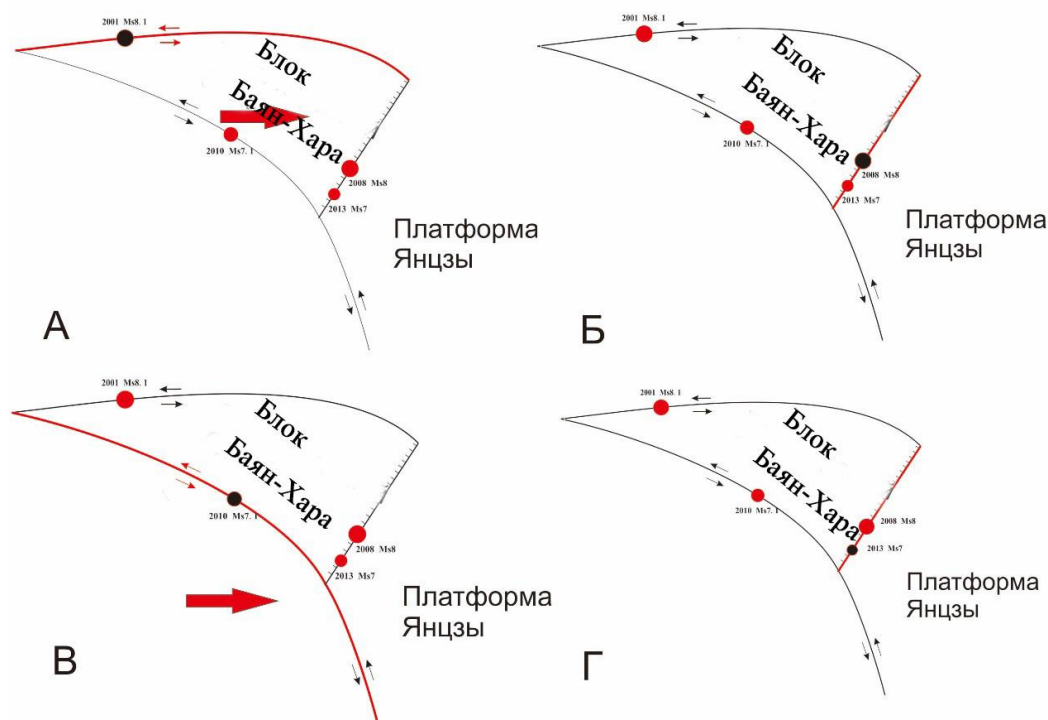


Рис.48. Схема смещений по разломам, происходящих во время возникновения четырех землетрясений на границах блока Баян-Хара. Красные кружки — эпицентры землетрясений, черные линии — разломы, черные кружки — эпицентры активных землетрясений на данном этапе, красные линии — активные разломы на данном этапе. Большая красная стрелка — направление распространения энергии.

Рис. 48-А – в момент Куньлуньского землетрясения 14.11.2001 г. с $M_s=8.1$ по Восточно-Куньлуньскому разлому проявился чистый левый сдвиг;

Рис. 48-Б - в момент Вэньчуаньского землетрясения 12.05.2008 г. с $M_s=8$, по зоне разломов Лунмэньшань проявился правосторонний взбросо-сдвиг;

Рис. 48-В - в момент землетрясения Юйшу 14.04.2010 г. с $M_s=7.1$ в зоне Грацзе-Юйшу-Фунхуошаньского разлома проявился чистый левый сдвиг;

Рис. 48-Г – в момент землетрясения Лушань 20.04.2013 г. с $M_s=7$ в зоне разлома Лунмэньшань проявился правосторонний взбросо-сдвиг.

Было предложено также с использованием двуслойных моделей литосферы и вязкоупругой астеносферы провести математический анализ и численное моделирование такого процесса. По данным различных наблюдений скорость миграции землетрясений и деформации земной коры оценивались в диапазоне 1-1000 км/г. Исследования миграции землетрясений и деформации земной коры, с разных точек зрения помогло осознанию структурной деформации и особенности сейсмичности внутри континента, хотя еще не ясны их физические механизмы и закономерности [Wang Shengzu, Zhang Zongehun, 1994]

На схеме смещений по разломам, происходящих во время возникновения четырех землетрясений в начале 21-го века, на границах блока Баян-Хара (рис. 48) видно, что очаги сейсмических событий во времени последовательно охватывали пограничные разломы по сторонам блока с северо-запада на юго-восток (см. рис.47), постепенно ослабевая по энергии.

Важно отметить, что в случае Куньлуньского землетрясения 2001 г. северное крыло активизировавшегося разлома смещалось на запад, а южное крыло двигалось на восток. Южный массив, таким образом, оказал давление на северо-западную границу платформы Янцзы (на зону разломов Лунмэньшань). И через 7 лет после землетрясения Куньлунь случилось Вэньчуаньское сейсмическое событие. Затем возникло землетрясение Юйшу, очаг которого охватил разлом запад-северо-западного простирания, обрамляющий блок Баян-Хара с юго-юго-запада. А в 2013 г. случилось землетрясение Лушань, очаг которого нарастил огромную очаговую область Вэньчуаньского толчка на юго-

запад, вплоть до пересечения Лунмэньшаньской системы разломов с разломом Юйшу.

Деформация литосферного блока Баян-Хара в ходе сейсмической активизации по его границам отражала как бы «выдавливание» блока в направлении от центральной части Тибетского плато в сторону платформы Янцзы. Внутри блока сейсмических толчков не отмечается. Таким образом, блок Баян-Хара сдвигался на восток как единое тело [Xu Zhiqin et al., 2011].

По данным наблюдений GPS [Wang Yanzhao et al., 2008] видно, что быстрые горизонтальные смещения в восточных румбах, характерные для восточной части Тибета, практически прекращаются на границе с платформой Янцзы. В пределах платформы Янцзы горизонтальные смещения ничтожно малы.

На этой контрастной границе, совпадающей с зоной разломов Лунмэньшань, сконцентрировались проявления активизации 2008 и 2013 гг.

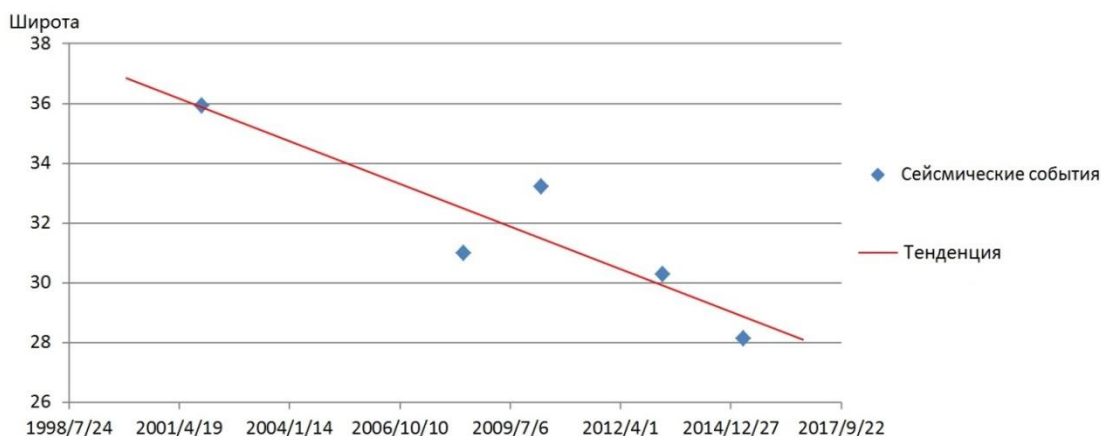


Рис. 49 Пространственно-временная миграция очагов сильнейших землетрясений Восточного Тибета и Гималаев Непала в начале 21-го века.

На рис. 49 показан субмеридиональный график положения пяти

сильнейших землетрясений центрального, восточного Тибета и Гималаев Непала в направлении с севера на юг. На графике видно, что положение эпицентров крупнейших землетрясений 21-го века по времени демонстрируют миграцию с севера на юг.

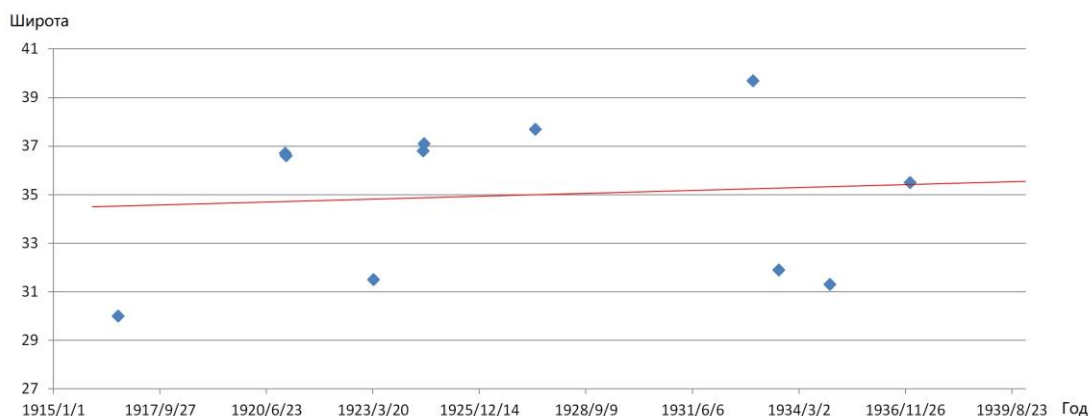


Рис. 50 Пространственно-временная миграция очагов сильнейших землетрясений Восточного Тибета и Гималаев Непала в период с 1915 по 1940 гг. Синняя точка - землетрясение, красная линия - тенденция

График 50 отображает активизацию 1916-1937 годов. Были выбраны данные для восточного Тибета и Гималаев Непала. Общее количество событий - 11, в том числе 2 землетрясения с магнитудой $M_s \geq 8$, 4 землетрясения с магнитудой $7.5 \leq M_s < 8$ и 5 землетрясений с магнитудой $7 \leq M_s < 7.5$. На рисунке 50 видно, что события с магнитудой $M_s \geq 7$ в этот период характеризуется не вполне отчетливо выраженной миграцией на север, не совпадающей с направлением миграции очагов сильных землетрясений в начале 21-ого века.

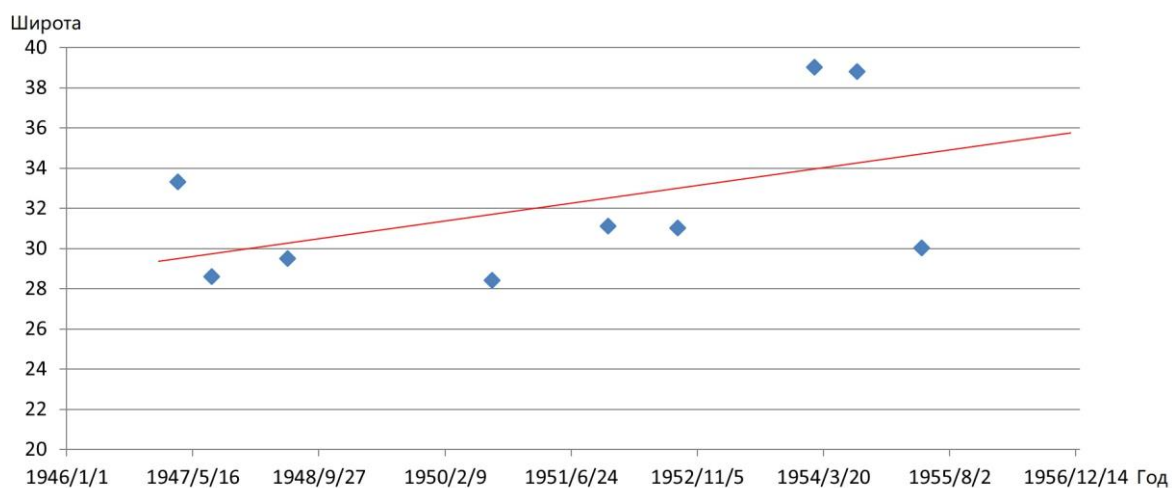


Рис. 51. Пространственно-временная миграция очагов сильнейших землетрясений Восточного Тибета и Гималаев Непала в 1946-1955 гг. Синняя точка - землетрясение, красняя линия-тенденция.

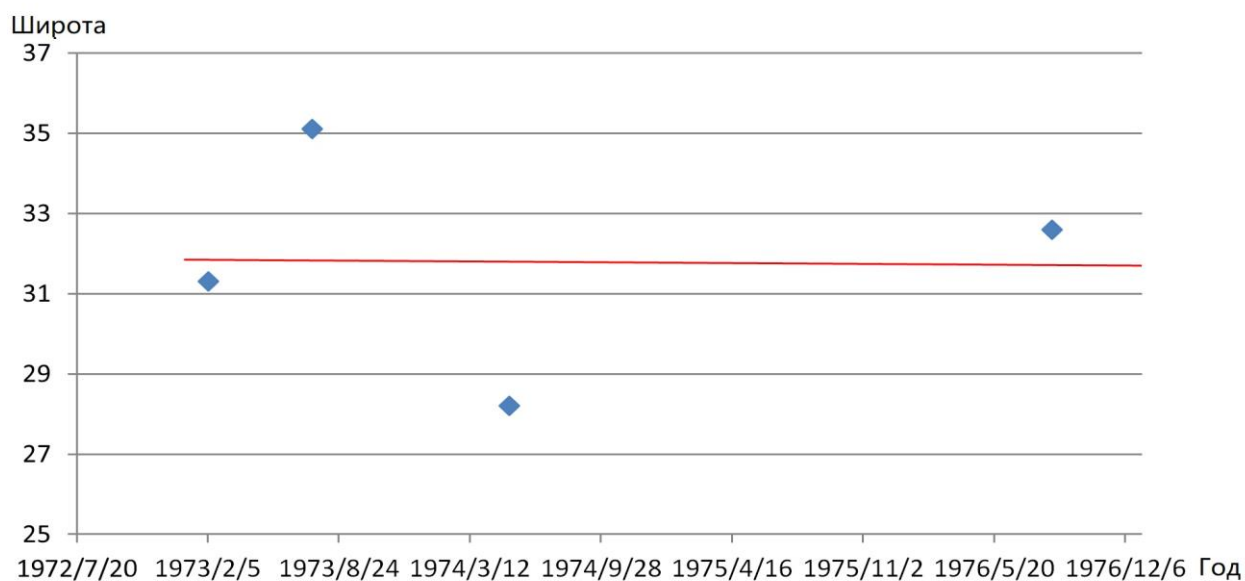


Рис. 52. Пространственно-временная миграция очагов сильнейших землетрясений Восточного Тибета и Гималаев Непала с начала 1973 г. по 1976 г. Синняя точка - землетрясение, красняя линия - тенденция

Был составлен график (рис. 51) активизации очагов землетрясений 1947-

1955 годов. В каталоге насчитывается 9 событий: 2 землетрясения с магнитудой $M_s \geq 8$, 4 землетрясения с магнитудой $7.5 \leq M_s < 8$ и 3 землетрясения с магнитудой $7 \leq M_s < 7.5$. На рисунке 51 видно, что события с магнитудой $M_s \geq 7$ характеризуются миграцией на север, в целом не совпадающей с миграцией больших землетрясений в начале 21-ого века. А если выбрать землетрясения с магнитудой $M_s \geq 7.5$, то из графика видно, что их эпицентры мигрируют на юг, что совпадает с миграцией сильнейших землетрясений в начале 21-го века.

Далее был составлен график активизации 1973-1976 годов. Были проанализированы землетрясения с магнитудой $M_s \geq 7$, в том числе 1 землетрясение с магнитудой $7.5 \leq M_s < 8$ и 4 землетрясения с магнитудой $7 \leq M_s < 7.5$. На рисунке 52 видно, что события с магнитудой $M_s \geq 7$ характеризуются отсутствием миграции.

6.2. Крупные миграции землетрясений 20-го века

Данные из каталогов с 1900 года показывают, что в первой половине 20-го века миграция больших землетрясений континентальной территории Восточной Азии произошла в ее западной части. Сейсмическая деятельность была связана с тектоническими движениями в Гималаях и в пределах других плит в следующих трех областях.

6.2.1. Памиро-Байкальский пояс

Данный пояс простирается с северо-востока на юго-запад. Общая его длина около 5500 км. Он представляет собой современный самый сейсмоактивный и подвижный пояс земной коры, расположенный на юге

Сибири и в Центральной Азии. В его пределах произошло множество крупных землетрясений. Их механизмы обычно представляет собой сбросо-сдвиги. Направление напряжения перпендикулярно к линии простирания пояса, скорость тектонического движения до 20-60 мм/г. В период с 1905 по 1957 гг. очаги землетрясений мигрировали два раза. Первый раз в 1905-1907 годах, с северо-востока на юго-запад. Скорость движения достигала 1500 км/г, что является до сих пор максимальной скоростью миграции очагов сильнейших землетрясений. Второй раз, в 1907-1957 годах – в направлении с юго-запада на северо-восток. Скорость смещения очагов составила 110 км/г. Разница скорости второй, обратной миграции меньше, чем в течение первой примерно в 14 раз.

6.2.2. Гималайский пояс

Данный пояс простирается в ЗСЗ направлении. Как было показано выше, он имеет в плане дугообразную форму и длину около 2500 км. Землетрясения больших магнитуд связаны обычно с надвигами Гималаев в сторону Индостанской плиты. Горизонтальное напряжение сжатия перпендикулярно к линии простирания пояса, средняя скорость смещений - 60 км/г. В 1905-1950 годах наблюдалась миграция землетрясений с магнитудами $M \geq 8$ с запада на восток со скоростью 55 км/г.

6.2.3. Суматра-Монгольский пояс

В 1935-1957 годах с Суматры на север, через Андаманские острова, западную часть Мьянмы и Дзаю-Медог Китая, Тибета до западной Монголии происходила миграция очагов крупных землетрясений ($M \geq 7,9$) [Mogi, 1968]. Общая длина полосы миграции 4600 км. В первой половине периода

сейсмической миграции очаги землетрясений располагались вдоль восточной границы Индостанской и Австралийской литосферных плит. Во второй половине - очаги пересекли материковую часть Китая и достигли Монголии. Скорость миграции достигала 205 км/г. В целом скорость тектонических движений в на разных отрезках этого пояса составляет 18-70 мм/г.

Все вышеперечисленные миграционные последовательности синхронны. Особенно это касается Гималайской 1905-1950 гг. и Памиро-Байкальской 1907-1957 гг. миграций.

Суматра-Монгольская последовательность сильнейших землетрясений миграции 1935-1957 годов пересекается с другими и их зоны вместе образуют треугольник вокруг Тибетского нагорья. Подразумевается, что три миграционных пояса имеют механическую взаимосвязь друг с другом. Эти миграции сопоставимы с происходившими в это время, в 40-60 годах миграциями крупных землетрясений вдоль края Тихоокеанской плиты.

Масштабная сейсмическая активизация в континентальной области Китая происходила в 60-70 годах, спустя 10 лет после вышеупомянутых миграций. Возможно, имеются связи между этими миграциями, которые могут дать материал для долгосрочного прогнозирования землетрясений. В связи с этим необходимо более глубоко изучать миграционные процессы сейсмичности.

6.3. Локальная сейсмическая миграция

Активизация в начале 21-го века, как было показано выше, происходит в по периферии литосферного блока Баян-Хара. Она является примером локальной сейсмической миграции.

6.3.1. Пояс центральной части материкового Китая (меридианальный пояс)

Данный пояс является наиболее сейсмоактивной областью внутри материковой части Китая (см. рис. 6). Он имеет близмеридианальное простирание и протяженность примерно 1700 км. Пояс делит материковую часть Китая на восточную и западную половины. Северная часть пояса представлена зоной Хэланьшань-Люпаньшаньских разломов, трассирующей между тектоническими блоками Алашань и Ордос. Южная часть протягивается через систему разломов Сино-Тибетских гор, разделяющих литосферные блоки Канлянь и Сычуань.

С 16-го по 20-й века в пределах этого пояса имели место неоднократные миграции землетрясений с магнитудами $M \geq 7.5$. Это период был разделен на 4 цикла миграции: 1515-1739 гг., 1739-1833 гг., 1833-1920 гг., 1920-1970 гг. Скорость миграции эпицентров в этих циклах составляла 7.5, 11.6, 14.9 и 26.0 км/г соответственно.

Незначительные количества землетрясений отдельно мигрировали в северной и в южной частях пояса. Например, в северной его части в 1143-1932 годах миграция очагов землетрясений $M \geq 6$ может быть разделена на 6 последовательностей со скоростями от 1.7 по 8.7 км/г. В южной части - землетрясения $M \geq 7.0$ мигрировали на юг в 1536-1920 годах со скоростью 1.1 км/г.

Произошедшие в последнее время два крупных землетрясения Вэньчуаньское 12.05.2008 $M_s=8$ и сейсмическое событие Лушань 20.04.2013 г. с $M_s=7$ приурочены к Лумэньшаньском разлому. Очаги этих землетрясений

характеризуются миграцией в южном направлении.

6.3.2. Пояс Сяньшуйхэ

Данный пояс простирается на северо-запад, его длина составляет около 1000 км. Пояс Сяньшуйхэ связан с крупным сдвигом на северо-восточной окраине Тибета с очень высокой сейсмичностью (см. рис. 6). В 1786-1973 годах очаги землетрясений с $M \geq 6$ здесь неоднократно мигрировали. Миграционные сейсмические события можно разделить на четыре серии, три из них характеризовались миграцией на северо-запад со скоростью 16.9-26.4 км/г. А в период одной из них миграция распространялась на юго-восток с более высокой скоростью - около 60 км/г, разница в скорости обратной миграции примерно в 3 раза [Zhao Genmo, Yao lanyu. 1997].

Землетрясение Юйшу 14.04.2010 г. с $M_s=7.1$ произошло в зоне Грацзе-Юйшу-Фунхуошаньского разлома. Этот разлом входит в состав Сяньшуйхэйского пояса.

6.3.3. Куньлуньский пояс

Куньлуньский пояс простирается в запад-северо-западном направлении (см. рис. 6). В 1910-1961 годах проявилась двухсторонняя центростремительная миграция очагов землетрясений, соединившаяся в центре пояса. Запад-северо-западный участок имеет протяженность около 600 км. В 1910-1961 годах землетрясения $M \geq 6$ мигрировали на восток-юго-восток со скоростью 11.7 км/г. Восток-юго-восточный участок простирается на север-северо-запад. Его длина

составляет около 360 км. В 1944-1961 гг. землетрясения $M \geq 6$ мигрировали на северо—северо-запад со скоростью 21 км/г. Очаговые зоны двух этих миграций встретились в середине пояса [Zhao Genmo, Yao lanyu. 1997].

Куньлуньское землетрясение 14.11.2001 г. с $M_s=8.1$, произошедшее в этом поясе, было первым землетрясением с магнитудой больше 8 в Тибете в 21-ом веке.

Сейсмическая активизация в начале 21-ого века началась с Куньлуньского землетрясения, предполагается, что она мигрировала в Непал. Если не считать землетрясение Непала, то все землетрясения (Куньлуньское, Вэньчуаньской, Юйшу и Лушань) происходили по периферии блока Баян-Хара. Также все они расположены вокруг миграционного пояса Сяньшуйхэ. Куньлуньское землетрясение Куньлунь произошло в северной зоне пояса Сяньшуйхэ, а землетрясения Вэньчуаньское, Юйшу и Лушань произошли в средней части пояса Сяньшуйхэ. Современные сейсмические события имеют миграционное направление очагов на юг. В исторических событиях, несмотря на преимущественно северо-западное направление миграции, также выделялись периоды миграции в юго-восточном направлении.

6.4. Выводы

Миграция очагов сильных землетрясений является одной из существенных характеристик сейсмических активизаций. Из пространственно-временного распределения сейсмичности отмечено [Mogi, 1968], что сейсмическая активность в каждом регионе не отдаленно, а тесно связаны друг с другом. Сейсмическая миграция в основном относится к наиболее крупным

землетрясениям, поскольку распределение малых событий достаточно случайно, практически не имеет закономерности.

Акио Ёсида в 1990 г. в соответствии с результатами анализа большого числа землетрясений, полагал, что явление миграции реально существует и отметил, что при сейсмической активизации в тектонических блоках или на их границах очень часто происходят сильные землетрясения, которые, как правило, демонстрируют явление миграции и расширение в определенном направлении.

По результатам пространственно-временного анализа распространения очагов сильнейших землетрясений можно сделать предположение, что в начале 21-го века сейсмическая активизация Тибета носила миграционный характер. Сейсмические события со временем последовательно смещались в направлении с севера на юг, охватив кроме блока Баян-Хара, также восточную часть Тибетского нагорья на границе с платформой Янцзы и, наконец, – Гималаи на границе с Индостанской плитой.

При исследовании трех активизаций с явлениями миграции в 1900-2000 гг. выделяется две крупных активизации с проявлениями миграции очагов в северном направлении и малая активизация в 1973-1976 годах, не сопровождавшаяся миграцией. При малой активизации для исследования возможного процесса миграции не хватает статистически значимого материала. А в ходе двух больших активизаций в 1916-1937 гг. и в 1947-1955 гг., сейсмические события почти по всем графикам (график для событий с магнитудой $M_s \geq 8$, график для событий с магнитудой $M_s \geq 7.5$, график для событий с магнитудой $M_s \geq 7$) проявилась миграция очагов в северном

направлении (рис. 50-51). График миграции эпицентров событий при активизации 1947-1955 годов по толчкам магнитудой $M_s \geq 7.5$, показывает, что наоборот, землетрясения мигрируют на юг. Значит в обычном случае, энергия поступает со стороны Индостанской плиты и распространяется с юга на север. Сейсмическая миграция очагов тоже ориентирована с юга на север.

Почти все землетрясения начала 21-го века происходят на периферии блока Баян-Хара, вокруг миграционного пояса Сяньшуйхэ. И в 1786-1973 годах выделяется 4 периода миграции крупных землетрясений, три из которых имели северное направление, а одна - на юго-восток. В истории также происходили явления миграции очагов в юго-восточном направлении.

Этот вывод не вполне соответствует существующим в последние десятилетия представлениям о сейсмичности и современной геодинамике центрального Тибета. Традиционно считается, что вся энергия, определяющая подъем Тибетского плато и возникновение сейсмических активизаций, приходит извне, от Индостанской плиты, в результате ее движения с юга на север. Землетрясения всегда считались существенным фактором высвобождения тектонической энергии. В начале 21-го века мы наблюдаем иную картину: землетрясения мигрируют в направлении с севера на юг, охватывая восточный Тибет с севера, востока и юга. Таким образом, в свете этих данных сейсмичность может иметь иную геодинамическую причину, чем пододвигание Индостана под Тибет.

Глава 7. Закономерности и причины сейсмической активизации начала XXI века

В соответствии с геодинамическими взглядами сторонников плейт-тектонической концепции 50-60 млн. лет назад Индостанская плита в процессе субдукции и смещения на север ликвидировала океанический бассейн Тетиса, объединившись с Евразийской плитой [Tapponnier et al., 1986, Molnar, 1988]. В области столкновения плит возникла горно-складчатое сооружение Гималаев. В новейшее время Тибетское нагорье, располагающееся непосредственно к северу от Гималаев, испытывает интенсивное поднятие, фиксирующееся до настоящего времени [Dewey, 2005]. Объяснить этот процесс исключительно давлением Индостанской плиты на Евразийскую не представляется возможным, поскольку никакого существенного изменения амплитуды восходящих движений поверхности в направлении с юга на север не фиксируется.

Также с этих позиций нет объяснений распределению гипоцентров сильных землетрясений под поясом Гималаев и Тибетским плато. Практически все заметные сейсмические события имеют глубину гипоцентров 10-35 км. Рассматриваемая территория относится к весьма активной сейсмической зоне, где возникают в основном коровые очаги землетрясений. Никаких признаков субдукционного погружения сейсмоактивного слоя в направлении от Гималаев под южный и центральный Тибет нет.

Проведенные в последние годы сейсмологические и геофизические исследования позволяют высказать предположения о геодинамических

причинах сейсмической активности Тибета.

Под центральной и юго-восточной частями Тибетского плато практически все зарегистрированные в последние десятилетия землетрясения характеризуются сбросовыми фокальными механизмами очагов. При этом ось сжатия субвертикальна, а ось растяжения близгоризонтальна и ориентирована в близширотном направлении [Elliott et al, 2010]. Как было показано выше, очаги, приуроченные к обрамляющим литосферный блок Баян-Хара с севера и юга активным разломам, характеризуются в целом левосдвиговой кинематикой, а на востоке (в зоне разломов Лунмэньшань) правосторонними взбросо-сдвиговыми смещениями.

В южной части Тибета и на западе Куньлуня преобладают субмеридиональные сбросы (см. рис. 4), выраженные на поверхности грабенами [Molnar, Tarronier, 1978]. Для центральной и северной частей Тибета характерны шарнирные левые сбросо-сдвиги широтного и северо-западного простираний, трансформирующиеся к востоку в правые взбросо-сдвиги северо-восточного простирания.

По данным Е.Е. Милановского [1991] в южной части Тибета происходит развитие рифтогенных грабенов - структур, отражающих процесс корового растяжения и ориентированных соответственно в субмеридиональном направлении (на север или север-северо-восток). Это объясняется тем, что под южной и центральной частями Тибета существует крупный мантийный диапир. Его формирование может быть связано с процессами ретроградного метаморфизма в низах коры и толщах верхней мантии [Артюшков, Чехович,

2014]. Внедрение такого тела сопровождается развитием субмеридиональных грабенов и растяжением верхних горизонтов коры. Существование Тибетского плюма подтверждается также материалами публикации [Xu Zhiqin et al., 2011].

Данные анизотропной сейсмической томографии продольных волн под материковым Китаем и близлежащими регионами [Wei et al., 2016], выполненной с использованием большого количества измерений времен пробега сейсмических волн, зарегистрированных в Китае сейсмической сетью КНР, Международного Сейсмологического центра и временных сейсмических групп, развернутых на Тибетском плато, позволили выявить основные черты глубинного строения верхней мантии в этом регионе. В восточной части плато на сейсмотомографических профилях под слоем относительно низкоскоростной земной коры (мощностью около 50 км) наблюдается высокоскоростной слой на глубинах до 200 км под южной окраиной Тибета и до 400 км под его центральной частью. Северная граница этого высокоскоростного тела близвертикальна и трассируется по юго-западному обрамлению литосферного блока Баян-Хара. Под этим слоем до глубин 600 км и более располагается мощный слой со средними и относительно низкими значениями скоростей p -волн. Таким образом, в верхней мантии под южным восточным Тибетом существует обстановка инверсии плотностей, когда высокоскоростной (а значит более плотный) слой залегает поверх более низкоскоростного (менее плотного) слоя. Такое строение недр может являться причиной новейшего подъема плато.

Согласно полученным в этой работе [Wei et al., 2016] данным по

анизотропии в высокоскоростном слое наблюдается центробежное растекание вещества в направлении от южного Тибета на север, юг и в восточном направлении. Это также можно истолковать в качестве признака глубинного диапиризма в низкоскоростном слое верхней мантии под плато.

Глава 8. Заключение

В результате сбора и анализа сеймотектонических, геофизических и сейсмологических данных о сейсмической активизации Тибета в начале 21-го века в диссертации удалось сформулировать ряд новых научных выводов.

8.1. Сейсмическая активность Тибета

Тибет является одной из наиболее сейсмоактивных континентальных территорий в мире. Здесь на протяжении всей истории цивилизации регистрировались сильнейшие землетрясения. При описании проявлений пяти разрушительных землетрясений в центральной, восточной и южной частях плато в начале 21-го века в полностью подтвердилась эта его особенность.

14 ноября 2001 года в горах Куньлунь в зоне Восточно-Куньлуньского разлома зарегистрирован толчок с $M_s=8.1$, при котором на поверхности образовался протяженный сейсморазрыв в виде левого сдвига; 12 мая 2008 года в районе города Вэньчуань случилось землетрясение с $M_s=8$, породившее в зоне разлома Лунмэньшань протяженный взбросо-надвиг; 14 апреля 2010 года в городе Юйшу также возник сейсмический толчок с $M_s=7.1$. Его эпицентр располагается в зоне Грацзе-Юйшу-Фунхуошаньского разлома, а на поверхности образовался левосторонний сдвиг; 20 апреля 2013 года в районе города Лушань происходит землетрясение с $M_s=7$, эпицентр которого располагался в зоне разлома Лунмэньшань, в 103 км к юго-западу от зоны катастрофического Вэньчуаньского землетрясения; наконец, 25 апреля 2015 года в Непале произошло землетрясение с $M_s=8.2$.

В главе 3 и 4 было показано, что эти землетрясения имели разрушительный характер. По данным об исторических землетрясениях и каталогам Китая и США видно, что в Тибете постоянно проявляется сейсмическая активность. Основная энергия, определяющая подъем Тибетского плато и возникновение сейсмических активизаций, не приходит извне, от Индостанской плиты, в результате ее движения с юга на север, а определяется наличием под плато активного мантийного плюма.

8.2. Энергетическая оценка процесса сейсмической активизации Тибета

По сейсмическому каталогу (CSN) была оценена энергия каждого землетрясения конца 20-го начала 21-го веков. После анализа этих данных получен вывод, что 1980-2000 гг. в Тибете было явное сейсмическое затишье. Начало 21-го века до настоящего времени ознаменовалось началом сейсмической активизации. Основные толчки были приурочены к северной и восточной границам блока Баян-Хара, расположенного в северо-восточной части нагорья. Сильнейшее разрушительное землетрясение произошло также в Гималаях Непала. То есть, сейсмические очаги сконцентрировались вокруг центральной и южной частей восточного Тибета.

Анализ сейсмологического материала показал, что совокупность выделившейся сейсмической энергии по годам имеет тенденцию уменьшения. Доказано, что в каталоге USGS активизация в начале 21-ого века ещё продолжается. В будущем имеется очень большая вероятность возникновения мощного землетрясения.

С 1900 года по 2015 год наблюдается три крупных сейсмических активизации, и одна малая активизация. Первая активизация с 1916 по 1937 гг., продолжалась около 20 лет. Вторая активизация с 1947 по 1955 гг., продолжалась около 10 лет. Затем в период 1973-1975 гг. проявилась малая сейсмическая активизация. Вторая крупная активизация и малая сейсмическая активизация совпадают с сейсмической активизацией, отмечающейся для всего мира в 1950-1970 гг. [Лутиков, Рогожин, 2014; Deng Qidong, 2012]. Далее отмечается сейсмическое затишье протяженностью около 25 лет. Затем, начиная с 2001 года, проявились три пика новой активизации, связанной с Куьнлуьньским 2001 г., Вьньчуаньским 2008 г. и Непальским (Горкха) 2015 г. землетрясениями. Она совпадает с мировой сейсмической активизацией в начале 21-го века, выявленной в работах [Лутиков, Рогожин, 2014; Deng Qidong, 2012].

Совокупности выделившейся сейсмической энергии по годам в каталоге CENC&CEA в целом больше совокупности выделившейся сейсмической энергии каталога USGS. В китайском каталоге, особенно в каталоге CENC, отражены все события на Тибете с 1970-го года по 2015-й год.

По сравнению с мирами сейсмическими активизациями активизации в Тибете в основном совпадают с мировыми пиками сейсмической активности. Но активизации в Тибете также имеет свою особенность. Первая большая активизация в Тибете с 1916 по 1937 гг., не совпадает с какой-либо мировой сейсмической активизацией. Она произошла позже сейсмической активизации конца XIX – начала XX веков [Лутиков, Рогожин, 2014] и раньше всемирной сейсмической активизации в 1950-х и 1960-х годов [Deng Qidong, 2012]. Малая

сейсмическая активизация в период 1973-1975 гг. произошла позже сейсмической активизации в 1950-х и 1960-х годов. Между второй большой активизацией в Тибете с 1947 года по 1955 год и малой сейсмической активизацией в период 1973-1975 гг. в Тибете проявилось глубокое сейсмическое затишье. А в мире в это время наблюдалась большая сейсмическая активизация. В разных регионах происходило много сильных землетрясений. Тринадцать сильнейших и сильных событий с $M_w \geq 8.0$ произошли в течение 16 лет. В том числе $M_w \geq 9.0$ землетрясения: Чилийское с $M_w=9.6$ землетрясение 1960 года, Аляскинское землетрясение с $M_w=9.2$ 1964 года и Камчатское землетрясение с $M_w=9.0$ 1952 года. Произошло также ещё множество более слабых землетрясений.

Некоторая несогласованность во времени активизаций на Тибете с мировыми всплесками сильной сейсмичности обусловлена, вероятно, тем, указанные всемирные активизации были связаны с сильнейшими событиями на периферии Тихого океана, а на Тибете они носили внутриплитный характер.

Новая активизация Тибета в начале 21 века проявилась с 2001 года. Куньлуньское 2001 г., Вэньчуаньское 2008 г. и Непальское (Горкха) 2015 г. землетрясения определили ее в первые 15 лет. По-видимому, на настоящий момент активизация в Тибете обусловлена в основном землетрясениями по разломным зонам периферии блока Баян-Хара и может продолжиться в ближайшие годы.

8.3. Миграция сейсмичности на Тибете

Миграция является одной из сейсмических характеристик процесса

активизации. Из пространственно-временного распределения сейсмичности [Mogi, 1968] отмечено, что сейсмическая активность в каждом регионе не отдаленно, а тесно связана друг с другом. Сейсмическая миграция в основном относится к наиболее крупным землетрясениям, поскольку распределение малых землетрясений не позволяет выявить эти закономерности.

По результатам пространственно-временного анализа распространения очагов сильнейших землетрясений можно сделать вывод, что в начале 21-го века сейсмическая активизация Тибета носила миграционный характер. Сейсмические события со временем последовательно смещались в направлении с севера на юг, охватив кроме блока Баян-Хара, также восточную часть нагорья на границе с платформой Янцзы и, наконец, Гималаи на границе с Индостанской плитой.

При исследовании проявлений миграции в ходе трех активизаций в 1900-2000 гг., выделяется две крупных активизации, характеризующиеся смещением очагов с юга на север и малая активизации в 1973-1976 годах, не показывающая процесс миграции. При двух больших активизациях в 1916-1937 гг. и в 1947-1955 гг. сейсмические события почти по всем графикам (график по событиям с магнитудой $M_s \geq 8$, график по событиям с магнитудой $M_s \geq 7.5$, график по событиям с магнитудой $M_s \geq 7$) проявилась миграция очагов в направлении с юга на север (см. рис. 50-51). График миграции очагов сильных событий при активизации 1947-1955 гг. для землетрясений магнитудой $M_s \geq 7.5$, показывает, что, наоборот, эпицентры землетрясений мигрируют с севера на юг. И в 1786-1973 годах выделяется, всего четыре миграции крупных землетрясений, три из

которых имеют северное направление, а одна на юго-восток.

Почти все землетрясения начала 21-го века происходят на периферии блока Баян-Хара, вокруг миграционного пояса Сяньшуйхэ. При этом миграция очагов сильнейших событий имела направление с севера на юг.

Этот вывод не соответствует существующим в последние десятилетия представлениям о сейсмичности и современной геодинамике центрального Тибета. Традиционно считается, что вся энергия, определяющая подъем Тибетского плато и возникновение сейсмических активизаций, приходит извне, от Индостанской плиты, в результате ее движения с юга на север. В начале 21-го века мы наблюдаем иную картину: землетрясения мигрируют в направлении с севера на юг, охватывая восточный Тибет с севера, востока и юга. Таким образом, в свете этих данных сейсмичность может иметь иную геодинамическую причину, чем пододвигание Индостана под Гималаи и Тибет.

8.4. Геодинамические причины сейсмической активизации Тибета в начале 21-го века

Проведенные в последние годы сейсмологические, сеймотектонические и геофизические исследования позволяют высказать предположения о геодинамических причинах сейсмической активности Тибета.

По фокальным механизмам очагов землетрясений, зарегистрированных в последние десятилетия в Тибете, можно выдвинуть гипотезу, что под южной и центральной частями Тибета существует крупный мантийный диапир.

По данным анизотропной сейсмической томографии продольных волн

под материковым Китаем и близлежащими регионами [Wei et al., 2016] под южным восточным Тибетом в верхней мантии существует обстановка инверсии плотностей, когда высокоскоростной (а значит более плотный) слой залегает поверх более низкоскоростного (менее плотного) слоя. Такое строение недр может являться причиной новейшего подъема плато.

Поэтому, кроме традиционного мнения о причинах сейсмоактивности в Тибете, надо учесть результаты этих новых исследований и выводы о внутренних причинах сейсмической активизации в начале 21-го века в восточной и юго-восточной частях Тибета.

Список литературы

1. Aftershock from joint inversion of InSAR and GPS data. RESEARCH AUGUST 2015 DOI: 10.13140/RG.2.1.3263.4720 Available from: Daniele Cheloni Retrieved on: 13 December 2015.
2. Allen C R, et al. 1991. Field study of a highly active fault zone: the Xianshuihe fault of Southwest China. Bull. Geol. Soc. Am., 103: 1178-1199.
3. An Introduction to Saline Lakes on the Qinghai-Tibet Plateau// Series: Monographiae Biologicae , Vol. 76 //Zheng Mianping, 1997, 328 p., Hardcover /ISBN: 0-7923-4098-1
4. Avouac J P, Tapponnier P. 1993. Kinematic model of active deformation in central Asia. Geophys. Res. Lett., 20: 895~ 898.
5. Babazade O. Prediction of the 1990 Iran earthquake and precursory phenomena of orbital in strong foreshocks. In: European Centre on Prevention & Forecasting of Earthquakes ed. Scientific-Technical Contributions, on Earthquake Prediction: State-of-the-Art, Strasbourg. France: Council of Europe, 1991: 2~ 8.
6. Bai W.J., Zhou M.F., Robinson P.T., et al. Possible diamond-bearing mantle peridotites and chromites in the Luobusa and Dongqiao ophiolites, Tibet. Canadian Journal of Earth Sciences, 1993, 30, 1650-1659.
7. Bazhenov M L, Burtman V S. 1986. Tectonics and paleomagnetism of structural arcs of the Pamir-Punjab syntaxis. Journal of Geodynamics, 5(3-4): 383~ 396.
8. Bertrand G, Rangin C, Maluski H, Bellon H. 2001. Diachronous cooling along the Mogok Metamorphic Belt (Shan scarp, Myanmar): The trace of the

northward migration of the Indian syntaxis, *Journal of Asian Earth Science*, 19: 649~ 659.

9. Bertrand G, Rangin C, Maury R, Htun H M, Bellon H, Guillaud J P. 1998. Les basaltes de Singu (Myanmar): nouvelles contraintes sur le taux de décrochement récent de la faille de Sagaing. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 327: 479~ 484.

10. Billington S, Isacks B I, Barazangi M. 1977. Spatial and focal mechanisms of mantle earthquakes in the Hindu Kush-Pamir region: a contorted Benioff zone. *Geology*, 5: 699~ 704.

11. Briais A, Patriat P, Tapponnier P. 1993. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the south China Sea, implications for the Tertiary tectonics of SE Asia. *Journal of Geophysical Research*, 98: 6299~ 6328.

12. Brookfield M E. 1993. The Himalayan passive margin from Precambrian to Cretaceous times. *Sedimentary Geology*, 84: 1~ 35.

13. Burchfi B.C., Royden L.H., van der Hilst P.O., Hager B.H., Chen Z., King R.W., Li G., Lu J., Yao H., Kirby E. A geological and geophysical context for the Wenchuan earthquake of 12 May 2008, Sichuan, People's Republic of China // *GSA Today*. 2008. V. 18, No. 7. P. 4–11.

14. Burchfiel B C, Chen Z, Hodges K V, Liu Y, Royden L H, et al. 1992. The South Tibetan Detachment System, Himalayan orogen: extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Geological Society of America Special Paper*, 269: 1~ 41.

15. Burchfiel B C, Royden L H. 1985. North-south extension within the convergent Himalayan region. *Geology*, 13(10): 679~ 682.
16. Burg J P, Chen G M. 1984. Tectonics and structural formation of southern Tibet, China. *Nature*, 311: 219~ 223.
17. Burtman V S, Molnar P. 1993. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir. *Spec.Pap.-Geol. Soc. Am.* 281: 6.
18. Burtman V S. 1982. Development of the Pamir-Punjab syntaxis. *Geotectonics(American edition)*, 16(5): 382~ 388.
19. Burtman V S. 1994. Meso-Tethyan oceanic sutures and their deformation. *Tectonophysics*, 234(4): 305~ 327.
20. Burtman V S. 2000. Cenozoic crustal shortening between the Pamir and Tien Shan and a reconstruction of the Pamir Tien Shan transition zone for the Cretaceous and Palaeogene. *Tectonophysics*, 319: 69~92.
21. Cande S and Kent D. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6093~ 6096.
22. Chandra U. Seismotectonics of Himalaya // *Cur. Sci.* 1992. V. 62. P. 40–71.
23. Chatelain J L, Roecker S W, Hatzfeld D, Molnar P. 1980. Microearthquake seismicity and fault plane solutions in the HinduKush region and their tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 85: 1365~ 1387.
24. Cheloni D. Coseismic slip model of the M 7.8 2015 Nepal earthquake and

its M 7.2 aftershock from joint inversion of InSAR and GPS data // Research August 2015. DOI 10.13140/RG.2.1.3263.4720. Available from: Daniele Cheloni retrieved on: 13 December 2015.

25. Chen Yun-tai, Xu Li-sheng, Zhang Yong. Report on the great Wenchuan earthquake source of May 12, 2008. [Электрон. ресурс]. 2008. URL: <http://www.csi.ac.cn/sichuan/chenyuntai.pdf>

26. Chung S L, Lee T Y, Lo C H, Wang P L, et al. 1997. Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailao Shan-Red River shear zone. *Geology*, 25(4): 311~ 314.

27. Chung, S. L., Chu, M. F., Zhang, Y., Xie, Y., Lo, C. H., Lee, T. Y., ... & Wang, Y. (2005). Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth-Science Reviews*, 68(3), 173-196.

28. Cooper K.M., Reid M.R., Dunbar N.W., McIntosh W.C. Origin of mafic magmas beneath northwestern Tibet: Constraints from ^{230}Th - ^{238}U disequilibria // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2002. V. 3. N 11. 1065. doi:10.1029/2002GC000332.

29. Deng Qidong, Gao Xiang, Chen Guihua, et al. Recent tectonic activity of Bayankala fault-block and the Kunlun - Wenchuan earthquake series of the Tibetan Plateau. *Earth Science Frontiers*, 2010, 17(5): 163-178

30. DENG Qi-dong, GAO Xiang, YANG Hu. 2009. Fault-block tectonics, active fault-block tectonics and earthquake activity[J]. *Chinese Journal of Geology*, 44(4): 1083—1093(in Chinese).

31. Deng Qidong. A new upsurge in global seismicity. *Seismology and geology*. Dec., 2012. Vol. 34, No. 4. P 545-550.

32. Densmore A., Dijkstra T., Jordan C. et al. Nepal: Update on landslide hazard following 12 May 2015 earthquake. Post. by: Earthquakes without frontiers British Geological Survey and Durham University, 11:20 BST, Tuesday 12 May 2015.
33. Dewey J F, Helman M L, Knott S D, Turco E, Hutton D HW. 1989. Models of the Development of the Alpine Chain, Kinematics of the western Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications, 45: 265~ 283.
34. Dewey J. F. Orogeny can be very short// Proceeding of the NationalAcademy of Sciences, 2005. 102: p. 15286-15293.
35. Ding L., Kapp P, Wan X. 2005. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south2central Tibet. *Tectonics*, 24, TC3001, doi: 10.1029/2004TC001729.
36. Ding L., Lai Q. New geological evidence of crustal thickening in the Gangdese block prior to the Indo-Asian collision // *Chinese Sci. Bull.* 2003. V. 48. P. 1604–1610.
37. Elliott J., Walters R., England P., Parsons B. et al. Extension on the Tibetan Plateau: Recent normal faulting measured by InSAR and body wave seismology // *Geoph. J. Intern.* 2010. V. 183(2). P. 503–535.
38. Engdahl E.R., Villaseñor A. Global seismicity: 1900–1999. *Intern. Geophys. Part A.* 2002. V. 81. P. 665–690. XV–XVI.
39. Fan G, Ni J F, Wallace T C. 1994. Active tectonics of the Pamirs and Karakorum. *J. Geophys. Res.* 99: 7131-7160.
40. Fu Bihong, Wang Ping, Kong Ping, Shi Pilong, Zheng Guodong. Atlas of

seismological and geological disasters associated with the 12 May 2008, MS 8.0 Wenchuan great earthquake, Sichuan, China // Beijing. Seismol. Press. 2009. P. 127.

41. Gansser A. 1964. The Geology of the Himalayas. London, Wiley interscience, 1~ 289. *Geology*, 13(10): 679-682.

42. Gansser A. The morphogenic phase of mountain building // Mountain building process / K.J. Hsu (ed.). London: Acad. Press, 1982. P. 221–228.

43. Gao Y., Hou Z., Kamber B.S., Wei R., Meng X., Zhao R. Lamproitic rocks from a continental collision zone: evidence for recycling of subducted Tethyan oceanic sediments in the mantle beneath southern Tibet // *J. Petrology*. 2007. V. 48 N 4. P. 729-752.

44. Garzanti E, Baud A, and Mascle G. 1987. Sedimentary record of the northward flight of India and its collision with Eurasia (Ladakh Himalaya, India). *Geodinamica Acta*, 1: 297-312.

45. Gilley L D, Harrison T M, Leloup P H, Ryerson F J, Lovera O M, Wang J. 2003. Direct dating of left-lateral deformation along the Red River shear zone, China and Vietnam. *Journal of Geophysical Research* 108(B2): 21-27. doi:10.1029/2001JB001726.

46. Gubin J E. 1960. Regularities of earthquakes in Tadjikistan area (geology and seismicity). Moscow: USSR Sci. Acad. Print Office, 1-464.

47. Guo Z., Wilson M., Liu J. Post-collisional adakites in south Tibet: products of partial melting of subduction-modified lower crust // *Lithos*. 2007. V. 96. P. 205-224.

48. Guohua Gu, Wuxing Wang, Yueren Xu, Wenjun Li. Horizontal crustal

movements before the great Wenchuan earthquake obtained from GPS observations in the regional network // *Earthquake Sci.* 2009. V. 22, No. 5. P. 471–478.

49. Harrison C G A. 1992. Rates of continental erosion and mountain building. *Proceedings of the 21st IGC, Kyoto, Japan*, 2.

50. He H L, Yasutaka I, Song F M, et al. 2002. Late quaternary slip rate of the Xiaojiang fault and its implication. *Seismol Geol*, 24(1): 14-26.

51. He S., Kapp P., DeCelles P.G., Gehrels G.E., Heizler M. Cretaceous–Tertiary geology of the Gangdese arc in the Linzhou area, southern Tibet // *Tectonophysics*. 2007. V. 433. P. 15–37.

52. Holt W E, Ni J F, Wallace T C, Haines A J. 1991. The Active Tectonics of the Eastern Himalayan Syntaxis and Surrounding Regions. *Journal of Geophysical Research*, 96(B9):14595-14632.

53. Kargel J.S., Leonard G.J., Shugar D.H. et al. Geomorphic and geologic controls of geohazards induced by Nepal’s 2015 Gorkha earthquake // *Science*. 2016. V. 351, is. 6269. P. 140–149. Publ. online December, 17, 2015.

54. Kawakami T., Aoya M., Wallis S.R., Lee J, Terada K., Wang Y., Heizler M. Contact metamorphism in the Malashan dome, North Himalayan gneiss domes, southern Tibet: an example of shallow extensional tectonics in the Tethys Himalaya // *J. Metamorphic Geol.* 2007. V.25. N.8. P. 831-853. doi:10.1111/j.1525-1314.2007.00731.x

55. Le Fort P. 1996. Evolution of the Himalaya. In the *Tectonics of Asia*, ed. A Yin, TM Harrison, New York: Cambridge Univ. Press, 95- 106.

56. Leloup P H, Harrison T M, Ryerson F J, Chen Wenji, Li Qi, Tapponnier

P., Lacassin R. Structural, petrological and thermal evolution of a Tertiary ductile strike-slip shear zone, Diancang Shan, Yunnan. *J. Geophys. Res.*, 1993. 98: 6715-6743.

57. Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, Scharer U, Zhong D L, Liu X H, Zhang L S, Ji S H, Trinh P T. The Ailao Shan-Red River shear zone(Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, 1995. 251: 3-10.

58. Li Dewei. The regularity and mechanism of East Kunlun, Wenchuan and Yushu earthquakes and discussion on genesis and prediction of continental earthquakes. *Earth Science Frontiers*, 2010, 17(5). P.179–192.

59. Li Yingzhen, Ying Na, Li Xiaohan. Review of the conversional relationship for different magnitude scale. *China earthquake engineering journal*, March 2014, Vol.36, No.1.

60. Liu G H, Einsele G. Sedimentary history of the Tethyan basin in the Tibetan Himalayas. *Geologische Rundschau*, 1994. 83(1): 32-61, DOI: 10.1007/BF00211893.

61. Liu Ruifeng, Chen Yuntai, Peter Bormann, Ren Xiao, Hou Jianmin, Zou Liye, Yang Hui. Comparison between earthquake magnitudes determined by china seismograph network and u. S. Seismograph network: surface wave magnitude. *ACTA SEISMOLOGICA SINICA* Jan. , 2006, Vol. 28, No. 1.

62. Liu S., Hu R.-Z., Feng C.-X., Zou H.-B., Li C. , Chi X.-G., Peng J.-T., Zhong H., Qi L., Qi Y.-Q., Wang T. Cenozoic high Sr/Y volcanic rocks in the Qiangtang terrane, northern Tibet: geochemical and isotopic evidence for the origin of delaminated lower continental melts // *Geol. Magazine*. 2008. V. 145. N.4. P. 463-

474. doi:10.1017/S0016756808004548.

63. Liu Yanqiong, Zhao Jisheng, Liu Peixuan. GPS-based analysis of large earthquakes sequence on active faults near Chuanqing block // *J. of Natural Disasters*. 2015. V. 4, No. 3. P. 58–66.

64. Lombardi A.M., Marzocchi W. Evidence of clustering and nonstationarity in the time distribution of large worldwide earthquakes // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. B02303. doi: 10.1029/2006JB004568

65. Michel G W, Yu YQ, Zhu S Y, Reigber C, et al. 2001. Crustal motion and block behaviour in SE-Asia from GPS measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, 187(3-4): 239-244.

66. Miller C., Schuster R., Klotzli U., Frank W., Purtscheller F. Postcollisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr–Nd–Pb–O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis // *J. Petrology*. 1999. Vol. 40. N 9, P.1399–1424.

67. Mo X., Hou Z., Niu Y., Dong G., Qu X., Zhao Z., Yang Z. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision: evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet // *Lithos*. 2007. V. 96. P.225–242

68. Mogi .K., Migration of seismic activity. *Bull. earthquake Res. Inst. , Univ. , Tokyo*. 1968.(46);53~74.

69. Molnar P F, Pardo-Casas, Stock J. 1988. The Cenozoic and Late Cretaceous evolution of the India Ocean Basin: Uncertain-ties in the reconstructed positions of the Indian, African and Antarctic plates. *Basin Res.*, 1: 23-40.

70. Molnar P, Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a

continental collision. *Science*, 189: 419-426.

71. Molnar P., Tapponnier P. Active tectonics of Tibet // *J. Geophys. Res.* - 1978. - V. 83. - No. B1. - P. 5361-5375.

72. Myint T, Kyaw T, Aye K A. 1991. On the lateral displacement of the Sagaing fault. *Georeports*, 1: 23-34.

73. Negredo A M, Replumaz A, Villaseñor A, Guillot S. 2007. Modeling the evolution of continental subduction processes in the Pamir-Hindu Kush region. *Earth and Planetary Science Letters*, 259: 212-225.

74. Nomade S., Renne P.R., Mo X., Zhao Z., Zhou S. Miocene volcanism in the Lhasa block, Tibet: spatial trends and geodynamic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V.221. N 1-4. P. 227-243.

75. Pandey M.R., Tandukar R.P., Avouac J.P., Vergne J., Heritier T.H. Seismotectonics of the Nepal Himalaya from local seismic network // *J. Asian Earth Sci.* 1999. V. 17. P. 703–712.

76. Patriat P, Achache J. 1984. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates. *Nature*, 311: 615-621.

77. Peltzer G, Tapponnier P. 1988. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during the India-Asia collision-An experimental approach. *Journal of Geophysical Research*, 93(B12): 15085-15117.

78. Powell C Mc A ,Conaghan P J. Plate tectonic and the Himalayas. *Earth and Planetary Science Letters*, 1973. 20: 1-12.

79. Ran Y.K., Chen L.C., Chen G.H. et al. Primary analyses of in-situ

recurrence of large earthquake along seismogenic fault of the MS = 8.0 Wenchuan earthquake // *Seismol. and Geol.* 2008. V. 30, No. 3. P. 630–643.

80. Richter. C. F., *Elementary seismology.* W.H.Freeman and co.. SanFrancisco. Calif. 768. 1958.

81. Rowley D B. Age of initiation of collision between India and Asia: a review of stratigraphic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 1996. 145: 1-13.

82. Schärer U, Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, Zhong D, Ji S. Intraplate tectonics in Asia: a precise age for large-scale Miocene movement along the Ailao Shan-Red River shear zone, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990. 97: 65-77.

83. Schwab M., Ratschbacher L., Siebel W., McWilliams M., Minaev V., Lutkov V., Chen F., Stanek K., Nelson B., Frisch W., Wooden J. Assembly of the Pamirs: age and origin of magmatic belts from the southern Tien Shan to the southern Pamirs and their relation to Tibet // *Tectonics*. 2004. V. 23. TC4002, doi:10.1029/2003TC001583. 67

84. Simons W M F, Ambrosius B A C, Noomen R, Angermann D, Wilson P, Becker M, Reinhard E, Walpersdorf A, Vigny C. Observing plate motions in South East Asia: Geodetic results of the GEODYSSSEA Project. *Geophys. Res. Lett.* 1999. 26: 2081-2084.

85. Socquet A, Pubellier M. Cenozoic deformation in western Yunnan(China-Myanmar border). *Journal of Asian Earth Sciences*, 2005. 24(4): 495-515.

86. Song F, Wang Y, Yu W. et al. 1998. *The Active Xiaojiang Fault Zone (in Chinese)*, Beijing: Seismological Press.

87. Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, et al. The Ailao Shan/ Red River metamorphic belt: Tertiary left lateral shear between Indochina and South China. *Nature*, 1990. 343: 431-437.
88. Tapponnier P, Molnar P. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 1976. 264(5584): 319-324.
89. Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, Armijo R, Cobbold P. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 1982. 10: 611-616
90. Tapponnier P, Peltzer, Armijo R. On the mechanics of the collision between India and Asia, in *Collision Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ. London, 1986. 19: 115-157.
91. Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau. *Science*, 2001. 294(5547): 1671-1677.
92. Te H L, Ching H L, Sun LC, Fang J H, Meng W Y, Tung Y L, Jian Q J, Yi Z W, Liu D Y. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jiali and Gaoligong shear zones: Implications for crustal deformation around the Eastern Himalayan Syntaxis. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2008. 34(5): 674-685.
93. Turner S., Arnaud N., Liu J., Rogers N., Hawkesworth C., Harris N., Kelley S., van Calsteren P., Deng W. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts // *J. Petrology*. 1996. V. 37. N 1. P. 45-71.
94. Valdiya K.S. Tectonics and evolution of the central sector of the Himalaya // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1988. Ser. A-326. P. 151–175.

95. Valdiya K.S. The two intracrustal boundary thrusts of the Himalaya // *Tectonophysics*. 1980. V. 66. P. 323–348.
96. Van der Woerd J., Klinger Y., Tapponnier P., Xu X., Chen W., Ma W., King G. Coismic offsets and style of surface ruptures of the 2001 Mw = 7.8 Kokoxili earthquake (Northern Tibet) // *Geoph. Res. Abstr.* 2003. CD-ROM 5. Abst. 11, 151.
97. Vinnik LP, Lukk A A, Nersesov I L. Nature of the intermediate seismic zone in the mantle of the Pamir-Hindu Kush. *Tectonophysics*, 1977. 38: 9-14.
98. Wan X, Jansa L F, Sarti M, et al. Cretaceous and Tertiary boundary strata in southern Tibet and their implication for India-Asia collision. *Lethaia*, 2002. 35(2): 131~ 146.
99. Wang Q C, Cong B L. Tectonic Framework of the Ultrahigh Pressure Metamorphic Zone from the Dabie Mountains. *Acta Petrologica Sinica*. 1998. 14(4):481-492 (in Chinese with English abstract).
100. Wang Q, Zhang P, Freymueller J T, et al. Present-day crustal deformation in China constrained by Global Positioning System measurements. *Science*, 2001. 294: 574-577.
101. Wang Q., McDermott F., Xu J., Bellon H., Zhu Y. Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting // *Geology*. 2005. V. 33. P. 465–468.
102. Wang Shengzu, Zhang Zongehun. PLASTIC-FLOW WAVES AND EARTHQUAKE MIGRATION IN CONTINENTAL PLATE(1). *SEISMOLOGY AND GEOLOGY*. Vol. 16, No.14, Dec. 1994. P 298-297.

103. Wang Y J, Fan W M, Cawood P A, Li S Z. Sr-Nd-Pb isotopic constraints on multiple mantle domains for Mesozoic mafic rocks beneath the South China Block hinterland. *Lithos*, 2008. 106: 297-308.

104. Wang Y.Z., Wang E.N., Shen Z.K. et al. GPS-constrained in version of present-day slip rates along major faults of the Sichuan–Yunnan region // *Sci. in China Ser. D*. 2008. V. 51 (9). P. 1267–1283.

105. Wei Wei, Dapeng Zhao, Xu Jiandong, Zhou Bengang, Yaolin Shi. Depth variations of P-wave azimuthal anisotropy beneath Mainland China // *Sci. Rep.* 2016. Is. 6:29614. (Free PMS Article). URL: <https://www.ncbi.nlm.nih.gov/pmc/articles/PMC4949423/?tool=pmcentrez>

106. Wenji Bai, Nicheng Shi, Qingsong Fang, Guowu Li, Ming Xiong, Jingsui Yang, and He Rong (2006): Luobusaite: A New Mineral. *Acta Geologica Sinica* 80(5), 656-659 (in Chinese with English abstract).

107. Williams H. M., Turner S., Pearce G. A., Kelley S. P., Harris N. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse element modeling // *J. Petrology*. 2004. V. 45. P. 555-607.

108. Williams H., Turner S., Kelley S., Harris N. Age and composition of dykes in Southern Tibet: new constraints on the timing of east–west extension in relationship to post-collisional volcanism // *Geology*. 2001. V. 29. P. 339–342.

109. Xu Xiwei, Chen Guihua, Yu Guihua et al. Seismogenic structure of Lushan earthquake and its relationship with Wenchuan earthquake // *Earth Sci. Front.* 2013. V. 20 (3). P. 11–20.

110. Xu Xi-wei, Wen Xue-ze, Ye Jian-qing et al. The MS = 8.0 Wenchuan earthquake surface ruptures and its seismogenic structure // *Seismol. and Geol.* 2008. V. 30, No. 3. P. 597–629.

111. Xu Z Q, Ji S C, Li H B. 2008. Uplift of the Longmen Shan range and the Wenchuan earthquake. *Episodes*, 31(3): 291-310.

112. XU Zhiqin, YANG Jingsui, LI Haibing, JI Shaocheng, ZHANG Zeming, LIU Yan. On the Tectonics of the India-Asia Collision. *ACTA GEOLOGICA SINICA*. Jan., 2011, Vol.85, No.1, c 1-33.

113. Yan Xue, Jie Liu, Shirong Mei, Zhiping Song. Characteristics of seismic activity before the MS = 8.0 Wenchuan earthquake // *Earthq. Sci.* 2009. V. 22. P. 519–529.

114. Yang J S, Xu Z Q, Bai W, Zhao R. 1997. Cenozoic volcanism on the Qinghai-Tibet plateau and its genesis. *Continental Geodynamics*. 2: 1-11.

115. Yang J S, Xu Z Q, Li Z L, Xu X Z, Li T F, Ren Y F, Li H Q, Chen S Y, Robinson P T. 2009. Discovery of an eclogite belt in the Lhasa block, Tibet: A new border for Paleo-Tethys? *Journal of Asian Earth Sciences*, 34: 76-89.

116. Yin A., Harrison T.M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen // *Annual Rev. Earth Planet. Sci.* 2000. V. 28. P. 211-280

117. Zhao Genmo, Yao lanyu. EARTH QUAKEN IN EZST ASIA MAINLAND(2) MIGRATION ALONG SEISMIC ZONES. *SOUTH CHINA JOURNAL OF SEISMOLOGY*. Vol.17, No.1 Mar. 1997.p.15-24

118. Арманд Д.Л., Добрынин Б.Ф., Ефремов Ю.К. и др. Зарубежная Азия [Текст]: Физическая география [Учеб. пособие для гос. ун-тов и пед. ин-тов] ;

[Предисл. Э. Мурзаева]. - Москва : Учпедгиз, 1956. - 608 с., 1 л. карт. : ил., карт.; 27 см.

119. Артюшков Е.В., Чехович П.А. Механизмы новейших поднятий коры в фанерозойских и докембрийских складчатых поясах// Материалы 46 (XLVI) Тектонического совещания «Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения». М.: Изд-во ГЕОС, 2014. Т. 1, с. 3-6.

120. Кучай О.А., Бушенкова Н.А. Механизмы очагов землетрясений центральной Азии// Физическая мезомеханика 2009, № 1, том 12, с. 23-32.

121. Кычанов Е. И., Мельниченко Б. Н. История Тибета с древнейших времен до наших дней. // М: Восточная литература, 2005, 351 с.

122. Лутиков А.И., Рогожин Е.А. Вариации интенсивности глобального сейсмического процесса в течение XX - начале XXI веков.// Физика Земли, 2014, № 4, с. 25-42

123. Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. - М.: Недра, 1991. 148 с.

124. Рогожин Е.А., Лутиков А.И., Собисевич Л.Е., То Шень, Канониди К.Х. Землетрясение 25 апреля 2015 года в Непале: тектоническая позиция, афтершоковый процесс и возможности прогнозирования развития сейсмической ситуации// Физика Земли, 2016, № 4, с. 67-83

125. Рогожин Е.А., Лутиков А.И., Шэнь То. Тектоническая позиция, геологические и сейсмические проявления землетрясения Горкха 25 апреля 2015 года в Непале // Геотектоника. 2016. № 5. С. 1–13.

126. Рогожин Е.А., Лутиков А.И., Собисевич Л.Е., Шэнь То, Канониди К.Х. Землетрясение 25 апреля 2015 года в Непале: Тектоническая позиция, афтершоковый процесс и возможности прогнозирования развития сейсмической ситуации // Физика Земли. 2016. № 4. С. 67–83. Сайт в Интернете: <http://www.globalcmt.org>

127. Романюк Т.В., Ткачев А.В. Геодинамический сценарий формирования крупнейших мировых миоцен-четвертичных бор-литиеносных провинций. 2010. Москва. Глава 8 с. 165-204.

128. Синицын В. М., Центральная Азия, Географгиз, 1959 . – 456 с. : ил. - Библиогр.: с.450-455 .

129. Собисевич Л.Е., Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Шэнь То, Лю Цзяо. Инструментальные наблюдения геомагнитных возмущений перед сейсмическими событиями в отдельных районах КНР // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52, № 1. С. 39–60.

130. Физическая география Китая [Текст]/Акад. наук СССР. Ин-т географии; Отв. ред. д-р геогр. наук В.Т. Зайчиков - Москва: Изд-во Мысль, 1964. - 739 с., 5 л. карт.

131. Юсов Б. В., Тибет [Текст]: Физ.-геогр. характеристика /Под ред. д-ра геогр. наук Э. М. Мурзаева. - Москва: Географгиз, 1958. - 224 с., 1 л. карт.

132. Шэнь То, Рогожин Е.А. Геодинамическая и сеймотектоническая активизация восточного Тибета в начале 21 века// Вопросы инженерной сейсмологии, 2017, том 44. № 4. С. 29–50.

133. .刘福田,刘建华,何建坤,游庆瑜. 2000.滇西特提斯造山带下扬子地块的

俯冲板片.科学通报,(1):79-85.

134. 孙延贵. 1992.可可西里北缘中新世火山活动带的基本特征.青海国土经略,(2):40-47.

135. 孙延贵. 1993.可可西里山北麓橄榄白榴岩的发现及意义.青海地质科技情报,37(1):32-35.

136. 宇津德治著. 李裕澈, 等译.地震事典.北京: 地震出版社, 1900. 236-238

137. 崔军文,朱红,吴长得,等. 1992.亚东-格尔木 GGT,青藏高原岩石圈变形及其动力学.北京:地质出版社,1-164.

138. 崔军文. 1997.喜马拉雅碰撞带的构造演化.地质学报,71(2):105-112.

139. 徐纪人, 赵志新, 尾池和夫.东亚地展活动的时空分布及其与区域应力场的关系.地展学报, 1991, 13 (3): 287-294

140. 方维萱,胡瑞忠,谢桂青,苏文超,2002.云南哀牢山地区构造岩石地层单元及其构造演化.大地构造与成矿学,26(1):28-36.

141. 朱弟成,莫宣学,赵志丹,牛耀龄,潘桂堂,王立全,廖忠礼. 2009b.西藏南部二叠纪和早白垩世构造岩浆作用与特提斯演化:新观点.地学前缘,16(2):1-20.

142. 李化启,梁一鸿,马瑞,许志琴. 2009.含熔体差应力状态下中下地壳岩石的变形结构与物质迁移.吉林大学学报,39(2):262-268.

143. 涂光炽,张玉泉,赵振华,等. 1981.西藏南部花岗岩的特征和演化.地球化学,(1): 1-7.

144. 潘桂棠,丁俊,姚冬生,等. 2004b.青藏高原及邻区地质图(1 : 1500000 附说明书).成都:成都地图出版社.

145. 潘桂棠,莫宣学,侯增谦,等. 2006.冈底斯造山带的时空结构及演化.岩石学报,22(3): 521-534.

146. 王德滋,周金城,邱检生. 1991.橄榄安粗岩系的研究现状.南京大学学报(地球科学),(4):321-328.
147. 纪伟强,吴福元,鍾孙霖,刘传周. 2009.西藏南部冈底斯岩基花岗岩时代与岩石成因.中国科学,39(7):849-871.
148. 莫宣学,董国臣,赵志丹,周肃,王亮亮,丘瑞照,张风琴. 2005.西藏冈底斯带花岗岩的时空分布特征及地壳生长演化信息.高校地质学报,11(3):281-290.
149. 莫宣学,赵志丹,朱弟成,喻学惠,董国臣,周肃. 2009.西藏南部印度-亚洲碰撞带岩石圈:岩石学-地球化学约束.地球科学,34(1):17~27.
150. 莫宣学,邓晋福. 1993.西藏-三江地区几对蛇绿岩-弧岩浆岩带的构造意义. IGCP-321 中国工作组编《亚洲的增生》(文集),北京:地震出版社,61~64.
151. 薛峰,中国大陆及邻区地震对称活动现象.地展,1982,(3):10-13
152. 许志琴,杨经绥,李海兵,张建新,吴才来. 2007.造山的高原——青藏高原的地体拼合与碰撞动力学.地质出版社,1-458.
153. 邓万明. 1978.藏北第四纪火山岩岩石学和岩石化学初步研究.地质学报,2:148-162.
154. 邓万明. 1991.中昆仑造山带钾玄质火山岩的地质、地球化学和时代.地质科学,26(3),193-206.
155. 邓万明. 1993.青藏高原新生代钾质火山岩微量元素和 Sr, Nd 同位素地球化学研究.岩石学报,9(4):379-387.
156. 邓万明.1998.青藏高原北部新生代板内火山岩.北京:地质出版社,1~180.
157. 郑祥身,边乾韬,郑健康. 1996.青海可可西里地区新生代火山岩研究.岩石学报,12(4):530-545.

158. 金成伟,周云生. 1978.喜马拉雅和冈底斯弧形山系中的岩浆岩带及其成因模式.地质科学,(4): 297-312.

159. 马宗晋,李献智,金继宇. 地展迁移的规律、解释和预报: 中国大陆四条地展带的地展迁移. 地展地质, 1992, 14 (2): 129-139

Интернет-источники

160. Фокальный механизм серий крупных землетрясений восточного Тибета в начале 21 века.URL: <http://www.globalcmt.org>

161. Сейсмические данные серий крупных землетрясений восточного Тибета в начале 21 века от USGS. URL: <http://earthquake.usgs.gov>

162. Сейсмические данные серий крупных землетрясений восточного Тибета в начале 21 века от ФГБУН Федерального исследовательского центра. URL: <http://www.ceme.gsras.ru/ceme/>

163. Сейсмические каталоги USGS. URL: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>

164. Сейсмические каталоги CENC. URL: <http://www.csndmc.ac.cn/data/dir/quick/main>

165. Мнение о том, что энергия сейсмических волн только небольшая часть от общей энергии, передаваемой в процессе землетрясения. URL: <http://earthalabama.com/energy.html>

166. Введение землетрясения. URL: <http://www.studfiles.ru/preview/4379327/page:16/#30>

167. Магнитуда землетрясения. URL: <http://www.isas.uzsci.net/magnit.html>

168. Описание землетрясения. URL: <https://ru.wikipedia.org/wiki/>

169. Формула вычисления энергии землетрясения (1)(2)(3). URL:
<https://baike.baidu.com/item/>

170. Введение Тибетского нагорья. URL: <http://bse.scilib.com/article110455.html>

171. Тибет и его история геологического развития. URL:
<http://wiki.web.ru/wiki/>