

УДК 551.24

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ МАНДАЛАЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ $M_w = 7.7$, 28.03.2025 г. (МЬЯНМА)

© 2025 г. Е. А. Зеленин¹, В. Г. Трифонов¹, *, С. Ю. Соколов¹, Д. М. Бачманов¹¹Геологический институт РАН,
Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия

*e-mail: trifonov@ginras.ru

Поступила в редакцию 16.06.2025 г.

После доработки 10.08.2025 г.

Принята в печать 12.08.2025 г.

Мандалайское землетрясение 28.03.2025 г. с магнитудой $M_w = 7.7$ и эпицентром в окрестности г. Мандалай произошло в зоне крупного субмеридионального активного правого сдвига Сагаинг. При землетрясении возникла зона сейсморазрывов, протянувшаяся вдоль этого разлома, в основном, на юг от эпицентра землетрясения. Методами радарной интерферометрии и субпиксельной корреляции космоснимков авторы определили параметры зоны сейсморазрывов. Протяженность зоны составила ~ 460 км, смещение — правый сдвиг с максимальной выявленной амплитудой 5.8 м. При глубине гипоцентра 10 км зона сейсморазрывов представляет собой выход очага землетрясения на земную поверхность. Разлом Сагаинг приурочен к поясу офиолитов Мьянмы, эти офиолиты являются реликтами палеоокеана Мезотетис, разобщенными кайнозойскими перемещениями. На севере Мьянмы, где произошло Мандалайское землетрясение, пояс офиолитов выполняет функцию магматической части субмеридионального северного сегмента Зондской островной дуги, под который в север-северо-восточном направлении пододвигается Индийская плита. Поверхность поддвига, пологая вблизи фронта Зондской плиты, восточнее испытывает крутое погружение. Разлом Сагаинг находится над восточным флангом области крутого погружения Индийской плиты. Под регионом расположен мантийный плюм, уменьшающий мощность литосферы и вызывающий размягчение сохранившейся части литосферной мантии и нижней части коры.

Мы полагаем, что повышенная протяженность очаговой зоны Мандалайского землетрясения обусловлена пластичностью офиолитового субстрата, облегчающей скольжение горных пород. Малая глубина очага связана с размягчением нижней части земной коры и верхнего слоя мантии под воздействием мантийного плюма. Эти факторы, которые необходимо учитывать при оценке сейсмических воздействий сильных землетрясений, подтверждают результаты проведенного нами сравнения Мандалайского землетрясения с сильнейшими землетрясениями Восточной Анатолии, произошедшими в последние 80 лет в сходных тектонических условиях.

Ключевые слова: Мандалайское землетрясение, разлом Сагаинг, тектоника Юго-Восточной Азии, сейсмогенные смещения, офиолиты, низкоскоростная мантия

DOI: 10.7868/S3034497225050016

ВВЕДЕНИЕ

28 марта 2025 года в 06:20:54 UTC в Мьянме произошло катастрофическое землетрясение магнитудой $M_w = 7.7$ [64] (далее по тексту — Мандалайское землетрясение) на крупном правосдвиговом разломе Сагаинг. Его эпицентр находился вблизи г. Мандалай (22°00'03" с.ш., 95°55'19" в.д.), второго по величине города страны с населением более одного миллиона жителей. Гипоцентр землетрясения был определен на глубине 10 км [68], что позволяет ожидать выхода сейсморазрыва на поверхность. Это землетрясение стало сильнейшим в материковой части Юго-Восточной Азии

после произошедшего на этом же разломе в 1946 г. землетрясения с магнитудой $M_s = 7.8$ [57].

Цель статьи — охарактеризовать параметры сейсморазрыва, тектоническое положение и возможную геодинамическую природу произошедшего землетрясения. Вплоть до настоящего времени свидетельства о поверхностных проявлениях Мандалайского землетрясения крайне скудны, а полевые работы в регионе не представляются возможными. В связи с этим исследование основано на измерениях деформаций с помощью радарной интерферометрии и субпиксельной корреляции спутниковых снимков высокого разрешения. Определено положение очага землетрясения

в геологической структуре региона, сопоставленной с его глубинным строением, которое восстановлено по сейсмотомографической модели UU-P07 [15, 32, 65].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Геологические данные

Строение ближайшей к очаговой области Мандалайского землетрясения части Юго-Восточной Азии определено по опубликованным данным [10, 31, 48]. Они различаются детальностью и масштабом исследований и нередко противоречат друг другу. В данном исследовании мы представляем наиболее вероятную, по нашему мнению, модель строения региона, акцентируя внимание на деталях модели, важных для оценки факторов, определивших особенности Мандалайского землетрясения. Сопоставление этих факторов с особенностями сильнейших восточно-анатолийских землетрясений последних 80 лет выполнено с привлечением данных [8, 9, 11, 63].

Радарная интерферометрия

Для определения протяженности зоны сейсморазрывов и величин смещения поверхности был использован метод радарной интерферометрии. Этот метод заключается в анализе разности фаз радиосигналов, полученных приемником до и после сейсмического смещения рельефа.

Источником данных были радиолокационные изображения (радарные снимки) в С-диапазоне, полученные со спутника Sentinel-1 [62]. Поскольку длина радиоволны С-диапазона составляет примерно 5.6 см, этот метод позволяет картографировать даже малые смещения амплитудой менее метра. Для решения поставленных задач отобраны радарные изображения в режиме Interferometric Wide Swath (IW) с поляризацией VV, охватывающие исследуемую территорию. Величина базовой линии, т.е. расстояния между точками съемки, не превышала 100 м, интервал времени повторной съемки составил 12 суток. Обработка изображений включала в себя подбор пар изображений на одну и ту же местность до и после землетрясения, их корегистрацию, расчет интерферограмм, исключение топографической компоненты на основании цифровой модели рельефа SRTM 1 Arc-Second, фильтрацию алгоритмом Голдштейна [30] и развертывание фазы.

Все этапы обработки выполнены в облачном ПО HyP3 (Hybrid Pluggable Processing Pipeline)

с интерфейсом поиска снимков Vertex (Научный Центр штата Аляска, США). Рассчитанные величины смещений соответствуют направлению к спутнику или от него. Для вычисления перемещения вдоль плоскости разлома были использованы данные о вертикальном и горизонтальном углах направления на спутник, приведенные в метаданных съемки.

Субпиксельная корреляция оптических космоснимков

Для определения максимальных значений горизонтальных смещений земной поверхности, связанных с землетрясением, дополнительно применялся метод субпиксельной корреляции оптических космоснимков. В качестве исходных данных использовались снимки многозонального сенсора MSI спутника Sentinel-2С в красной зоне спектра с пространственным разрешением 10 м.

Были отобраны парные изображения, полученные до и после сейсмического события, с минимальным облачным покровом и схожей освещенностью местности, с уровнем обработки L2 (выполнена радиометрическая коррекция и ортотрансформация). Обработка данных и извлечение векторов смещений выполнялись с использованием программного инструмента auto-RIFT (Automated Repeat Image Feature Tracking) – автоматизированного алгоритма субпиксельного сопоставления изображений, отбраковывающего точки с низкой корреляцией [41].

Сейсмическая томография

В настоящее время создан детальный класс сейсмотомографических моделей, рассчитанных по телсейсмическим данным с пространственным разрешением от ~100 до ~50 км в сейсмоактивных зонах, который существенно дополняет представления о скоростной структуре мантии. В настоящей работе мы используем модель UU-P07 [15, 32, 65], особенностью которой является трехмерное начальное приближение скоростной модели, начиная с которой производится расчет и минимизация невязок времен вступлений сигналов сейсмических событий на регистрирующие станции.

В качестве начального приближения исследователи достаточно долго выбирали радиально-симметричный PREM (Preliminary Reference Earth Model) [60]. Но к концу 2000-х годов большинство рассчитываемых моделей на низкочастотных сферических гармониках до $l = 20$ перестали значительно отличаться [19]. Это привело к введению в практику трехмерных начальных приближений [15],

что существенно улучшило качество расчетов вариаций скоростей и вычислительный результат используемых алгоритмов.

Особенностью модели UU-P07 является улучшенная детальность δV_r в верхней мантии в тектонически активных сегментах литосферы. Модель UU-P07 в доступном для пользователей виде представляет собой трехмерную матрицу (куб) в пространстве (X,Y,Z) со значениями δV_r в каждой ячейке матрицы. Разрезы куба рассчитываются вдоль профилей с произвольными в плоскости (X,Y) траекториями, которые обычно закладываются вдоль и вкрест изучаемых структур на поверхности литосферы.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ИНДОКИТАЯ

На территории Мьянмы и соседних областей Индии, Бангладеш, Таиланда, Лаоса, Вьетнама и провинции Юннань в Китае выделены (с запада на восток) следующие тектонические зоны [1, 5, 10, 48] (рис. 1):

- прогиб дельты рек Ганг и Брахмапутра;
- Индо-Бирманские хребты;
- Центрально-Бирманский прогиб;
- Синобирманский и Индосинийский континентальные блоки.

Прогиб дельты рек Ганг и Брахмапутра

Осадочный чехол триасово–четвертичных отложений Неотетиса и наследующей его дельты мощностью 16–20 км залегает на утоненной континентальной коре Индийской платформы. На востоке Бенгальского залива мощность чехла может достигать 30 км, из которых не менее 20 км приходится на пост-эоценовые дельтовые отложения [57].

Индо-Бирманские хребты

Хребты представляют пояс меридионально вытянутых складок протяженностью 1400 км (рис. 2).

Большинство исследователей рассматривают этот пояс как аккреционную призму перед магматической частью северного сегмента Зондской островной дуги. Складки сложены породами мела и палеогена, деформированными в позднем олигоцене и поднятыми в виде хребтов в среднем миоцене [57]. Вдоль складчатых хребтов простираются разломы с доминирующей правосдвиговой компонентой смещений (рис. 3).

На юге рассматриваемой зоны разлом Тахтай–Чаунг длиной 160 км показывает правое смещение

пересекаемых рек на величину до 11 км на юге разлома и до 5 км на севере. На севере тектонической зоны по разлому Чурачандпур–Мао длиной 170 км установлен правый сдвиг до 3 км [72]. К востоку от него, на границе с Центрально-Бирманским прогибом протягивается правый взбросо-сдвиг Кабав [49].

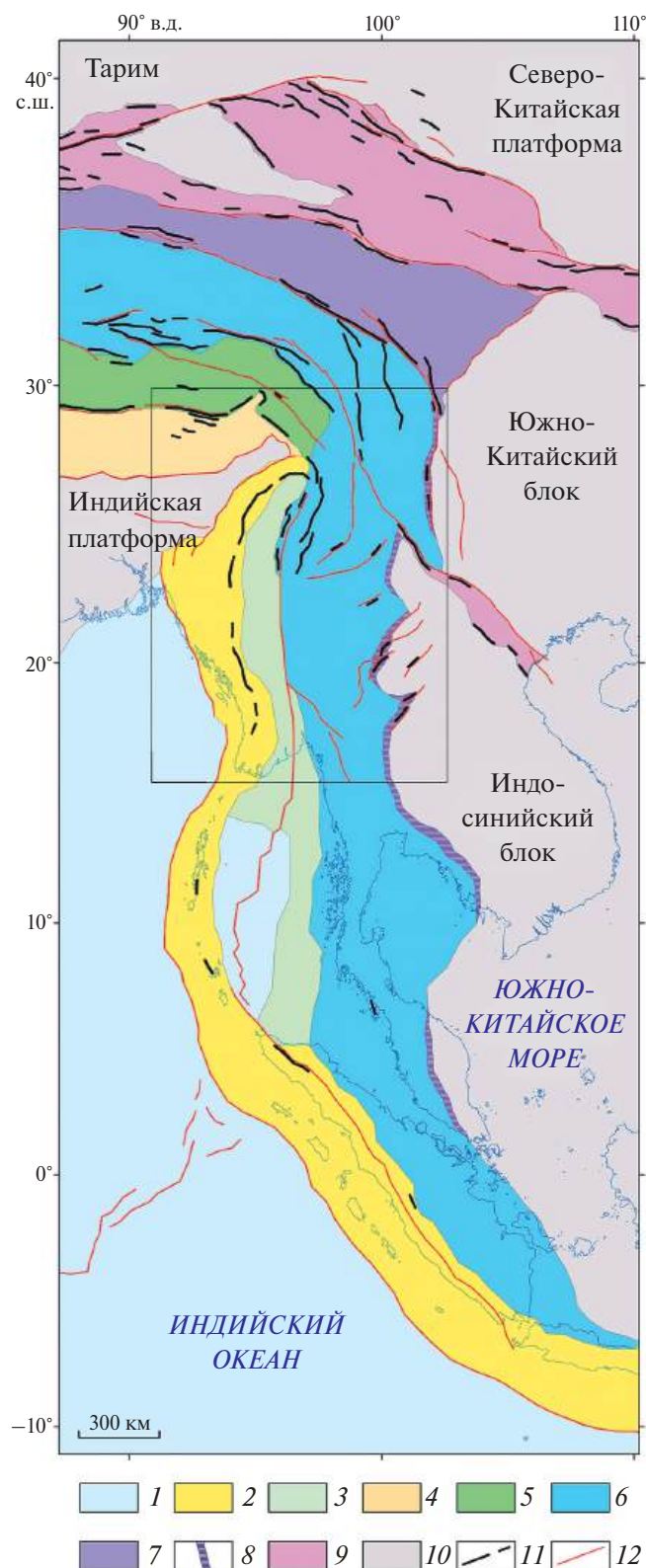
Во внешней (западной) части зоны Индо-Бирманских хребтов выделяется низкогорный складчатый пояс Трипура длиной 400 км, расположенный между плато Шиллонг на севере и побережьем Бенгальского залива на юге и отличающийся менее сложной складчатой структурой. Выявлено распространение фронта складчатости пояса Трипура на запад на 11 км в течение последних 2-х миллионов лет [57].

Индо-Бирманские хребты ограничивает с севера плато Шиллонг – это широтно вытянутый блок континентальной литосферы Индийской платформы, возвышающийся на 1 км над поверхностью дельты и характеризующийся мощностью земной коры до 35 км. Блок ограничен наклоненными к нему взбросо-надвигами. На севере – это скрытый под молодыми осадками разлом Олдбан [21], на юге – активный разлом Дауки. Вдоль него поверхность Мохоровичича под плато поднята на 6 км [57]. По термохронологическим данным плато начало подниматься 15–8 млн лет назад [57].

Центрально-Бирманский прогиб

Прогиб выполнен маастрихт–четвертичными отложениями молассового типа мощностью до 10 км, а на юге, возможно, до 18 км. В поднятой осевой части прогиба, расширяющейся к северу, вскрыты породы метаморфического фундамента, офиолиты и плиоцен–четвертичные вулканиты островодужного типа, позволяющие рассматривать эту зону как магматическую часть островной дуги. В северной части прогиба выявлены транспрессивные правосдвиговые деформации верхнемиоцен–четвертичных отложений с формированием эшелонированной системы складок и надвигов [57]. Вдоль восточного края прогиба простирается крупнейший правый сдвиг Сагаинг (см. рис. 3).

Породы осадочного чехла Индо-Бирманских хребтов отделены поверхностью срыва от подопродвинутой под них Индийской плиты с утоненной континентальной корой. Поверхность срыва и подстилающая часть Индийской плиты образуют сейсмофокальную зону с пологими поверхностями сейсмического скольжения и чешуйчатыми надвигами. Под складчатым поясом Трипура поверх-



ность срыва полого наклонена на восток и находится на глубине 3–5 км, под Индо-Бирманскими хребтами наклон поверхности срыва возрастает до 7° и она углубляется до ~10 км [49].

Рис. 1. Тектонические зоны Западного Индокитая (по данным [1, 6, 10, 48]).

Показано (прямоугольник) положение рис. 2.

1 – области океанической коры Индийской плиты; 2 – современная островная Зондская дуга; 3 – современный задуговой бассейн Андаманского моря; 4 – область позднекайнозойских деформаций Индийской платформы (Гималаи); 5–7 – зоны сутур и активных окраин: 5 – Неотетиса (зона Инд–Ярлунг–Цангпо и блок Лхаса в Тибете), 6 – Мезотетиса (сутура Бангонг–Ноджанг и блок Цянтан в Тибете, офиолитовый пояс Мьянмы, Синобирманский блок и их предполагаемые южные продолжения в Индокитае), 7 – Палеотетиса (сутура Джинша и блок Сунпань в Тибете); 8 – сутура Палеотетиса в Индокитае; 9 – герциниды; 10 – раннепалеозойские и докембрийские платформы и блоки; 11 – выходы офиолитов; 12 – активные разломы

Под высокой восточной частью Индо-Бирманских хребтов сейсмофокальная зона резко увеличивает угол наклона и под Центрально-Бирманским прогибом погружается до 160 км. При этом земная кора становится океанической. Петрохимия плиоценовых андезитов, дацитов и риолитов показывает, что они извергались из расплавов над субдуцированным слэбом океанской литосферы [57].

Среди осадочных пород Индо-Бирманских хребтов и Центрально-Бирманского прогиба залегают офиолиты. Хатчисон [34] выделил в Мьянме два пояса офиолитов:

- западный (Naga Hills Line);
- восточный (Mandalay Line).

В работе [33] восточный офиолитовый пояс разделен на два пояса разломом Сагаинг и неоген–четвертичными осадками долины р. Иравади (см. рис. 2), т.е. всего выделены три офиолитовых пояса – Западный, Центральный и Восточный.

Западный пояс протягивается от Северо-Восточной Индии вдоль восточного края зоны Индо-Бирманских хребтов через всю Западную Мьянму до Андаманских островов (см. рис. 1). Центральный и Восточный пояса обнажены только в Северной Мьянме и южнее скрыты под молассами Центрально-Бирманского прогиба.

В составе поясов присутствуют ультрабазиты, габбро, основные дайки, базальтовые пиллоулавы, магматические породы среднего состава и радиолариты. Все три пояса петрохимически сходны при некоторых различиях рудной минерализации, которые объясняют локальными особенностями петрогенеза и последующих преобразований [33].

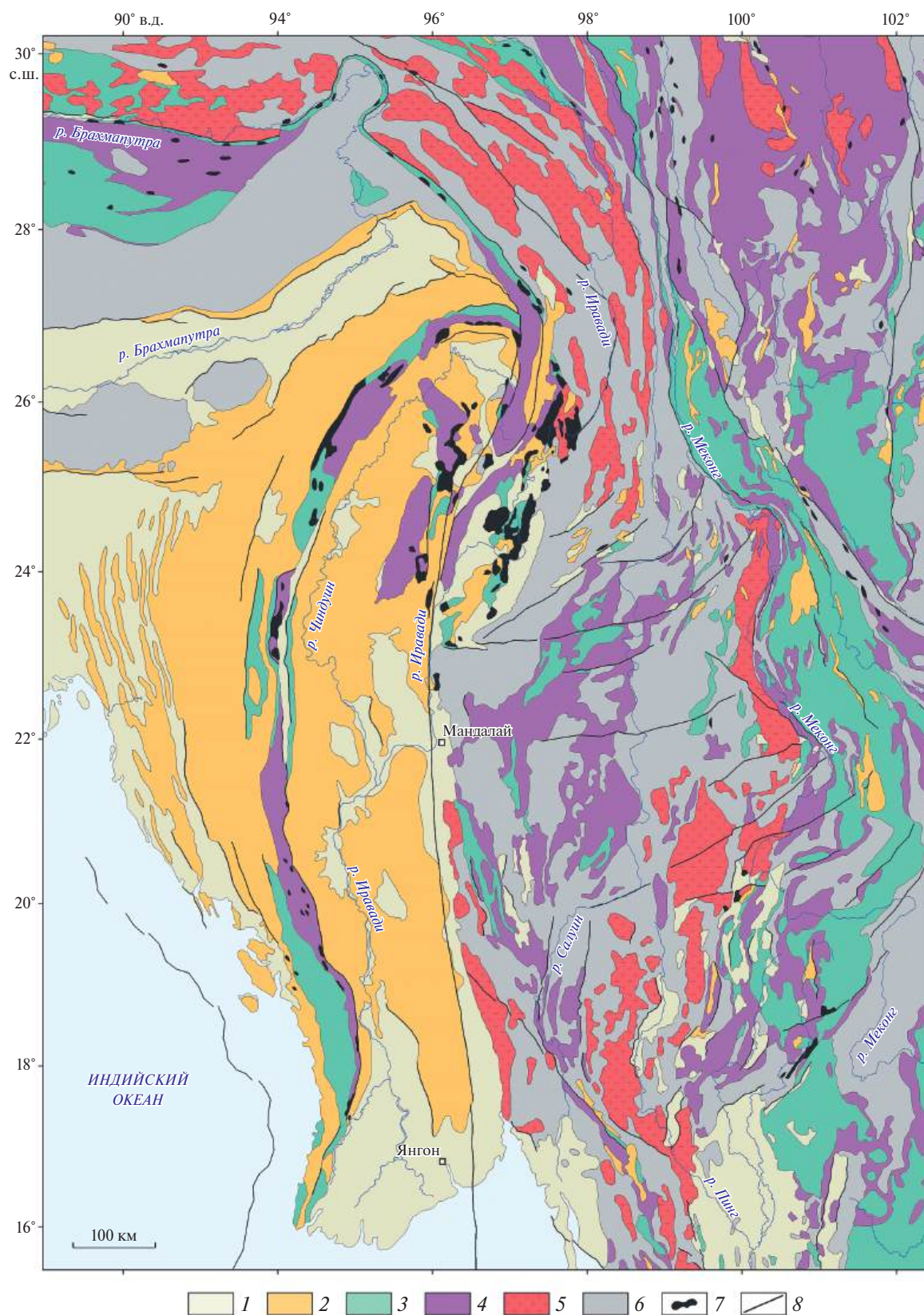


Рис. 2. Геологическая карта Мьянмы и сопредельных территорий (составлена с использованием данных [28, 29, 35]).

1–4 – осадочные породы: 1 – плиоцен–четвертичные, 2 – палеоген–неогеновые, 3 – юрско–меловые; 4 – пермо–триасовые; 5 – мезозойские гранитоиды; 6 – палеозойско–докембрийские образования; 7 – офиолиты; 8 – новейшие разломы

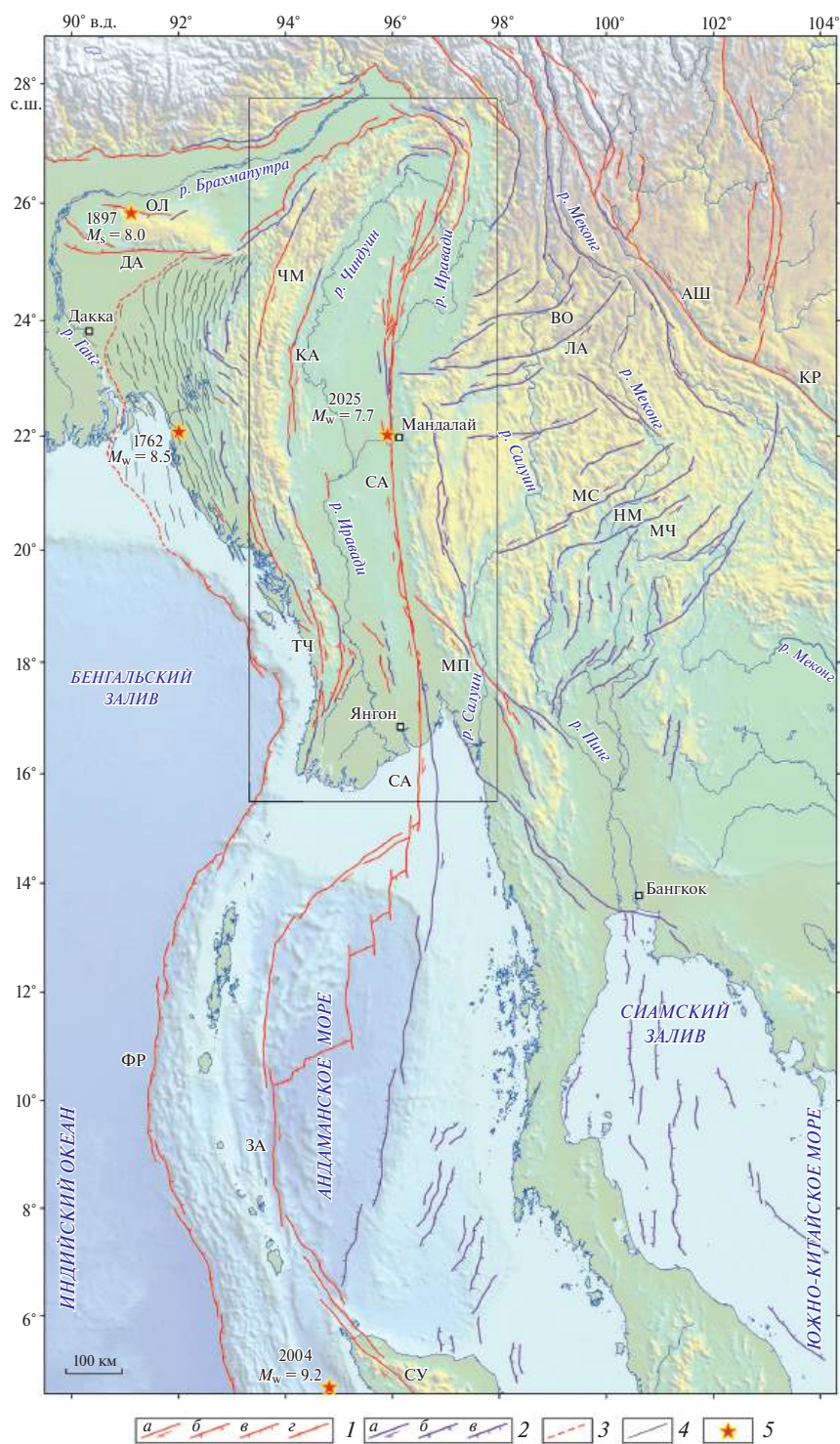


Рис. 3. Крупные активные разломы Мьянмы, Андаманского моря и сопредельных территорий (составлено с использованием данных [57]).

Активные разломы: АШ – Айла Шань; ДА – Дауки; ЗА – Западно-Андаманский; КА – Кабав; КР – Красной Реки; ОЛ – Олдбан; СА – Сагаинг; СУ – Суматранский; ФР – Фронтальный разлом Зондской дуги; ЧМ – Чурачандпур-Мао.

Плиоцен–четвертичные разломы: ВО – Вондинг; ЛА – Лахна; МП – Мао Пинг;

МС – Менгсинг; МЧ – Мае Чан; НМ – Нам Ма; ТЧ – Тахтай-Чаунг.

Показано (прямоугольник) положение рис. 4.

1 – активные разломы: а – сдвиги, б – надвиги, в – сбросы, г – раздвиги; 2 – плиоцен–четвертичные разломы; а – сдвиги, б – надвиги, в – сбросы; 3 – предполагаемое продолжение Фронтального разлома; 4 – оси четвертичных складок пояса Трипура; 5 – эпицентры сильнейших землетрясений с указанием года и магнитуды

Офиолиты Западного пояса, которому соответствует зона отрицательных гравитационных аномалий, залегают, главным образом, как бескорневые субгоризонтальные тела, тектонически перекрывающие эоцен–олигоценные отложения [12]. По-видимому, эти офиолиты были обдущированы из восточных поясов. В Центральном и Восточном поясах офиолиты нередко образуют круто наклоненные тела. Области их распространения соответствует положительная гравитационная аномалия [12].

Приводятся убедительные аргументы в пользу того, что изначально офиолиты Центрального пояса надстраивались офиолитами Восточного пояса к северу и были перемещены в современное положение позднее правым сдвигом по разлому Сагаинг в связи с дрейфом Индийской плиты на север–северо-восток. Амплитуда правого сдвига оценивается в 400 км [46] или в 300 км с конца среднего миоцена [33]. Еще одна оценка общего смещения по разлому Сагаинг опирается на предположение о том, что р. Иравади прежде текла по долине р. Чингуин и заняла современное положение в результате перемещений по разлому. В этом случае амплитуда сдвига составляет 360 км [57].

Таким образом, офиолиты трех выделенных поясов представляют собой деформированные фрагменты единого офиолитового пояса Мьянмы, образованного в зоне субдукции Мезотетиса и совпадающего с современной магматической дугой. Океанская кора, послужившая материалом для офиолитового пояса, была сформирована в срединно-океаническом хребте в среднем триасе–ранней юре, потом была серпентинизирована, в верхней юре обдущирована и позднее испытала разнообразный метаморфизм [17]. Породы офиолитового комплекса соседствуют с триасово–меловым флишем.

Полученные датировки пород океанской коры суммированы в работе [33]:

- ~173 млн лет, аален (U–Pb определения для габбро и диорита из Восточного пояса [40]);
- 160–176 млн лет, средняя юра (U–Pb определения для лейкогаббро из плагиогранитов и андезито-базальтов Восточного пояса [75]);
- 158 ± 20 млн лет, средняя юра–валанжин (K–Ar определение для пегматита из горнблендита Западного пояса [50]);
- ~127 млн лет, баррем (U–Pb определение для циркона в родингите из серпентинита Западного пояса [42]).

Многочисленные датировки отражают преобразование офиолитов Центрального пояса (жадеит, голубые сланцы, изменения эклогита и амфиболита), происходившие при формировании офиолитового пояса Мезотетиса и последующем наложении магматического пояса Зондской дуги. Эти датировки находятся в интервале от 152.4 ± 1.5 млн лет (киммеридж) через аптские, сеноманские и кампанские даты до 44.8 ± 1.1 млн лет (средний эоцен). Также имеются свидетельства более поздних воздействий: ~30 млн лет (ранний олигоцен) и ~15 млн лет (средний миоцен) [33].

Основные черты новейшей структуры Мьянмы начали формироваться в среднем миоцене. Установлено, что с этого времени происходило поднятие плато Шиллонг и Индо-Бирманских хребтов, погружение Центрально-Бирманского прогиба, сдвиговые перемещения по разлому Сагаинг и, как показано ниже, развитие разломов плато Шин и спрединг в Андаманском море.

Синобирманский континентальный блок

Основная часть блока находится на территории Мьянмы (плато Шин) [17, 48] (см. рис. 1, см. рис. 2). Его западной границей является тектонический контакт офиолитов Центрально-Бирманского прогиба с метаморфическими породами. Примерно вдоль этой границы простирается разлом Сагаинг. Блок продолжается на север в соседнюю часть китайской провинции Юннань и на восток в Таиланд. Фундамент блока включает ранний докембрий (комплекс Могок) [10, 55]. Породы нижней части комплекса метаморфизованы до гранулитовой фации, а верхней – до амфиболитовой фации. Их относят к архею и/или нижнему протерозою. На комплексе Могок несогласно залегает мощная флишоподобная толща, интенсивно смятая, но относительно слабо метаморфизованная, и охватывающая средний протерозой и, возможно, низы верхнего протерозоя. Толща прорвана долами, диоритами и гранитами, датированными в интервале от 982 до 834 млн лет [10].

Докембрийские породы несогласно перекрыты верхним кембрием. С этого времени в течение палеозоя и значительной части мезозоя Синобирманский блок покрывался морем, в котором накапливались маломощные карбонатно-терригенные осадки. В центре блока временами возникали острова, служившие источниками сноса обломочного материала. В позднем карбоне–ранней перми накопились ледниковые отложения,

свидетельствующие о принадлежности блока континентальной Гондване [10]. Позднее триасовый океанический бассейн, выраженный офиолитами Мьянмы, отделил Синобирманский блок от индостанской части Гондваны.

Индосинийский континентальный блок

Блок расположен на территории Вьетнама, Камбоджи и Лаоса и отделен от Южно-Китайского континентального блока Вьетнамской складчатой зоной, которая наследовала позднепалеозойскую сутуру [10] (см. рис. 1). С субдукцией Вьетнамского океанического прогиба связан среднедевонский вулканический пояс. В позднем девоне складчатость и поднятие усилились. В позднем триасе имели место интенсивные индосинийские деформации. Вдоль северного края складчатой зоны проходит система активных разломов Айла Шань—Красной Реки. Максимальное правое смещение по разлому Красной реки оценивается величинами от 5.5 км [14] до 40 км, из которых 16 км приходится на плиоцен—квартер [54]. Скорость голоценового сдвига составляет ~5 мм/год [14, 53].

На востоке Индосинийский блок выходит к Южно-Китайскому морю, а на западе и юго-западе ограничен офиолитовыми реликтами Индосинийского [1], или Юннань-Малайского [10], сегмента Палеотетиса. Офиолиты, сформированные до раннего триаса включительно, сочетаются с толщами верхнего палеозоя и триаса, местами включающими девон и возникшими на склонах глубоководного прогиба. Он замкнулся в середине или конце позднего триаса, когда толщи испытали интенсивные складчато-надвиговые деформации в ходе индосинийского орогенеза. На складчатых комплексах несогласно залегают красноцветы нория—юры.

Фундамент Индосинийского блока, сходный с фундаментом Синобирманского блока, обнажен во Вьетнаме [10]. Древнейший комплекс Каннак представлен породами гранулитовой фации метаморфизма по вулканическим, а выше — по терригенно-карбонатным породам и гранитам. Комплекс предположительно отнесен к архею, поскольку слабее деформированный комплекс Нгоклинх датирован 2.3 млрд лет. Ранне- и среднепротерозойские метаосадки изменены до амфиболитовой фации. Они прорваны гранитоидами с возрастами 1.3—1.0 млрд лет. В позднем протерозое и первой половине палеозоя доминировали поднятия. В раннем карбоне возобновилось погружение. Пермский магматизм выражен наземными кислыми изверже-

ниями и гранитообразованием. Поднятия и вулканизм продолжались в триасе. В позднем мелу на севере блока возникла впадина Корат, где накопились 1.4 км соленосных осадков.

Между правыми сдвигами Сагаинг и системы Айла-Шань—Красной реки, в треугольнике, охватывающем Синбирманский блок и северную часть Индосинийского блока, в миоцен—четвертичное время возникла серия новейших разломов [57] (см. рис. 3). Ее образуют дугообразно изогнутые к югу левые сдвиги широтного — северо-восточного простирания (разломы Вондинг, Менгксинг, Нам Ма). На севере Таиланда, вблизи границы с Мьянмой, выделяется разлом Мае Чан (левый сдвиг (?)). Суммарное смещение по левым сдвигам оценивается в 5—24 км за 5—20 млн лет по смещениям речных долин [38]. Система левых сдвигов местами рассечена более прямолинейными правыми сдвигами северо-западного простирания (например, разлом Мао Пинг, опережающий разлом Сагаинг). Новейшие разломы северо-западного простирания продолжают на юг в Таиланд.

Южные и северные продолжения тектонических зон Северного Индокитая

Приведенный ряд тектонических зон прослеживается на юг. Индосинийский блок продолжается через западную мелководную часть Южно-Китайского моря до о-ва Калимантан, на юго-западе которого, в массиве Шванер, древние кристаллические сланцы перекрыты верхним палеозоем, мелководными отложениями юры и мела и прорваны гранитоидами верхней юры и мела (153—65 млн лет) [10] (см. рис. 1). Южное продолжение Индосинийской сутуры пересекает наискось п-ов Малакка [1]. Продолжением Синобирманского блока может быть восточный шельф Андаманского задугового моря, нарушенный серией малоактивных позднеплиоцен—четвертичных грабенов [57].

Южное продолжение офиолитов Мьянмы скрыто кайнозойскими осадками Центрально-Бирманского прогиба. Расположение офиолитов можно предположительно оценить по продолжению правого сдвига Сагаинг, который на севере Андаманского моря разделяется на три ветви [57] (см. рис. 3). Его главная центральная ветвь продолжается на юго-запад, переходя в кулисный ряд рифтов юго-западного простирания, разделенных двумя или тремя меридиональными трансформными сдвигами. Ряд рифтов ограничен

на юго-западе северным окончанием Суматранского правого сдвига. Рифты образуют Центрально-Андаманский прогиб с мощностью осадков ~1 км и представляют центр спрединга с океанским типом коры. Спрединговый центр открылся в среднем миоцене [31]. Есть мнение о его зарождении ~4 млн лет назад, причем вначале спрединг был медленным — 16 мм/год, но в последние 0.7 млн лет стал быстрым — 38 мм/год [51]. Однако такая скорость спрединга противоречит современным скоростям сдвига по разлому Сагаинг ~20 мм/год [44, 69] и Суматранскому разлому 23 мм/год [27]. Поэтому мнение о зарождении спрединга в среднем миоцене представляется предпочтительным.

Центр спрединга ограничен с северо-запада дугообразной западной ветвью разлома Сагаинг. Она переходит на западе в Западно-Андаманский правый сбросо-сдвиг, продолжающийся на юго-восток Суматранским сдвигом (см. рис. 3). Предполагаемое третье, меридиональное продолжение разлома Сагаинг, как ослабленная зона, определило положение Восточно-Андаманского прогиба, примыкающего на юге к Суматранскому сдвигу. В прогибе и на его обрамлениях выявлены признаки правого сдвига и раздвигания, обусловивших опускание. Дополнительным фактором опускания стала изостатическая реакция на накопление неоген-четвертичных осадков мощностью до 8 км, выносимых р. Иравади [57].

Сохраняющаяся неопределенность южного продолжения офиолитов Мьянмы (сутуры Мезотетиса) требует рассмотрения природы Андаманского сегмента Зондской островной дуги. Выше было показано, что северная часть Центрально-Бирманского прогиба, содержащая продукты плиоцен-четвертичного островодужного вулканизма, представляет собой магматическую часть современной островной дуги, унаследованную от Мезотетиса, а Индо-Бирманские хребты являются аккреционной призмой перед ее фронтом. Аналогичное строение имеет о. Коко, северный из Андаманских островов, где, по данным сейсмопрофилирования, офиолиты надвинуты с востока на аккреционную призму [57].

Южнее строение дуги изменяется. На о. Баррен в тылу дуги ксенолиты плагиоклаза из лавы островодужного типа показали $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст 106 ± 3 млн лет (альб) [52]. Ксенолиты происходят из габбро океанской нижней коры. Мощность коры, согласно сейсмическому разрезу, достигает континентальных значений (24–32 км). На юге Андаманских островов офиолиты залегают в основании разреза [50]. Их верхнемантийные ком-

поненты — гарцбургиты и дуниты, перекрыты кумулятивным перидотит-габбровым комплексом, интрузивными породами более высокого уровня коры и толеитами. Верхняя часть коры содержит также значительные андезиты-дацитовые вулканические серии, указывающие на островодужный вулканизм на океанской коре.

Проведенное U—Pb датирование цирконов из трондьемита на южном из островов показало возраст 95 ± 2 млн лет (сеноман) [50]. Базальтовые пиллоу-лавы и дайки, которые рвут трондьемит, по геохимическому составу редких элементов сходны с породами срединно-океанических хребтов. Приведенные данные показывают, что Андаманский сегмент вулканической дуги возник на альб-сеноманской офиолитово-океанской коре и по возрасту близок к офиолитам зоны Инд-Ярлунг-Цангпо [13, 43]. По мнению [12], офиолиты Андаманских островов сформировались в результате позднеолигоценового столкновения индокитайской окраины Евразии с энсиалической дугой, существовавшей внутри океанической части Индийской плиты. Реликты этой дуги не распространяются на север в Индо-Бирманский сегмент современной Зондской дуги.

Другие тектонические зоны северного Индокитая также имеют аналоги в Тибете и Южном Китае (см. рис. 1). Офиолитовый пояс Мьянмы является продолжением сутуры Бангонг-Ноджианг Тибета [10, 17, 23, 33, 42]. Индосинийская сутура сходна с сутурой Джинша, содержащей офиолитовые зоны Улан-Ула и Юшу; закрытие этих бассейнов началось в конце перми и закончилось в триасе [2, 76, 77]. При таком сопоставлении Синобирманский и Индосинийский блоки коррелируются, соответственно, с континентальными блоками Цянтан и Сунпань Тибета. Вместе с тем, фундамент Синобирманского и Индосинийского блоков имеет сходные черты с фундаментом Южно-Китайского блока [10].

АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА ТЕРРИТОРИИ МЬЯНМЫ И ЕЕ ОКРУЖЕНИЯ

Сейсмотектоническая активность Индо-Бирманских хребтов и их обрамления

С закрытием Неотетиса скорость сближения Индии и Евразии замедлилась на севере с 15 см/год до 4 см/год [47]. Продолжающееся движение Индийской плиты в север-северо-восточном направлении в сочетании с вращением по

часовой стрелке в Юннанае и Северной Мьянме определило современное косое пододвигание Индийской плиты под Индо-Бирманские хребты и Центрально-Бирманский прогиб с преобладанием правосдвиговой компоненты движений [57].

Современная тектоническая активность границы плит проявилась под Зондской дугой сильнейшим Суматра–Андаманским землетрясением 2004 г. с $M_w = 9.2$, которое нарушило 1300 км границы Индийской плиты к югу от Мьянмы. В самом северном Араканском сегменте Зондской дуги (южный Бангладеш) произошло Араканское землетрясение 1762 г. (см. рис. 3). При этом под островами могло возникнуть смещение на 9–16 м, что может указывать на $M_w = 8.5$ [71].

В период инструментальных наблюдений активность пододвигающейся Индийской плиты выражена под Индо-Бирманскими хребтами слабыми и редко сильными (землетрясение Таменгланг 2016 г. с $M_w = 6.7$) верхнекоровыми сейсмическими событиями в приповерхностной части Индийской плиты. P -оси фокальных механизмов ориентированы вдоль хребтов, указывая на доминирование сдвиговой компоненты перемещений [39]. Это движение передается аллохтонной плите, где скорость общего современного перемещения оценивается в 35 мм/год в направлении 10° на север–северо-восток [58]. Из них больше половины приходится на правый сдвиг по разлому Сагаинг, простирающемуся над восточным краем области крутого погружения Индийской плиты. Остальное реализуется западнее, преимущественно, в Индо-Бирманских хребтах.

В складчатом поясе Трипура GPS-измерениями выявлено укорочение со скоростью 10–13 мм/год [26, 59]. В холмах Нага (Naga Hills) скорость укорочения составляет 1–4 мм/год [68, 70]. В высокой части Индо-Бирманских хребтов поперечное укорочение, если есть, то очень мало, но обнаружены активные продольные правые сдвиги [72]. GPS-мониторинг в районе разломов Чурачандпур-Мао и Кабав показывают правосдвиговое перемещение со скоростью до 16 мм/год, из которых на долю разлома Чурачандпур-Мао приходится ~6 мм/год [45] (см. рис. 3). По разлому Кабав GPS наблюдениями установлен правый сдвиг со скоростью 8.4 ± 3.0 мм/год при поперечном укорочении со скоростью 5.7 ± 4.1 мм/год [49].

На плато Шиллонг, по GPS-данным, поперечное укорочение составляет 3–6 мм/год. Поднятие определено в 0.7–1.4 мм/год на востоке плато, где его укорочение возрастает до 5–7 мм/год [68].

С наклоненным на юг скрытым взбросо-надвигом Олдбан на северной границе плато связано Великое Ассамское землетрясение 1897 г. с магнитудой $M_s = 8 \pm 1$ [21]. При землетрясении произошло смещение на 25 ± 5 м. Мощный (до 35 км) сейсмогенерирующий слой охватил всю кору, что свидетельствует о ее связи с Индийской платформой.

Разлом Сагаинг

Меридиональный активный правый сдвиг Сагаинг протягивается через территорию Мьянмы более чем на 1500 км (рис. 4). Разлом контрастно выражен на местности и на космических снимках. Не наблюдается существенных искривлений его линии, способных вызвать образование приразломных поднятий и впадин. На севере разлом распадается на несколько ветвей, которые транс-прессивно разделяют поднятия хребтов, сложенных метаморфическими комплексами. На юге разлом продолжается в Андаманское море, где связан с современным центром спрединга (см. рис. 3).

Данные GPS-мониторинга показали, что в северной части разлома на протяжении 400 км к северу от г. Мандалай скорости сдвига устойчиво находятся в пределах 18–22 мм/год [44, 69]. На юге определена скорость 17 мм/год. На юге разлома описано смещение стен форта XVI в., которое определяет скорость сдвига 11–18 мм/год [73]. Севернее выявлено смещение лавового потока с К–Аг возрастом 0.25–0.3 млн лет, что дает скорость сдвига 10–23 мм/год [20].

Очаги инструментальных землетрясений с $M \geq 7$ распределились вдоль разлома Сагаинг следующим образом [57] (см. рис. 4):

- в 1930 г. произошли два землетрясения с $M_w = 7.3$ на юге разлома с образованием сейсмогенного разрыва длиной 120 км со смещением > 3 м [64];

- в 1931 г. на северном конце разлома возникло землетрясение с $M_s = 7.6$;

- очаги двух землетрясений с $M_b = 7.5$ и $M_s = 7.8$, произошедших в 1946 г., последовательно располагались к югу от землетрясения 1931 г. и в 1991, 1992 и 2012 гг. в той же области произошли три землетрясения с $M_w > 6$;

- в 1956 г. далее к югу, но севернее г. Мандалай, произошло землетрясение с $M_s = 7.0$.

В работе [72] отмечена эта последовательная миграция сейсмических событий и предсказана возможность землетрясения с $M_w = 7.8–7.9$ на отрезке разлома между землетрясениями 1956 г. и 1930 г.

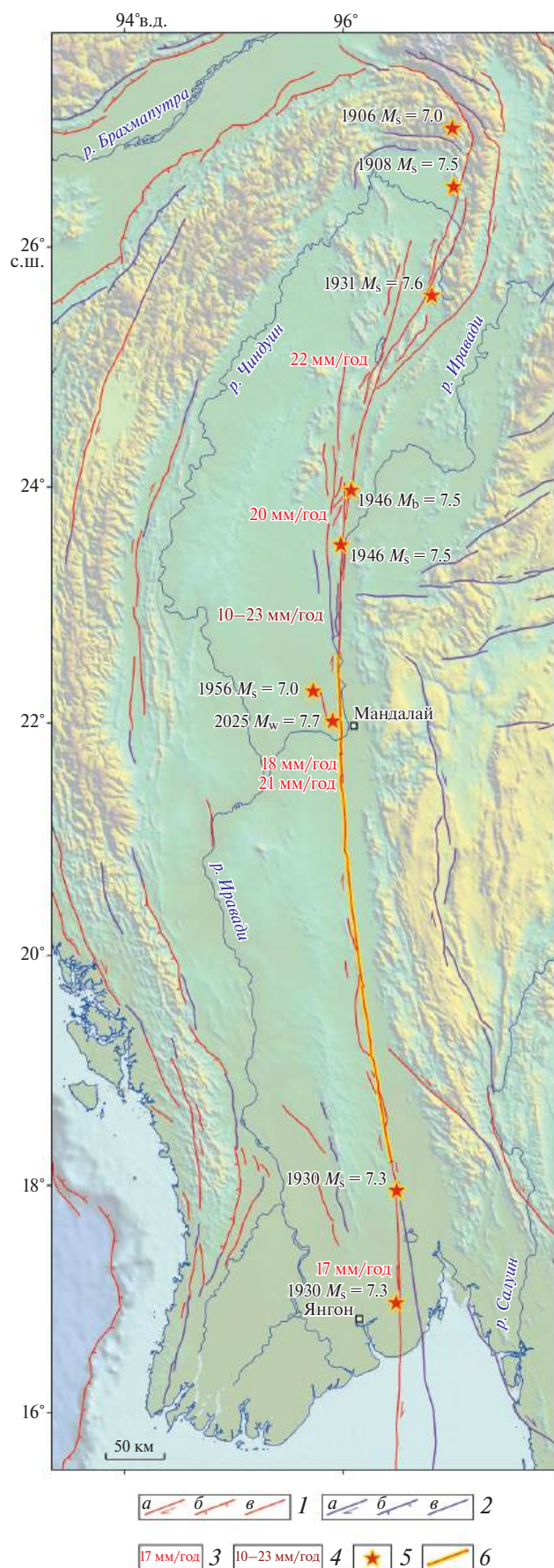


Рис. 4. Данные о современной активности разлома Сагаинг (по данным [57], с дополнениями).

1 – активные разломы: *a* – сдвиги, *б* – надвиги, *в* – с неизвестной кинематикой; 2 – плиоцен-четвертичные разломы; *a* – сдвиги, *б* – надвиги, *в* – с неизвестной кинематикой; 3 – скорости сдвига по результатам GPS-мониторинга; 4 – скорости сдвига по результатам геологических наблюдений; 5 – эпицентры землетрясений с магнитудами не менее $M \geq 7$, связанных с разломом Сагаинг (указаны годы и магнитуды M_w , M_b или M_s землетрясений); 6 – сегмент разлома Сагаинг, активизированный при Мандалайском землетрясении 2025 г.

Мандалайское землетрясение 2025 г. произошло на этом отрезке разлома, и возникшая зона сейсморазрывов закрыла указанный интервал (см. рис. 4). Примерно на месте сейсморазрыва 2025 г. 184 годами ранее произошло сильнейшее землетрясение 1839 г. [39]. Это дает представление о возможном интервале повторяемости землетрясений с магнитудами не менее $M \geq 7$ в зоне разлома Сагаинг.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ИНДОКИТАЯ ПО СЕЙСМОТОМОГРАФИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Глубинное строение Индокитая определялось по сейсмотомографическим данным. Субмеридиональный разрез 1 (рис. 5), рассчитанный вдоль сдвига Сагаинг, показывает наличие вдоль него верхнемантийного плюма, который в плоскости разреза поднимается с глубины ~ 700 км и расширяется к поверхности на север и юг, покрывая “холодные” объемы мантии и демонстрируя, тем самым, контрастность реологического состояния мантии. Севернее исследуемого региона наблюдается внутримантийный плюм, поднимающийся с глубины ~ 1500 км и распространяющийся к поверхности под Центральный Тибет (вне плоскости разреза) и Хангайское нагорье.

К югу от сдвига Сагаинг также наблюдается контрастное состояние мантии за счет наличия слэба под Зондской дугой, который выполаживается под корнем верхнемантийного плюма на широте $\sim 17^\circ$ с.ш. К югу от Зондской дуги, вероятно, происходит наложение ответвлений Африканского и Тихоокеанского суперплюмов, которые в северо-восточной части Индийского океана соединяются в единый горячий объем [5] с преобладанием, скорее всего, материала из Тихоокеанского плюма. Наибольший контраст реологического состояния

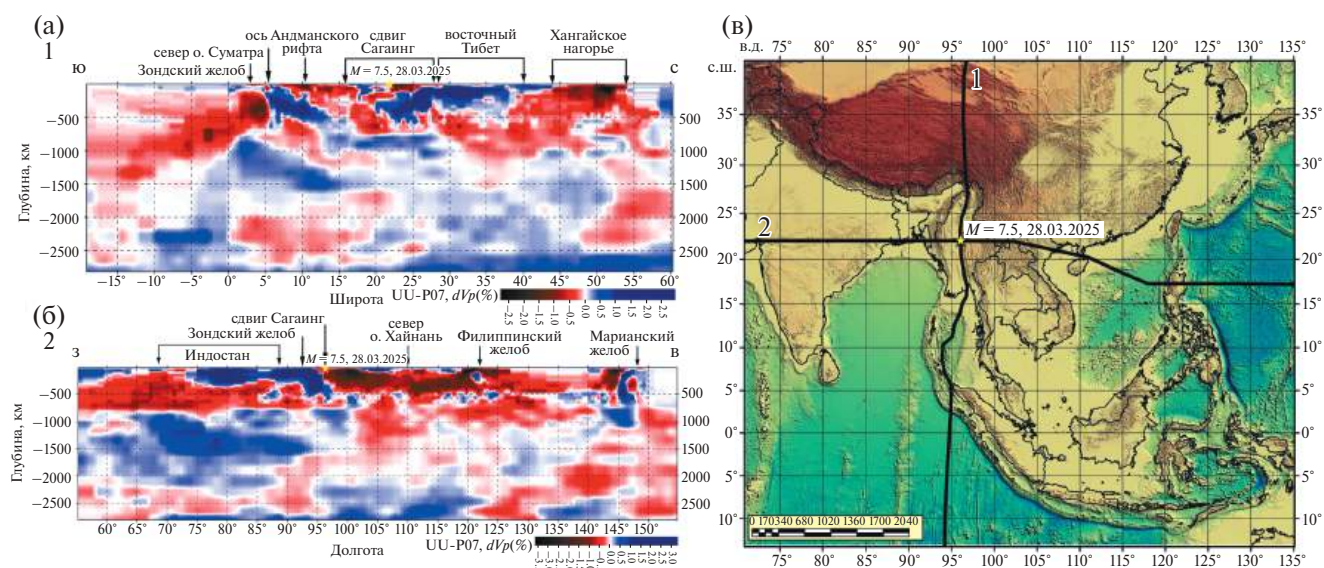


Рис. 5. Сейсмотомографические разрезы объемной модели вариаций скоростей продольных волн UU-P07 через внутримантийный плюм Мьянма–Юннань в Юго-Восточной Азии (по данным [9, 11, 63]).

Показано (звезда желтым) положение эпицентра Мандалайского события $M = 7.5$ (28.03.2025).

(а) – Субмеридиональный сейсмотомографический разрез 1;

(б) – субширотный сейсмотомографический разрез 2;

(в) – положение сейсмотомографических разрезов: 1 – субмеридиональный, 2 – субширотный.

мантии, при котором происходит взаимодействие максимально подвижных (горячих) и холодных объемов мантии, выражен в центральной части сдвига Сагаинг. В этой геодинамической обстановке предполагается накопление значительных напряжений в зоне перехода между мантийными объемами с разной реологией и их разрядка в виде сильных сейсмических событий.

Субширотный разрез 2 (см. рис.5), рассчитанный вкрест сдвига Сагаинг от эпицентра Мандалайского землетрясения, показывает наличие резкого контраста δV_p на флангах сместителя. К западу от эпицентра в верхней мантии расположен “холодный” литосферный блок Индостана, а к востоку “горячий” подвижный блок Индокитайского полуострова, в котором отчетливо проявлено движение литосферных масс на юг, зафиксированное по данным GPS [61, 70] и формирующее кинематику смещения. Эта “горячая” аномалия простирается на восток вплоть до восточной границы Филиппин, после которой структура верхней мантии меняется. В пределах указанного сегмента выделяются плюмы со среднемантийными корнями, а в самой восточной части разреза видны “горячие” аномалии Тихоокеанского суперплюма с корнями у границы мантия–ядро [6].

Субширотный разрез 2 (см. рис. 5) также показывает горизонтальную расслоенность мантии

как по “горячим” объемам, так и по “холодным”. Наиболее контрастный по δV_p сегмент разреза 2 отвечает правому сдвигу Сагаинг, который на юге, вблизи 10° с.ш., образует рифтовый сегмент Андаманского моря, интенсивная сейсмичность которого на западе совмещается с эпицентрами Зондской дуги.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ МАНДАЛАЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Сейсмотектоническая интерпретация дистанционных данных опирается на первичные сейсмологические данные [66]. Решение очага землетрясения отвечает механизму сдвига с вертикальными нодальными плоскостями, имеющими азимут простирания 270° (левый сдвиг) и 1° (правый сдвиг). Очаговая область, определенная по распространению афтершоков, строго приурочена к разлому Сагаинг и имеет общее простирание север–юг. Свидетельства очевидцев подтверждают правосдвиговую кинематику подвижки без существенной вертикальной компоненты [22].

Фактическое положение зоны сейморазрывов закартировано по интерферограмме, рассчитанной по радиолокационным снимкам Sentinel-1 до и после землетрясения (рис. 6).

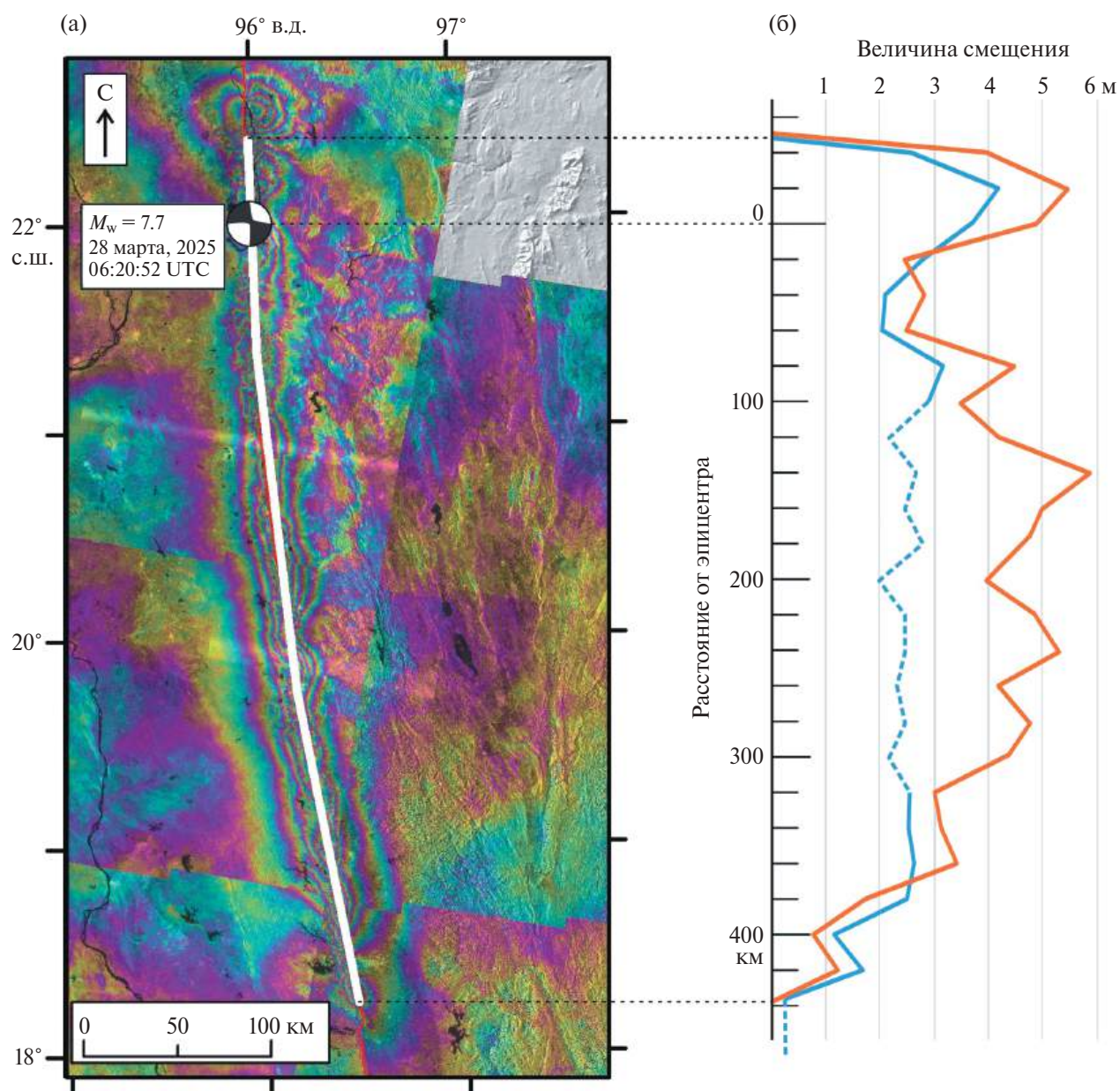


Рис. 6. Полученные сейсмотектонические данные о Мандалайском землетрясении.

(а) – Положение сейсморазрыва (линия белым) на интерферограмме, полученной по снимкам Sentinel-1 (по [62]);
(б) – амплитуда смещений вдоль разрыва по данным радарной съемки (линия синим) и по оптическим снимкам (линия оранжевым).

Установлено, что линия разрывов практически прямолинейна и полностью расположена на ранее закартированной линии разлома Сагаинг [57]. На северном окончании сейсморазрывов развиты компенсационные структуры растяжения, проявленные на дистанционных данных как опускание поверхности в восточном крыле разлома. Южнее зоны сейсморазрывов на протяжении 180 км вплоть до береговой линии в интерференционной картине прослеживается смещение такого же

знака, но величиной не более 20 см. Поскольку сейсмические события в этой области зафиксированы не были, по всей видимости, это смещение является криповым.

Разрыв в очаге землетрясения вышел на поверхность на протяжении 460 км. Величины смещений составляют от 0 м на краях разрыва до 4.2 м по данным интерферометрии или до 5.8 м по корреляции оптических снимков (см. рис. 6). В области максимальных смещений данные интерферометрии

оказываются заниженными из-за недостаточного пространственного разрешения. Однако и для данных оптической съемки величина смещения оказывается осредненной в окне размером около 100 м, т.е. максимальное смещение, измеренное на местности, может быть еще больше. Аналогичные, хотя и менее детальные, данные о смещениях были опубликованы службами оперативного мониторинга НАСА [16] и Японского аэрокосмического агентства [25], что подтверждает полученные оценки.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характерные черты Мандалайского землетрясения и сопоставление с сильнейшими землетрясениями Восточной Анатолии

Мандалайское землетрясение 28.03.2025 г. с магнитудой $M_w = 7.7$ характеризуется следующими особенностями.

- Очаг землетрясения приурочен к зоне крупного и протяженного активного правого сдвига, нарушающего верхнюю часть земной коры. При землетрясении произошло правосдвиговое перемещение по этому разлому.

- Зона сейсмогенных разрывов, возникшая при землетрясении и представляющая собой выход очага на земную поверхность, имеет протяженность 460 км, аномально большую для данной магнитуды (рис. 7). При этом очаг землетрясения не выходит за пределы верхней части земной коры. Глубина гипоцентра — ~10 км.

- Разлом расположен в офиолитовом субстрате, способствующем скольжению горных пород.

- Зона разлома и очаг землетрясения расположены над мантийным плюмом, который уменьшил толщину мантийной части литосферы и вызвал размягчение нижней части земной коры.

Перечисленные особенности Мандалайского землетрясения обнаруживают сходство с тремя сильнейшими землетрясениями Восточной Анатолии, произошедшими в последние 80 лет (рис. 8):

- Эрзинджанское землетрясение 26.11.1939 г. (23:57 UTC);
- Восточно-Анатолийское (Пазарджикское) землетрясение 06.02.2023 г. (1:17 UTC);
- Эльбистанское землетрясение 06.02.2023 г. (10:24 UTC).

Сила Эрзинджанского землетрясения оценивается магнитудой $M_w = 7.8$ [36]. При землетрясении вдоль Северо-Анатолийской зоны правых сдви-

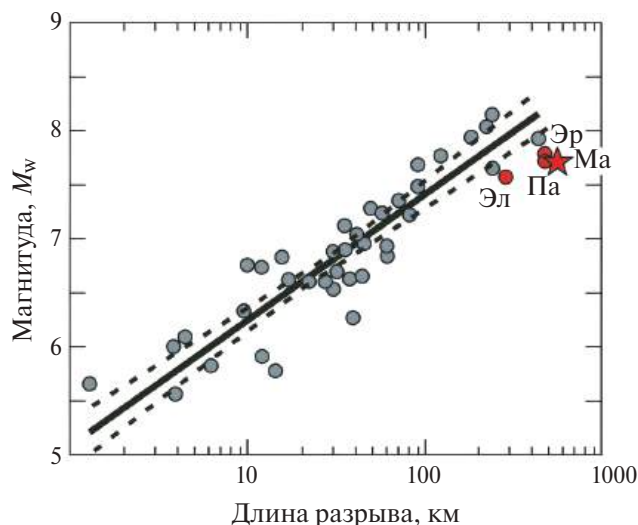


Рис. 7. Сопоставление параметров Мандалайского землетрясения и Эрзинджанского, Пазарджикского и Эльбистанского землетрясений с мировой статистикой внутрикоровых землетрясений (по данным [74]).

Показаны: соотношения магнитуды M_w и длины зоны сейсморазрывов L для отдельных землетрясений (кружки серым); среднестатистическая кривая соотношений M_w и L (сплошная линия); границы допустимых отклонений от среднестатистической кривой (пунктир).

Выделены (красным) соотношения M_w и L для землетрясений: Ма — Мандалайское; Па — Пазарджикское; Эл — Эльбистанское; Эр — Эрзинджанское.

гов возникла зона сейсморазрывов длиной 360 км. По сейсморазрывам произошел правый сдвиг со средней амплитудой 3.7 м и до 7–8 м вблизи эпицентра, где переменная вертикальная компонента смещения достигла 2 м [18, 63]. Эпицентр находился вблизи г. Эрзинджан, глубина гипоцентра составила ~20 км.

При Восточно-Анатолийском (Пазарджикском) землетрясении ($M_w = 7.7–7.8$ [37, 65]) вдоль Восточно-Анатолийской зоны левых сдвигов возникла зона сейсморазрывов протяженностью 361 км [11]. Сейсморазрывы охватили также западную и восточную ветви примыкающей к Восточно-Анатолийской зоне с юга левосдвиговой Трансформы Мертвого моря на протяжении, соответственно, 16 км и 41 км. По сейсморазрывам на протяжении 318 км произошел левый сдвиг до 8.5 м [11].

Указанные амплитуды сдвига при землетрясениях 06.02.2023 г. установлены полевыми наблюдениями смещений природных и техногенных объектов на земной поверхности. Эти амплитуды близки к оценкам сдвиговых перемещений по данным радарной спутниковой интерферометрии

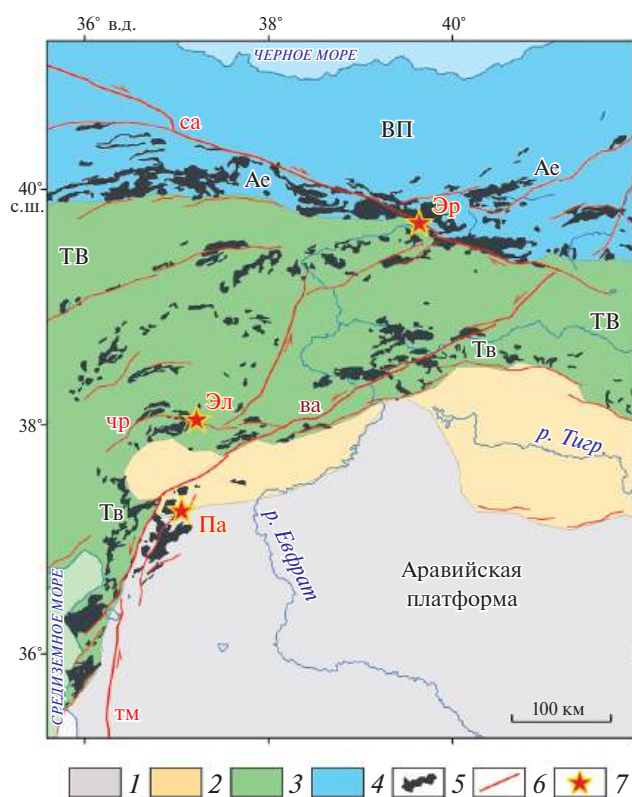


Рис. 8. Тектонические зоны и эпицентры сильнейших землетрясений Восточной Анатолии (по данным [8, 9, 11, 36]).

Тектонические зоны: ВП – Восточные Понтиды (восточная часть зоны Сакарция); ТВ – Тавриды.

Сутуры: Ае – Измир–Анкара–Эрзинджан; Тв – Южно-Таврская.

Активные разломы: ва – Восточно-Анатолийская зона; са – Северо-Анатолийская зона; тм – Трансформа Мертвого моря; чр – Чардак–Улуова.

Эпицентры землетрясений: Эр – Эрзинджанского; Эл – Эльбистанского; Па – Пазарджикского.

1 – слабо деформированные области Аравийской платформы; 2 – области позднекайнозойских деформаций чехла Аравийской платформы; 3–4 – зоны сутур и активных окраин: 3 – Неотетиса, 4 – Мезотетиса; 5 – выходы офиолитов; 6 – активные разломы; 7 – эпицентры сильнейших землетрясений

и сейсмологии [4, 24, 65]. По интерферометрическим данным [4], при Пазарджикском землетрясении сдвиг превысил 5 м на земной поверхности и, согласно рассчитанной модели, мог достигнуть 12.7 м на глубине. При Эльбистанском землетрясении сдвиг превысил 7 м на поверхности и, согласно рассчитанной модели, мог достигнуть 10 м на глубине [4].

При Эльбистанском землетрясении ($M_w = 7.5-7.6$ [37, 65]) вдоль активных разломов Чардак и Улуова с доминирующей левосдвиговой компонентой смещений возникла зона сейсморазрывов

протяженностью 190 км, вдоль сейсморазрывов на протяжении 148 км зафиксирован левый сдвиг амплитудой до 7.84 м [9].

При значительной протяженности зон сейсморазрывов глубины гипоцентров обоих землетрясений 06.02.2023 г. близки к 10 км, а глубины гипоцентров сильнейших афтершоков не превышают 18–20 км. [37, 65]. Таким образом, очаговые области обоих землетрясений не распространяются глубже верхней части земной коры.

Все три сейсмических события Восточной Анатолии приурочены к зонам крупных сдвигов, активных начиная с плиоцена. Возникшие сейсморазрывы представляют выходы очаговых зон на земную поверхность. Протяженность зон сейсморазрывов превышает допустимые отклонения от среднестатистических значений, установленных в работе [74] для континентальных сдвиговых землетрясений (см. рис. 7).

На значительном протяжении сейсморазрывы нарушают офиолитовый субстрат. В Северо-Анатолийской зоне разломов крупнейшие поля офиолитов с телами серпентинизированных перидотитов совпадают с областью пересечения Северо-Анатолийской зоны и офиолитовой сутуры Мезотетиса Измир–Анкара–Эрзинджан–Севан [8] (см. рис. 8). Эпицентр землетрясения 1939 г. находится в Эрзинджанской впадине, которая является центром этого пересечения. Офиолиты протягиваются вдоль зоны разломов на северо-запад, где они, возможно, дополняются офиолитами Палеотетиса [56]. Именно на северо-запад, в офиолиты, преимущественно распространилось сейсмогенное перемещение сейсмического события 1939 г.

Активизированные 06.02.2023 г. разломы Чардак, Улуова и Восточно-Анатолийская зона разломов, кроме ее сегмента, нарушающего Аравийскую плиту, расположены на офиолитовом субстрате зоны субдукции Неотетиса, которая в этой области погружается полого и не выходит за пределы земной коры [9]. На офиолитах залегают фрагменты верхней части континентальной коры Тавриды. В очаговой области Эльбистанского землетрясения 2023 г. установлено, что в сегментах, где сейсморазрывы секут или ограничивают выходы офиолитов, амплитуды сейсмического сдвигового перемещения значительно выше, чем в соседних сегментах, сложенных породами континентальной коры Тавриды или ее осадочного чехла [9].

Под Восточной Турцией и Арменией выявлен объем пород с пониженными скоростями продольных волн, распространяющийся от Афри-

канского суперплюма на уровне верхней мантии и верхов нижней мантии [7]. Под очаговыми областями рассматриваемых землетрясений кровля объема пород со скоростями Р-волн, пониженными не менее, чем на 37%, расположена не глубже 30 км [9]. Это свидетельствует о том, что не только верхняя мантия, но и нижняя часть коры здесь испытывают повышенный нагрев и разуплотнение. Мы считаем, что размягчение нижней части коры и верхней мантии Восточной Анатолии ограничивает сейсмогенерирующий слой региона верхней частью земной коры. В то же время, термальное воздействие низкоскоростных объемов на сейсмогенерирующий слой уменьшает его вязкость, приводя к увеличению амплитуд сейсмогенных перемещений.

Мандалайское землетрясение 28.03.2025 г. сходно с рассмотренными восточно-анатолийскими землетрясениями приуроченностью к крупным активным сдвигам, сдвиговым типом сейсмогенных перемещений, повышенной протяженностью очагов землетрясений, выраженных зонами сейсморазрывов, и малой глубиной очагов (10–20 км). Очаги всех этих землетрясений расположены на офиолитовом субстрате, и под ними нижняя часть коры и сохранившаяся часть литосферной мантии размягчены воздействием подстилающей низкоскоростной мантии.

Серпентин возникает при взаимодействии оливина и энстатита, содержащихся в перидотите, с водой и имеет в своем составе гидроксильную группу. Вместе с тем, в процессе серпентинизации фаялитовая часть оливина может выделять молекулярный водород в результате перехода двухвалентного железа в трехвалентное. Присутствие воды и водорода увеличивает способность серпентинита к деформации в верхнекоровых условиях.

Мы полагаем, что именно наличие пластичного офиолитового субстрата, содержащего воду и молекулярный водород, и размягчение низов коры и верхов мантии стали причиной повышенной протяженности зон сейсморазрывов при малой глубине очагов, не выходящих на пределы верхней части земной коры. Вместе с тем, серпентинизация перидотита увеличивает напряжения в сейсмогенерирующем объеме из-за разуплотнения от 3.2 г/см^3 у перидотита до $2.2\text{--}2.9 \text{ г/см}^3$ у серпентинита [3]. Сходство сеймотектонических особенностей Мандалайского землетрясения и удаленных от него землетрясений Восточной Турции и, прежде всего, — повышенная длина зон сейсморазрывов, указывают на универсальность

обусловивших их факторов сейсмогенеза. Эти факторы должны учитываться при оценке сейсмических воздействий сильных землетрясений.

ВЫВОДЫ

1. Мандалайское землетрясение 28.03.2025 г. с магнитудой $M_w = 7.7$ произошло в зоне меридионально простирающегося активного правого сдвига Сагаинг, Мьянма. Эпицентр землетрясения находится вблизи г. Мандалай. Глубина гипоцентра — около 10 км.

2. Разлом Сагаинг расположен на востоке тектонической зоны Центрально-Бирманского прогиба, где распространены офиолиты, которые являются реликтами палеоокеана Мезотетис, возникшего в триасе или, возможно, конце перми и закрывшегося в середине мела. В новейшей структуре региона зона Центрально-Бирманского прогиба выполняет функцию вулканической части самого северного сегмента Зондской островной дуги. Расположенная западнее зона Индо-Бирманских хребтов является внешней частью дуги — деформированной аккреционной призмой, под которую полого пододвигается Индийская плита. На широте Мьянмы плита имеет утоненную континентальную кору, которая, возможно, сменяется океанской на востоке Индо-Бирманских хребтов, где поверхность поддвига испытывает резкое погружение. Разлом Сагаинг расположен над восточным флангом крутого погружения плиты. Далее к востоку находятся Синобирманский и Индо-синийский континентальные блоки, разделенные сутурой Палеотетиса.

3. Под Мьянмой и более восточными областями Северного Индокитая расположен мантийный плюм Мьянма—Юннань — объем низкоскоростной мантии, восходящий из низов переходного слоя или верхов нижней мантии. Разогретые и разуплотненные породы плюма частично замещают литосферную мантию и размягчают ее реликты и нижнюю часть земной коры, ограничивая сейсмогенерирующий слой района Мандалайского землетрясения верхней частью коры.

4. Авторы статьи обработали данные дистанционного зондирования до и после Мандалайского землетрясения методами радарной интерферометрии и субпиксельной корреляции оптических космоснимков. Результаты обработки показали, что при землетрясении вдоль разлома Сагаинг возникла зона сейсморазрывов протяженностью ~460 км, по которой произошел правый сдвиг

амплитудой до 5.8 м. Перемещение распространилось, главным образом, к югу от эпицентра — в сегмент разлома Сагаинг, не затронутый предыдущими сильнейшими ($M_w \geq 7$) землетрясениями инструментального периода. Полученные результаты подтверждаются сейсмологическими данными.

5. Протяженность зон сейсморазрывов Мандалайского землетрясения и сравниваемых с ним трех сильнейших землетрясений Восточной Анатолии аномально велика для соответствующих магнитуд по сравнению со среднестатистическими значениями этой величины. Повышенная протяженность зон сейсморазрывов, соответствующих очаговым зонам этих землетрясений, обусловлена тем, что они возникли на пластичном офиолитовом субстрате, малая глубина очагов (верхняя часть земной коры) связана с размягчением нижней части коры и верхов мантии под воздействием расположенных ниже объемов разогретой и разуплотненной мантии. Эти факторы необходимо учитывать при прогнозировании сейсмических воздействий сильных землетрясений.

Благодарности. Авторы благодарны рецензентам А.Ф. Еманову (Алтае-Саянский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба Российской академии наук” (АСФ ФИЦ ЕГС РАН), г. Новосибирск, Россия), Ю.Л. Ребецкому (Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ РАН), г. Москва, Россия), Л.В. Эппельбауму (Тель-Авивский Университет, г. Тель-Авив, Израиль) за полезные комментарии и признательны редактору М.Н. Шуплецову (Геологический институт РАН (ГИН РАН), г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Статья подготовлена в рамках тем FMMG-2023-0006 и FMMG-2023-0005 Геологического института РАН.

Соблюдение норм научной этики. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.А. Индосиниды Евразии // Геотектоника. 1985. № 6. С. 21–42.
2. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Тектоника и геодинамика в палеозое. — Под ред. А.А. Моссаковского. — М.: Геос, 2006. 215 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 570).
3. Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Новые аспекты соотношений тектоники и сейсмичности // ДАН. 1993. Т. 331. № 5. С. 587–589.
4. Михайлов В.О., Бабаянц И.П., Волкова М.С., Тимошкина Е.П., Смирнов В.Б., Тихоцкий С.А. Землетрясения в Турции 06.02.2023: Модель поверхности разрыва по данным спутниковой радарной интерферометрии // ДАН. Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 1. С. 71–77. Doi: 10.31857/S2686739723600625
5. Соколов С.Ю. Состояние геодинамической подвижности в мантии по данным сейсмотомографии и отношению скоростей Р и S волн // Вест. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. Т. 24. № 2. С. 55–67.
6. Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Дуговые структуры и строение верхней мантии Центральной и Юго-Восточной Азии по данным сейсмотомографии и сейсмичности // Геотектоника. 2024. № 1. С. 28–47. Doi: 10.31857/S0016853X24010023
7. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Подлитосферные течения в мантии // Геотектоника. 2017. № 6. С. 3–17. Doi: 10.7868/S0016853X1706008X
8. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Хессами Х. Мезозойско-кайнозойская структура Черноморско-Кавказско-Каспийского региона и ее соотношение со строением верхней мантии // Геотектоника. 2020. № 3. С. 55–81. Doi: 10.31857/S0016853X20030108
9. Трихунков Я.И., Çelik H., Ломов В.С., Трифонов В.Г., Бачманов Д.М., Karginoglu Y., Соколов С.Ю. Геологическая позиция, структурные проявления Эльбистанского землетрясения и тектоническое сравнение двух сильнейших сейсмических событий 06.02.2023 г. в Восточной Турции // Геотектоника. 2024. № 3. С. 108–126. Doi: 10.31857/S0016853X24030054
10. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. — М.: Научный мир, 2001. 606 с.
11. Челик Х., Трихунков Я.И., Соколов С.А., Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Каргиноглу Ю., Юшин К.И., Ломов В.С., Бачманов Д.М. Тектонические аспекты Восточно-Анатолийского землетрясения 06.02.2023 г. в Турции // Физика Земли. 2023. № 6. С. 5–23. Doi: 10.31857/S0002333723060054
12. Acharyya S.K. Collisional emplacement history of the Naga-Andaman ophiolites and the position of the eastern Indian suture // J. Asian Earth Sci. 2007. Vol. 29. No. 2–3. P. 229–242. Doi: 10.1016/j.jseaes.2006.03.003
13. Aitchison J.C., Davis A.M., Abrajvitch A.V., Ali J.R., Badengzhu, Liu J., Luo H., McDermid I.R.C., Ziabrev S.V. Stratigraphic and sedimentological constraints on the age and tectonic evolution of the Neotethys ophiolites along the Yarlung–Tsangpo suture zone, Tibet. — In: *Ophiolites in Earth history*. — Ed. by Y. Dilek, P.T. Robinson, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2003. Vol. 218), 147–164. Doi: 10.1144/GSL.SP.2003.218.01.09
14. Allen C.R., Gillespie A.R., Han Yu., Sieh K.E., Zhang B., Zhu Ch. Red River and associated faults, Yunnan Province, China: Quaternary geology, slip rates, and seismic hazard // GSA Bull. 1984. Vol. 95. No. 6. P. 686–700. Doi: 10.1130/0016-7606(1984)95<686:RRAAFY>2.0.CO;2
15. Amaru M. Global travel time tomography with 3D reference models. — PhD Thesis, (Geol. Departm., Utrecht Univ., Germany. 2007), 174 p. (In German).
16. ARIA Advanced Rapid Imaging and Analysis, URL: <https://aria.jpl.nasa.gov/> (Accessed June 16, 2025).

17. Barber A.J., Khin Zaw, Crow M.J. The pre-Cenozoic tectonic evolution of Myanmar. — In: *Myanmar: Geology, Resources and Tectonics*. — Ed. by A.J. Barber, Khin Zao, M.J. Crow (Geol. Soc., London. Memoirs. 2017. Vol. 48). P. 687–712. Doi: <https://doi.org/10.1144/M48.31>
18. Barka A.A. The North Anatolian fault zone // *Ann. Tectonicae*. 1992 Vol. 6. P. 164–195.
19. Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // *Geochem., Geophys., Geosyst. (G³)*. 2002. Vol. 3. P. 1–48. Doi: [10.129/2001GC000168](https://doi.org/10.129/2001GC000168)
20. Bertrand G., Rangin C., Maury R.C., Htun H.M., Bellon H., Guillaud J.P. Les basaltes de Singu (Myanmar): Nouvelles contraintes sur le taux de décrochement récent de la faille de Sagaing // *Comptes Rendus de l'Académie des Science (Ser. IIA-Earth and Planet. Sci.)*. 1998. Vol. 327. P. 479–484.
21. Bilham R., England P. Plateau 'pop-up' in the great 1897 Assam earthquake // *Nature*. 2001. Vol. 410. P. 806–809.
22. Bradley K., Hubbard J. Remarkable video captures fault slip in the Myanmar earthquake. *Earthquake Insights*. <https://doi.org/10.62481/01cd039c> html (Accessed June 16, 2025).
23. Burchfiel B.C., Chen Z. Tectonics of the southeastern Tibetan Plateau and its adjacent foreland. (GSA, Boulder, USA. GSA Memoir. 2012. Vol. 210), 225 p.
24. Çetin K.Ö., Bray J.D., Frost J.D., Hortacsu A., Miranda E., Moss R.E.S., Stewart J.P. February 6, 2023 Kahramanmaraş, Türkiye Earthquakes. — Report on Geoscience and Engineering Impacts. GEER Association Report 082 edn., 6 May 2023. <https://doi.org/doi:10.18118/G6PM34>
25. *Earthquake in Mandalay, Myanmar on 28 March, 2025. — Emergency Obs. Request Information*, <https://sentinel-asia.org/EO/2025/article20250328MM.html> (Accessed June 16, 2025).
26. Gahalaut V.K., Kundu B., Laishram S.S., Catherine J., Kumar A., Singh M.D., Narsaiah M. Aseismic plate boundary in the Indo-Burmese wedge, northwest Sunda Arc // *Geology*. 2013. Vol. 41. No. 2. P. 235–238. Doi: [10.1130/G33771.1](https://doi.org/10.1130/G33771.1)
27. Genrich J.F., Bock Y., McCaffrey R., Prawirodirdjo L. Distribution of slip at the northern Sumatran fault system // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2000. Vol. 105. P. 28327–28341. Doi: [10.1029/2000JB900158](https://doi.org/10.1029/2000JB900158)
28. *Geological Map of the People's Republic of China. — Scale 1:2 500 000*. — Ed. by Huang Chongke, (Xi'an Mapping & Printing Comp. of ARSC. China Geol. Surv. 2004).
29. *Geological map of Myanmar. — Scale 1:2 250 000*. (Myanmar Geosci. Soc., Yangon, Myanmar, 2014).
30. Goldstein R.M., Werner C. Radar interferogram filtering for geophysical applications // *Geophys. Res. Lett.* 1998. Vol. 25. No. 21. P. 4035–4038. Doi: [10.1029/1998GL900033](https://doi.org/10.1029/1998GL900033)
31. Hall R. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: Computer-based reconstructions, model and animations // *J. Asian Earth Sci.* 2002. Vol. 20. P. 353–431. Doi: [10.1016/S1367-9120\(01\)00069-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(01)00069-4)
32. Hall R., Spakman W. Mantle structure and tectonic history of SE Asia // *Tectonophysics*. 2015. Vol. 658. P. 14–45. Doi: [10.1016/j.tecto.2015.07.003](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.07.003)
33. Hla Htay, Khin Zaw, Than Than Oo. The mafic–ultramafic (ophiolitic) rocks of Myanmar. — In: *Myanmar: Geology, Resources and Tectonics*. — Ed. by A.J. Barber, Khin Zao, M.J. Crow (Geol. Soc. London. Memoirs. 2017. Vol. 48). P. 117–141. Doi: [10.1144/M48.6](https://doi.org/10.1144/M48.6)
34. Hutchison C.S. Ophiolite in Southeast Asia // *GSA Bull.* 1975. Vol. 86. P. 797–806.
35. International Geological Map of Asia. — Scale 1:5 000 000. — Coordinator Ren Jishun, (Commission for the Geol. Map of the World, Inst. Geol., Chinese Acad. Geol. Sci., 2013).
36. *International Seismological Centre. — ISC-GEM Earthquake Catalogue (2024. Vers. 11)*. URL: <https://doi.org/10.31905/d808b825> (Accessed June 16, 2025).
37. *Kahramanmaraş – Gaziantep Turkey M = 7.7 earthquake, February 6, 2023 (04:17 GMT+03:00)*. — Boğazici Univ. Kandilli Observatory. Sci. Rep. 2023. 41 p. URL: https://eqe.bogazici.edu.tr/sites/eqe.boun.edu.tr/files/kahramanmaraş-gaziantep-earthquake_06-02-2023_04.17-bogazici_university_earthquake_engineering_department_v6.pdf (Accessed June 16, 2025).
38. Lacassin R., Replumaz A., Leloup P.H. Hairpin river loops and slip-sense inversion on southeast Asian strike-slip faults // *Geology*. 1998. Vol. 26. P. 703–706.
39. Le Dain A.Y., Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and tectonics of Burma and surrounding regions // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 1984. Vol. 89. P. 453–472. Doi: [10.1029/JB089iB01p00453](https://doi.org/10.1029/JB089iB01p00453)
40. Lei W., Shi G., Santosh M., Ng Y., Liu Y., Wang J., Xie G., Ju Y. Trace element features of hydrothermal and inherited igneous zircon grains in a mantle wedge environment: A case study from Myanmar jadeitite // *Lithos*. 2016. Vol. 266–267. P. 16–27. Doi: [10.1016/j.lithos.2016.09.031](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.031)
41. Lei Y., Gardner A., Agram P. Autonomous repeat image feature tracking (auto-RIFT) and its application for tracking ice displacement // *Remote Sensing*. 2021. Vol. 13. No. 4. 749. Doi: [10.3390/rs13040749](https://doi.org/10.3390/rs13040749)
42. Liu C.-Z., Chung S.-L., Wu F.-Y., Zhang C., Xu Y., Wang J.-G., Chen Y., Guo S. Tethyan suturing in Southeast Asia: Zircon U–Pb and Hf–O isotopic constraints from Myanmar ophiolites // *Geology*. 2016. Vol. 44. P. 311–314. Doi: [10.1130/G37342.1](https://doi.org/10.1130/G37342.1)
43. Malpas J., Zhou M.-F., Robinson P.T., Reynolds P.H. Geochemical and geochronological constraints on the origin and emplacement of the Yarlung–Zangbo ophiolites, Southern Tibet. — In: *Ophiolites in Earth history*. — Ed. by Y. Dilek, P.T. Robinson, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2003. Vol. 218), pp. 191–206.
44. Maurin T., Masson F., Rangin C., Min U.T., Collard P. First global positioning system results in northern Myanmar: constant and localized slip rate along the Sagaing Fault // *Geology*. 2010. Vol. 38. P. 591–594. Doi: [10.1130/G30872.1](https://doi.org/10.1130/G30872.1)
45. Maurin T., Rangin C. Structure and kinematics of the Indo-Burmese Wedge: Recent and fast growth of the outer wedge // *Tectonics*. 2009. Vol. 28. TC2010. Doi: [10.1029/2008TC002276](https://doi.org/10.1029/2008TC002276)

46. Mitchell A., Chung S.L., Thura Oo., Lin T.H., Hung C.H. Zircon U–Pb ages in Myanmar: Magmatic–metamorphic events and the closure of a neo-Tethys ocean? // *J. Asian Earth Sci.* 2012. Vol. 56. P. 1–23. Doi: 10.1016/j.jseae.2012.04.019
47. Molnar P., Stock J.M. Slowing of India's convergence with Eurasia since 20 Ma and its implications for Tibetan mantle dynamics // *Tectonics*. 2009. Vol. 28. TC3001. Doi: 10.1029/2008TC002271
48. *Myanmar: Geology, Resources and Tectonics*. — Ed. by A.J. Barber, Khin Zao, M.J. Crow, (Geol. Soc., London. Memoirs. 2017. Vol. 48), 764 p.
49. Oryan B., Betka P.M., Steckler M.S., Nooner S.L., Lindsey E.O., Mondal D., Mathews A.M., Akhter S.H., Singha S., Than Oo. New GNSS and geological data from the Indo-Burman subduction zone indicate active convergence on both a locked megathrust and the Kabaw Fault // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2023. Vol. 128. e2022JB025550. Doi: 10.1029/2022JB025550.
50. Pedersen R.B., Searle M.P., Carter A., Bandopadhyay P.C. U–Pb zircon age of the Andaman ophiolite: implications for the beginning of subduction beneath the Andaman–Sumatra arc // *J. Geol. Soc., London*. 2010. Vol. 167. P. 1105–1112. Doi: 10.1144/0016-76492009-151
51. Raju K.A., Ramprasad T., Rao P.S., Ramalingeswara Rao B., Varghese J. New insights into the tectonic evolution of the Andaman Basin, northeast Indian Ocean // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2004. Vol. 221. P. 145–162. Doi: 10.1016/S0012-821X(04)00075-5
52. Ray J.S., Pande K., Bhutani R. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of subaerial lava flows of Barren Island volcano and the deep crust beneath the Andaman Island Arc, Burma Microplate // *Bull. Volcanol.* 2015. Vol. 77. 57. Doi: 10.1007/s00445-015-0944-9
53. Replumaz A., Lacassin R., Tapponnier P., Leloup P.H. Large river offsets and Plio-Quaternary dextral slip rate on the Red River Fault (Yunnan, China) // *J. Geophys. Res.* Vol. 106 (B1). P. 819–836. Doi: 10.1029/2000JB900135
54. Schoenbohm L.M., Burchfiel B.C., Liangzhong C., Jiyun Y. Miocene to present activity along the Red River Fault, China, in the context of continental extrusion, upper-crustal rotation, and lower-crustal flow // *GSA Bull.* 2006. Vol. 118. P. 672–688. Doi: 10.1130/B25816.1
55. Searle M.P., Morley C.K., Waters D.J., Gardiner N.J., Kyi Htun U., Than Than Nu, Robb L.J. Tectonic and metamorphic evolution of the Mogok Metamorphic and Jade Mines belts and ophiolitic terranes of Burma (Myanmar). — In: *Myanmar: Geology, Resources and Tectonics*. — Ed. by A.J. Barber, Khin Zao, M.J. Crow, (Geol. Soc., London. Memoirs. 2017. Vol. 48). P. 261–294. Doi: 10.1144/M48.12
56. Sengör A.M.C. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. — GSA, Boulder, USA, GSA Spec. Publ. 1984. Vol. 195. 82 p.
57. Sloan R.A., Elliott J.R., Searle M.P., Morley C.K. Active tectonics of Myanmar and the Andaman Sea. — In: *Myanmar: Geology, Resources and Tectonics*. — Ed. by A.J. Barber, Khin Zao, M.J. Crow (Geol. Soc., London. Memoirs. 2017. Vol. 48). P. 19–52. Doi: 10.1144/M48.2
58. Socquet A., Vigni C., Chamot-Rooke N., Simons W., Rangin C., Ambrosius B. India and Sunda plates motion and deformation along their boundary in Myanmar determined by GPS // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2006. Vol. 111. B05406. Doi: 10.1029/2005JB003877
59. Steckler M.S., Mondal D.R., Akhter S.H., Seeber L., Feng L., Gale J., Hill E.M., Howe M. Locked and loading megathrust linked to active subduction beneath the Indo-Burman Ranges // *Nature Geoscience*. 2016. Vol. 9. P. 615–618. Doi: 10.1038/NNGEO2760
60. Su W.J., Dziewonski A.M. Simultaneous inversion for 3D variations in shear and bulk velocity in the mantle // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1997. Vol. 100. P. 135–156. Doi: 10.1016/S0031-9201(96)03236-0
61. Todrani A., Speranza F., D'Agostino N., Zhang B. Post-50 Ma evolution of India–Asia collision zone from paleomagnetic and GPS data: Greater India indentation to eastward Tibet flow // *Geophys. Res. Lett.* 2021. Vol. 49. e2021GL096623. Doi: 10.1029/2021GL096623
62. Torres R., Snoeij P., Geudtner D., Bibby D., Davidson M., Attema E., Potin P., Rommen B., Flourey N., Brown N., Navas Trave I., Deghaye P., Duesmann B., Rosich B., Miranda N., Bruno C., L'Abbate M., Croci R., Pietropaolo A., Huchler M., Rostan F. GMES Sentinel-1 mission // *Remote Sensing of Environment*. 2012. Vol. 120. P. 9–24. Doi: 10.1016/j.rse.2011.05.028
63. Trifonov V.G. Using active faults for estimating seismic hazard // *J. Earthquake Predict. Res.* 2000. Vol. 8. No. 2. P. 157–184.
64. Tsutsumi H., Sato T. Tectonic geomorphology of the southernmost Sagaing Fault and surface rupture associated with the May 1930 Pegu (Bago) earthquake, Myanmar // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2009. Vol. 99. P. 2155–2168. Doi: 10.1785/0120080113
65. *USGS Earthquake Hazard Program. — M 7.5–2023 Elbistan earthquake, Kahramanmaraş earthquake sequence*, URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000jlq4/executive> (Accessed June 16, 2025).
66. *USGS Earthquake Hazard Program. — M 7.7–2025 Mandalay, Burma (Myanmar) Earthquake*, URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us7000pn9s/executive> (Accessed June 16, 2025).
67. Van der Meer D.G., Van Hinsbergen D.J., Spakman W. Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity // *Tectonophysics*. 2018. Vol. 723. P. 309–448. Doi: 10.1016/j.tecto.2017.10.004
68. Vernant P., Bilham R., Szeliga W., Drupka D., Kalita S., Bhattacharyya A.K., Berthet T. Clockwise rotation of the Brahmaputra Valley relative to India: Tectonic convergence in the eastern Himalaya, Naga Hills and Shillong Plateau // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2014. Vol. 119. P. 6558–6571. Doi: 10.1002/2014JB011196
69. Vigny C., Socquet A., Rangin C., Chamot-Rooke N., Pubellier M., Bouin M.N., Becker M. Present-day crustal deformation around Sagaing fault, Myanmar // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2003. Vol. 108 (B11). 2533. Doi: 10.1029/2002JB001999

70. Wang M., Shen Z.K. Present-day crustal deformation of continental China derived from GPS and its tectonic implications // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2020. Vol. 125. e2019JB018774. Doi: 10.1029/2019JB018774
71. Wang Y., Shyu J.B.H., Sieh K., Chiang H.W., Wang C.C., Thura Aung, Soe Thura Tun. Permanent upper plate deformation in western Myanmar during the great 1762 earthquake: Implications for neotectonic behavior of the northern Sunda megathrust // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2013. Vol. 118. P. 1277–1303. Doi: 10.1002/jgrb.50121
72. Wang Y., Sieh K., Soe Thura Tun, Lai K.-Y., Than Myint. Active tectonics and earthquake potential of the Myanmar region // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2014. Vol. 119. P. 3767–3822. Doi: 10.1002/2013JB010762
73. Wang Y., Sieh K., Thura Aung, Soe Min, Saw Ngwe, Khaing, Soe Thura Tun. Earthquakes and slip rate of the southern Sagaing Fault: insights from an offset ancient fort wall, lower Burma (Myanmar) // *Geophys. J. Int.* 2011. Vol. 185. P. 49–64. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04918.x
74. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1994. Vol. 84. P. 974–1002.
75. Yang J.W., Xu Z.Q., Duan S.D., Li Z., Xyun F.S., Liu Zh., Zai Zh.H., Li H.Z. Discovery of a Jurassic SSZ ophiolite in the Myitkyina region of Myanmar // *Journal Yanshi Xuebao*. 2012. Vol. 28. P. 1710–1730. (In Chinese with English abstr.).
76. Yin A., Harrison T.M. Geological evolution of the Himalayan–Tibetan orogen // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 2000. Vol. 28. P. 211–280. Doi: 10.1146/annurev.earth.28.1.211
77. Zhang Q., Wang Y., Zhou G.Q., Qian Q., Robinson P.T. Ophiolites in China: Their distribution, age and tectonic setting. – In: *Ophiolites in Earth history*. – Ed. by Y. Dilek, P.T. Robinson, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2003. Vol. 218), P. 541–566.

Tectonic Position and Seismotectonic Manifestations of the March 28, 2025 Mandalay Earthquake $M_w = 7.7$ (Myanmar)

E. A. Zelenin^a, V. G. Trifonov^{a, *}, S. Yu. Sokolov^a, D. M. Bachmanov^a

^aGeological Institute RAS, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia

*e-mail: trifonov@ginras.ru

The March 28, 2025 Mandalay Earthquake, with a magnitude $M_w = 7.7$ and its epicenter near the city of Mandalay, occurred within the zone of the major N–S trending active right-lateral Sagaing fault. The earthquake generated a seismic rupture zone that extended mainly southward from the epicenter along this fault. Using radar interferometry and sub-pixel correlation of satellite imagery, the authors determined the parameters of the rupture zone. Its length is ~ 460 km, with right-lateral displacement reaching the maximum observed amplitude of 5.8 m. Given the hypocenter depth of 10 km, the seismic ruptures can be considered the surface expression of the earthquake source. The Sagaing Fault is associated with the ophiolite belt of Myanmar, which represents relicts of the Meso-Tethys paleo-ocean, displaced by Cenozoic tectonic movements. In northern Myanmar, where the Mandalay earthquake occurred, the ophiolite belt functions as the magmatic component of the submeridional northern segment of the Sunda island arc, beneath which the Indian Plate is subducting in a north-northeast direction. While the subduction surface is gently dipping near the front of the Sunda Plate, it experiences steep subduction further to the east. The Sagaing Fault lies above the eastern flank of the region of steep Indian Plate subduction. Beneath the region lies a mantle plume that reduces lithospheric thickness and causes softening of the lower crust. We suggest that the increased extent of the rupture zone of the Mandalay earthquake is due to the plasticity of the ophiolitic substrate, which facilitates rock slip, while the shallow depth of the hypocenter is related to the softening of the lower crust and upper mantle under the influence of the mantle plume. The significance of these factors is confirmed by comparing the Mandalay earthquake with the strongest earthquakes in Eastern Anatolia over the past 80 years, which occurred under similar tectonic conditions. These factors are supposed to be taken into account when assessing seismic impacts of major earthquakes

Keywords: Mandalay earthquake, Sagaing Fault, Southeast Asia tectonics, seismogenic displacements, ophiolites, low-velocity mantle