

АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

© 2021 г. В. Г. Трифонов¹, Е. А. Зеленин¹, *, С. Ю. Соколов¹, Д. М. Бачманов¹

¹Геологический институт РАН, д. 7 Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

*e-mail: egorzelenin@mail.ru

Поступила в редакцию 07.10.2020 г.

После доработки 30.04.2021 г.

Принята к публикации 25.05.2021 г.

Центральная Азия превосходит соседние территории интенсивностью четвертичных поднятий и активного разломообразования. По кинематике активных разломов различаются северо-восток региона (от Срединного Тибета до Восточного Саяна) и его южная и западная части (Гималаи, Памиро-Пенджабский синтаксис и область к северу от него до Горного и Монгольского Алтая). На северо-востоке доминируют субширотные левые сдвиги, на юге и западе – правые сдвиги и надвиги северо-западного и широтного простираний. Особенности активной тектоники связаны со строением верхней мантии, исследованной на трех горизонтальных срезах. На срезе глубиной 67 км (пограничная зона кора/мантия) выделяются области, соответствующие высочайшим горным системам, с резко пониженными значениями скоростей P -волн и плотности пород. Разуплотнение стало главной причиной интенсивного поднятия этих горных систем. Срезы на глубинах 158 и 293 км отражают неоднородности строения верхней мантии Центральной Азии. В ее восточной части скорости P -волн существенно понижены воздействием Тибетского и Хангайского внутримантийных плюмов. Деформации латерального удлинения здесь превысили деформации латерального укорочения, и литосфера не могла передавать давление Индийской платформы более северным тектоническим зонам. Разуплотнение верхней мантии обусловило поднятие Тибета и Хангайского нагорья. Связанные с плюмами верхнемантийные течения вызвали левосдвиговые смещения по субширотным разломам. На юге и западе Центральной Азии скорости P -волн и, соответственно, плотности верхней мантии возрастают. На юге происходит деформационное утолщение и пододвигание литосферы Индийской платформы под Гималаи и Южный Тибет. Активные надвиги, правые сдвиги и взбросо-сдвиги западной и северо-западной части Центральной Азии являются структурным выражением горизонтального сжатия литосферных блоков. Из-за плотностной неоднородности литосферы происходило вращение нагружаемых блоков, в результате чего скорости сдвиговых перемещений изменялись вдоль разломов до полного затухания.

Ключевые слова: неотектоника, геодинамика, активные разломы, деформации, четвертичные поднятия, верхняя мантия, литосфера, Альпийско-Гималайский пояс

DOI: 10.31857/S0016853X21030097

ВВЕДЕНИЕ

Активными называют разломы, подвижки по которым происходили в недавнем прошлом и поэтому могут ожидать в ближайшем будущем [61]. Позднее по аналогии с активными разломами возникло понятие активной тектоники [21]. Интервал времени, в течение которого подвижки по разлому являются признаками его активности, оценивается по-разному. Большинство исследователей считают таким интервалом голоцен, т.е. последние 11 тыс. лет [23], или поздний плейстоцен и голоцен (позднечетвертичное время), т.е. последние 130 тыс. лет [57]. Авторы статьи признают активными разломы с признаками движений в позднем плейстоцене и голоцене.

Целью предлагаемой статьи является изложение результатов кинематического анализа активных разломов Центральной Азии, их сопоставле-

ние с четвертичным поднятием и строением верхней мантии региона и геодинамическая интерпретация. Активные разломы выбраны для изучения новейшей геодинамики по следующим причинам. Из-за хорошей сохранности параметры позднечетвертичных подвижек по активным разломам определяются с большей достоверностью и точностью, чем следы более ранних неотектонических смещений. Создаваемые по активным разломам кинематическая и геодинамическая модели являются мгновенными в геологическом масштабе времени, что освобождает их от неопределенностей, связанных с наложением одних явлений на другие. Для большинства крупных активных разломов доказана унаследованность позднечетвертичных подвижек от смещений в течение более раннего плейстоцена, а нередко и плиоцена, что позволяет распространять кинематические и геодинамические особенного поздне-

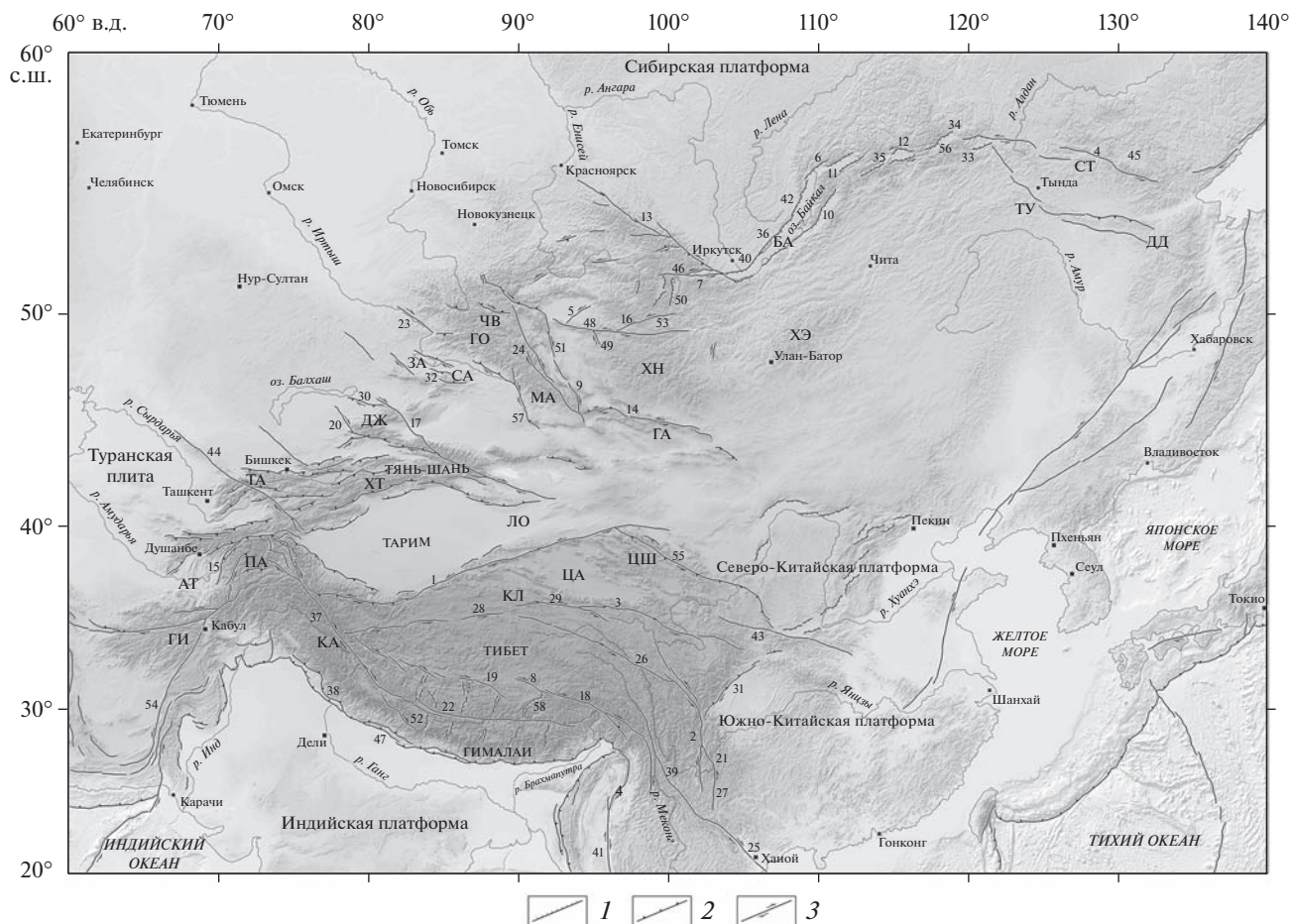


Рис. 1. Карта крупных активных разломов Центральной Азии. Обозначено: АТ – Афгано-Таджикская депрессия, БА – оз. Байкал, ГА – Гобийский Алтай, ГИ – Гиндукуш, ГО – Горный Алтай, ДД – хр. Джагды, ДЖ – Джунгарский Алатау, ЗА – Зайсанская впадина, КА – Каракорум, КЛ – Куньлунь, ЛО – оз. Лобнор, МА – Монгольский Алтай, ПА – Памир, СА – Саур, СТ – хр. Становой, ТА – хр. Таласский, ТУ – хр. Тукуринга, ХН – Хангайское нагорье, ХТ – Хан-Тенгри, ХЭ – Хэнтэйское нагорье, ЦА – Цайдам, ЦШ – Ци-лианшань, ЧВ – Чуйская впадина. Обозначены (цифры) активные разломы, зоны разломов и грабенообразные впадины: 1 – Алтынтагский, 2 – Аннинг, 3 – Арнимакинг, 4 – Атугей-Нуямский-Майский, 5 – Ахирулинский, 6 – Байкало-Конкудерский, 7 – Байкало-Мондинская зона, 8 – Бенг-Ко, 9 – Бидж, 10 – Баргузинский, 11 – Верхнеангарская впадина, 12 – Верхнемуйская впадина, 13 – Главный Саянский, 14 – Гоби-Алтайская зона, 15 – Дарвазский, 16 – Дархатский, 17 – Джунгарский, 18 – Джяли, 19 – Джяринг-Ко, 20 – Западно-Джунгарский, 21 – Земухе, 22 – Инда-Цангпо зона, 23 – Иртышский, 24 – Кобдинский, 25 – Красной реки, 26 – Ксианшухе, 27 – Ксяоджян, 28 – Куньлуньская зона, 29 – Куньлуньского перевала, 30 – Лепсинский, 31 – Лунмэньшань, 32 – Манрак-Саурский, 33 – Муйская впадина, 34 – Муйско-Чарская зона, 35 – Муяканская впадина, 36 – Ольхонский, 37 – Памиро-Каракорумский, 38 – Пограничный разлом Гималаев, 39 – Пограничный разлом гор Кангшан, 40 – Приморский, 41 – Сагаинг, 42 – Северо-Байкальский, 43 – Тайлузи, 44 – Таласо-Ферганский, 45 – Токкинская впадина, 46 – Тункинская зона, 47 – Фронтальный надвиг Гималаев, 48 – Хангайский, 49 – Хан-Хухийнский, 50 – Хубсугульский, 51 – Цаган-Шебетинский, 52 – Центральный надвиг Гималаев, 53 – Цэцэрлэгский, 54 – Чаманский, 55 – Чангма-Килианский, 56 – Чарская впадина, 57 – Эртайский, 58 – Ядонг-Гулу. 1 – сбросы; 2 – надвиги и взбросы; 3 – сдвиги

четвертичного разломообразования на всю плиоцен–четвертичную стадию неотектонического этапа.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Под Центральной Азией понимается обширный регион от Гималаев на юге до Алтае-Саянской горной системы на севере (рис. 1). С запада

горы Центральной Азии граничат с относительно низкорослыми хребтами от Афганистана до западных предгорий Алтая, сочетающимися с кулисным рядом межгорных впадин от Афгано-Таджикской на юге до Чуйско-Курайской на севере. Восточная граница региона трассируется по восточным окончаниям Гималаев, Тибета, Гобийского Алтая и Хангайского нагорья.

Важнейшей и почти повсеместно проявленной особенностью Центральной Азии является ее тектоническое поднятие относительно соседних территорий. Эта особенность не выражена в субширотной тектонической зональности региона. Его северная часть занята палеозойскими тектоническими зонами, сочетающимися с блоками и микроплитами докембрия и распространяющимися на юг до Северного Памира и Куньлуня [11]. Южнее выделяются последовательно зоны раннего и позднего Мезотетиса и Неотетиса, нередко разделенные массивами с более древним фундаментом и чехлом, близким к платформенному по типу отложений [4]. Окончательное формирование этой тектонической зональности относится к эоцену, когда закрылся палеоокеан Неотетиса [22]. Выделенные тектонические зоны продолжают на запад и восток за пределы Центральной Азии [17]. Закрытие Неотетиса сопровождалось значительным перемещением к северу Индийской платформы, вызвавшим деформацию и смещение к северу мезозойских и отчасти позднепалеозойских (палеотетических) тектонических зон. Древнейшие орогенные формации, перекрывающие сутуру Неотетиса и связанные с ней островодужные вулканы и аккреционные линзы, датируются олигоценом. Появление олигоценых орогенных формаций в более северных тектонических зонах Центральной Азии указывает на общую активизацию вертикальных движений. Таким образом, обособление Центральной Азии как региона, возвышающегося над его обрамлениями, является неотектоническим образованием.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Авторы использовали методы выявления и параметризации активных разломов, по [7, 14, 48, 63]. Важнейшими параметрами активного разлома, помимо его местоположения и геометрии, являются кинематический тип, наклон сместителя, амплитуды перемещений за определенные отрезки времени и, как следствие, их средняя скорость, а также режим движений (сейсмогенные подвижки, их повторяемость и вклад в общее смещение). Обоснование активности разлома и определение его параметров достигается сочетанием интерпретации дистанционных изображений и полевого изучения информативных участков зоны разлома. Главным признаком активности разлома является смещение вдоль него позднететивных форм рельефа (прежде всего, эрозионной сети) и отложений, а также антропогенных объектов.

Данные проведенных исследований по активным разломам были систематизированы нами в «Базе данных активных разломов Евразии» [2], которая послужила основой для данного исследования. База данных содержит более 30000 объек-

тов, из которых более 8000 расположены в Центральной Азии и на ее обрамлениях. Каждый объект снабжен координатной привязкой, достаточной, чтобы изобразить его без огрубления на картах масштаба 1 : 1000000, а также обосновывающими и оценочными атрибутами. К обосновывающим атрибутам относятся:

- название объекта;
- методы исследования;
- данные по морфологии, кинематике и величинах смещений по разлому за различные отрезки времени, скоростях движений, возрасте последних проявлений активности, сейсмических и палеосейсмических образованиях, связанных с объектом;
- дополнительная информация об объекте;
- источник информации.

Оценочные атрибуты представлены системой индексов, отражающих следующие характеристики:

- ведущая компонента движений по разлому;
- второстепенная компонента движений по разлому, если она существует;
- индикатор относительно поднятого крыла;
- три ранга скорости движений по разлому ($V < 1$ мм/год; $1 \leq V < 5$ мм/год; $V \geq 5$ мм/год);
- четыре категории достоверности оценки объекта как активного.

С помощью индексов объекты можно сравнивать друг с другом и коррелировать с любой другой оцифрованной информацией.

Помимо визуального анализа активных разломов, входящих в базу данных, были рассчитаны компоненты тензора скорости деформаций максимального горизонтального удлинения и укорочения, а также скорости деформаций горизонтального сдвига, для чего использовалась методика расчета поля деформаций, проявленных в активных разломах, по оценочным атрибутам [3]. Основными этапами расчета являются разделение разлома на равные элементарные отрезки, выделение сбросовой/взбросовой и сдвиговой компонент горизонтальной скорости деформаций, умножение горизонтальной проекции скорости на длину элементарного отрезка и суммирование полученных значений внутри скользящего окна. Для исследуемого региона оптимальным значением длины элементарного отрезка является 5 км, а размера скользящего окна – 100 км. Расчет с меньшими значениями возможен, но результат будет избыточно детален как для визуального анализа, так и для сопоставления с геофизическими данными. Расчетные величины получены как скорости деформаций (мм/год) всех элементарных отрезков (км) разломов в ячейке раstra (км²) и поэтому имеют размерность мм/год × км/км² = 10⁻⁶ м²/м²/год (или 1/год). Для поля

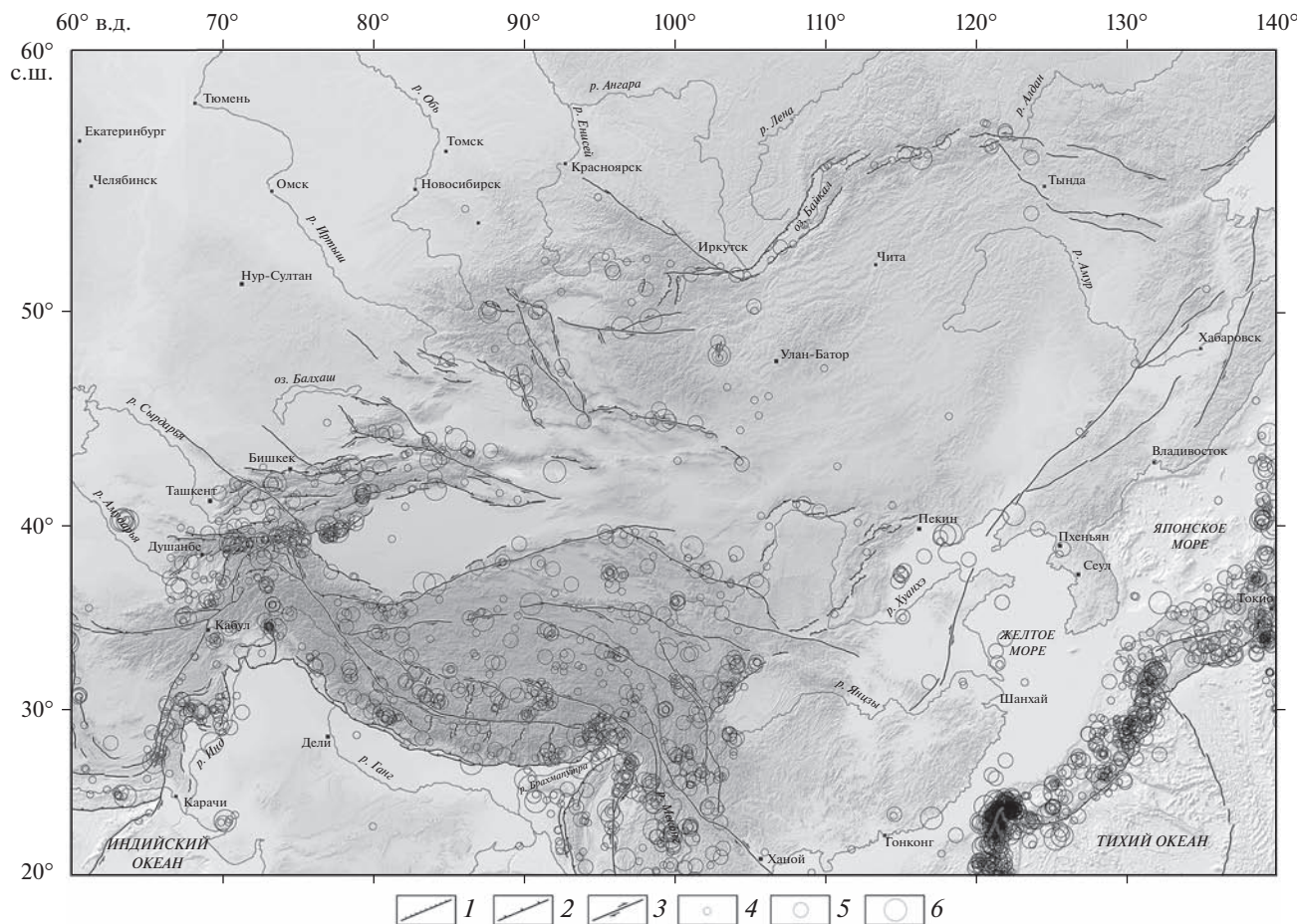


Рис. 2. Активные разломы и эпицентры сильных коровых землетрясений Центральной Азии глубиной до 50 км. 1 – сбросы; 2 – надвиги и взбросы; 3 – сдвиги; 4–6 – эпицентры землетрясений с магнитудами M_S : 4 – 5.5–5.9; 5 – 6.0–6.9; 6 – 7.0–8.3 (по данным за 1911–2013 гг. [35])

укорочения—удлинения эта мера соответствует интуитивно понятному увеличению или уменьшению площади ячейки растра за счет накопленных подвижек по всем разломам в ее пределах. Для поля сдвигов полностью аналогичная характеристика не имеет общепринятого тектонофизического смысла и поэтому интерпретируется исключительно как количественная мера преобладания правых или левых сдвигов.

КИНЕМАТИКА АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Повышенная современная тектоническая активность Центральной Азии выражена обилием активных разломов, многие из которых характеризуются высокими амплитудами и скоростями позднечетвертичных перемещений (см. рис. 1). На периферии Центральной Азии количество активных разломов и интенсивность движений по ним заметно сокращаются (кроме Байкальской рифтовой системы на северо-востоке региона).

В зонах активных разломов, пересекающих границы Центральной Азии, за ее пределами средняя скорость перемещений резко падает. Это зафиксировано в зоне Таласо-Ферганского разлома на его северо-западном продолжении в хребте Каратау, в прибалхашских продолжениях зон Западно-Джунгарского, Лепсинского и Джунгарского разломов. На повышенную современную активность Центральной Азии указывает и распределение эпицентров сильных землетрясений (рис. 2).

В восточной и северо-восточной частях региона находится обширная область, где определяющими элементами активной тектоники являются субширотные левые сдвиги или разломы с доминирующей левосдвиговой составляющей смещения. В Тибете, Куньлуне и Циляншане с юга на север выделены зоны разломов Ксианшухе, Арнимакин (Ксидатан—Туосуоху—Маку) с ответвляющимся разломом Куньлуньского перевала, Тайлузи, Чангма-Килианский и Алтынтагский. В центральном сегменте разлома Ксианшухе,

круто наклоненном на северо-восток, скорость сдвига за поздний плейстоцен и голоцен уменьшается к юго-востоку от 15 до 2.5–3 мм/год, а скорость голоценового сдвига оценивается в 10–20 мм/год при соотношении сдвиговой и вертикальной компонент смещений 4/1 [34, 44]. В зоне разлома Арнимакинга средняя скорость позднечетвертичного сдвига варьирует от 1 до 10 мм/год, а по разлому Куньлуньского перевала зафиксирован левый сдвиг со скоростью ~1 мм/год и подчиненным сбросом юго-западного крыла [37]. Юго-восточнее зоны Ксианшухе левые сдвиги Аннинг, Земухе и Ксяоджянга резко отгибаются к югу и становятся почти меридиональными. Скорость перемещений оценена суммированием сейсмических моментов в 2 мм/год по разлому Аннинг и до 9 мм/год по разлому Земухе и западной ветви разлома Ксяоджянга [34]. По той же ветви скорость позднеголоценового сдвига определена в 5–6 мм/год [25].

Крупнейший Алтынтагский (Алтунский) разлом протягивается на 2000 км вдоль северного фланга Куньлуня и Цайдама. Наиболее достоверными представляются оценки скорости голоценового сдвига 9–14 мм/год в центральной части разлома [33, 66], близкие к оценкам скорости сдвига около 9 мм/год, как современного по данным космической геодезии [37, 60], так и древнего за последние 50 млн лет [65]. От восточной части Алтынтагского разлома ответвляется на юго-восток Чангма-Килианский разлом. В его северо-западной части скорость голоценового сдвига не менее 3.6 мм/год, тогда как скорость взброса юго-западного крыла меньше сдвиговой на порядок. Юго-восточнее скорости сдвига за разные интервалы голоцена варьируют от 4 до 6.5 мм/год, а скорость взбросовой составляющей перемещений уступает им на полпорядка [34]. На юго-востоке этот разлом кулисно подставляется с юга разломом Тайлузи (Северного фронта гор Кинлинг). Скорость четвертичного сдвига по нему оценивается в 1.3 мм/год при меньшей скорости поднятия южного крыла. На востоке описанные разломы торцом примыкают к зоне правых взбросо-сдвигов Лунмэньшань северо-восточного простираения [10].

Субширотные зоны левых сдвигов выявлены также в Монголии и на юге Сибири. Южная из них Гоби-Алтайская зона состоит из трех сегментов. По ее восточному 270-километровому Долиноозерскому сегменту, с которым связано Гоби-Алтайское землетрясение 1957 г., скорость сдвига составляет 6–7 мм/год за голоцен и 8–9 мм/год за голоцен и поздний плейстоцен при небольшом взбросе южного крыла [16]. По расположенному севернее Хангайскому разлому протяженностью более 500 км, к зоне которого приурочено сильнейшее землетрясение 1905 г., скорость сдвига определена в 10 мм/год за поздний голоцен (сум-

мированием подвижек при сильных датированных землетрясениях) и 8 мм/год за весь голоцен [16]. С Хангайским разломом сопряжен Хан-Хухийнский правый взбросо-сдвиг (75 км) со скоростью перемещений 0.5–0.7 мм/год. Хангайский разлом оперяют с севера Ахирулинский и Цэцэрлэгский левые сбросо-сдвиги [8, 20]. Севернее находятся Байкало-Мондинская и примыкающая к ней Тункинская зоны разломов [8]. Скорость сдвига составляет 1.5–2 мм/год при сбросовой составляющей 0.3 мм/год по Байкало-Мондинскому разлому и может достигать 4.5 мм/год на широтных отрезках Тункинской зоны. К Байкало-Мондинскому разлому примыкают с юга Дархатский и Хубсугульский грабены растяжения. Скорости четвертичных перемещений по ним возрастают с юга на север от 0.4–1 до 1–2 мм/год. По самому северному в рассматриваемой системе разломов, Главному Саянскому, выявлен взброс с возможной левосдвиговой составляющей движений.

От Байкало-Мондинского разлома отходит на северо-восток Байкальская рифтовая зона. По результатам GPS измерений выявлено раздвижение зоны со скоростью 4 мм/год [31]. Вдоль ее северо-западного борта протягиваются крутые сбросы – Приморский, или Обручевский, Ольхонский, Северо-Байкальский и Байкало-Конкундерский [2]. Амплитуды вертикальных смещений по ним со среднего плейстоцена достигают 1 км. Сбросы юго-восточного побережья Байкала менее протяженны и часто дугообразно изогнуты. Для некоторых из них доказано листрическое строение. Крупные сбросы ограничивают с северо-запада Баргузинскую впадину.

От северо-восточного окончания Байкальско-го рифта протягивается на восток кулисный ряд грабенообразных впадин северо-восточного простираения – Верхнеангарская, Муяканская, Верхнемуйская, Муйская, Чарская и Токкинская. Строение впадин определяют продольные сбросы и левые сдвиги-сбросы, у которых сдвиговая компонента обычно меньше сбросовой [9, 19]. Вдоль оси кулисного ряда впадин простирается Муйско-Чарская зона разломов, у которой левосдвиговая составляющая соизмерима со сбросовой. Кулисный ряд грабенов и Муйско-Чарская зона продолжают на восток, в Становой хребет, протяженными субширотными разломами с доминирующей левосдвиговой составляющей смещений. Крупнейшим является Атугей-Нуямский-Майский левый сдвиг общей взбросо-левосдвиговой кинематики [5]. Южнее, в хребтах Тукуринга и Джагды, преобладают разломы взбросового типа.

Область доминирующих субширотных левых сдвигов Монголии сменяется к западу областью, где преобладают правые сдвиги и взбросо-сдвиги, а также взбросы и надвиги. Простираения правых

сдвигов изменяются от север–северо-западного в Монгольском Алтае до запад–северо-западного и широтного в Сауре и Западном Тянь-Шане. Гоби-Алтайская и Хангайская зоны левых сдвигов Монголии торцом причленяются к правым сдвигам Монгольского Алтая, которые группируются в три главные зоны.

Прерывистая восточная зона образована разломами Цаган-Шибетинским, Дзун-Джиргалант, Умусин-Хайрхан-Нуру и Бидж. По разлому Бидж скорость голоценового сдвига составляет 2–2.5 мм/год, втрое превосходя вертикальную компоненту движений [16]. Разлом Бидж причленяется на юге к Кобдинскому разлому, главному в срединной зоне разломов Монгольского Алтая. По нему скорость сдвига со среднего плейстоцена и в течение голоцена достигает 4–5 мм/год [16]. В центральной и северной частях разлом наклонен под углами 60°–80° ЮЗ, и взбросовая компонента смещений многократно уступает сдвиговой. На севере, в Горном Алтае, разлом веером разделяется на несколько ветвей. Почти широтная западная ветвь сохраняет правосдвиговую компоненту смещений, но сопровождается надвигами того же простирания на северном борту Чуйской впадины. По разлому запад–северо-западного простирания на южном борту впадины произошел правый сдвиг на 2 м при Алтайском землетрясении 2003 г. [14]. С субмеридиональной Шаптальской ветвью Кобдинского разлома сопряжен грабен Телецкого озера. В западной зоне Монгольского Алтая ведущая роль принадлежит Эртайскому разлому, с которым связано Фуюнское землетрясение 1931 г. По голоценовым, позднечетвертичным и плиоцен–четвертичным смещениям скорость сдвига оценивается в интервале 4–18 мм/год, а геодезически измеренная современная скорость сдвига – 4–12 мм/год [34, 44, 51].

Среди активных правых сдвигов обрамлений Зайсанской впадины отметим Иртышский разлом со скоростью сдвига 0.3–0.5 мм/год [27] и зону взбросо-сдвигов Тарбагатай–Саура, дугой огибающую Зайсанскую впадину с юго-запада [18]. Восточный взбросо-сдвиг зоны, Манрак–Саурский, простирается широтно. Южнее выделяются Джунгарский и Западно-Джунгарский (Солдатсайский) правые сдвиги, у которых сдвиговая компонента смещений многократно преобладает над взбросовой. Скорость голоценового и позднечетвертичного сдвига по Джунгарскому разлому – 3–5 мм/год [16].

Крупнейшим правым сдвигом Тянь-Шаня является Таласо-Ферганский разлом. Он протягивается на 900 км, из которых на протяжении 400 км пересекает горное сооружение Тянь-Шаня. Амплитуды и скорости движений невелики на северо-западе разлома в хребте Каратау. На гра-

нице с Таласским хребтом Тянь-Шаня они резко возрастают. Суммарное смещение с конца раннего плейстоцена составляет 10–12 км [58]. Выявлены смещения среднеплейстоценовых ледниковых форм и отложений, но наиболее полные сведения об интенсивности движений получены на основе изучения позднеголоценовых смещений [30, 58]. Согласно им, скорости движений достигают 10–18 мм/год в северной части Тянь-Шаня на стыке Таласского и Чаткальского хребтов. Юго-восточнее скорости составляют 7–11 мм/год и на юго-востоке тяньшаньской части разлома снижаются до 5–8 мм/год, затем 4–4.5 мм/год. К югу от Тянь-Шаня разлом затухает и на востоке Памира кулисно подставляется с запада зоной Памиро-Каракорумского (Каракорумского) правого сдвига. На северо-западе, где его оперяют правые сдвиги Юго-Восточного Памира, скорость послеледникового сдвигового перемещения по Памиро-Каракорумскому разлому составляет 15–20 мм/год. Юго-восточнее она возрастает до 27–35 мм/год [42].

От юго-восточной части Памиро-Каракорумского сдвига протягивается на восток кулисный ряд правых сдвигов северо-западного простирания. Его образуют разломы Джаринг-Ко, Бенг-Ко, Джали и Пограничный разлом гор Кангшан. Скорости голоценового сдвига по разломам ряда достигают 10–15 мм/год и, возможно, уменьшаются к востоку [24, 26, 44]. Южный Тибет (блок Лхаса) между сдвигами кулисного ряда и зоной активных нарушений, наследующих сутуру Инда-Цангпо, и в меньшей степени Транс-Гималаи к югу от сутуры нарушены сбросами и грабенами меридионального и север–северо-восточного простираний. Некоторые из них непосредственно сопряжены со сдвигами. Скорости вертикальных движений по отдельным разломам в крупнейшем грабене Ядонг-Гулу составляют 0.4–1.6 мм/год, возрастая с приближением к сдвигу Бенг-Ко до 5 мм/год [26]. Кулисный ряд сдвигов связывает Памиро-Каракорумский сдвиг с правым сдвигом Красной реки, который протягивается из Юньняна во Вьетнам. По нему средняя скорость плиоцен–четвертичного сдвига оценивается величинами порядка 5 мм/год [50], а скорости позднечетвертичного сдвига за разные временные интервалы – от 2 до 8 мм/год [24]. По геодезическим данным скорость сдвига достигает 10–11 мм/год и на порядок превосходит вертикальную компоненту движений. Другим продолжением кулисного ряда является меридиональный правый сдвиг Сагаинг в тылу Бирманского сегмента Андамено-Индонезийской дуги [26].

Правые сдвиги Центральной Азии сочетаются с надвигами и взбросами. Крупнейшие надвиговые зоны, Фронтальная и Пограничная, протягиваются вдоль южного склона Гималаев. Скорость суммарного горизонтального укорочения на юж-

ном склоне оценивается в 15–18 мм/год [40]. Его дополняют перемещения по частично активизированному Центральному надвигу Гималаев со скоростью до 3 мм/год.

Продолжение развития надвигов в позднечетвертичное время, сопровождаемое складчатыми деформациями, выявлено в молассовых отложениях южного склона Центрального и Восточного Тянь-Шаня [32, 34, 45, 64]. В Центральном Тянь-Шане выявлены смещения по крупным надвигам, простирающимся вдоль границ хребтов и межгорных впадин [1]. Скорости голоценовых перемещений по ним варьируют от 0.3 до 3 мм/год, и выраженное ими суммарное поперечное укорочение достигает 10 мм/год. Вместе с тем, кулисное расположение хребтов-антиклиналей позволяет предполагать наличие левосдвиговой компоненты движений вдоль горной системы Тянь-Шаня, подтверждаемое левыми смещениями по некоторым продольным разломам [2].

Позднечетвертичные надвиговые и взбросовые смещения обнаружены по разломам, простирающимся вдоль тектонических зон Каракорума, Восточного Гиндукуша и Памира, границ горных хребтов Западного Куньлуня, Западного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, южного борта Зайсанской впадины, некоторых хребтов Горного Алтая широтного и северо-западного простирающих и субширотных хребтов Саян и Тывы [2].

Вдоль западной границы Центральной Азии протягивается система левых сдвигов и взбросов север–северо-восточного простираения. На севере ее представляет Дарвазский разлом Дарваз-Алайской зоны активных нарушений со скоростью голоценового сдвига 15–16 мм/год [16]. Близкие скорости сдвига определены по более южному разлому системы, Чаманскому [46, 53]. Чаманский разлом кулисно подставляется с юго-востока зоной нарушений, по разломам которой (Инаятулла-Карез, Газабанд, Аундара) скорость позднечетвертичного сдвига близка к 8 мм/год [46, 53].

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ

Деформации, выраженные подвижками по отдельным разломам, можно представить как непрерывное поле деформаций [3]. Рассчитанные в соответствии с этой методикой карты деформаций укорочения–удлинения (рис. 3) и сдвига (рис. 4) показывают распределение и интенсивность активных разломных деформаций. Обобщенные тектонофизические поля позволяют выявлять и анализировать закономерности, неразличимые в масштабе исследования отдельных разломов и их зон.

Чередование областей преобладающего укорочения и удлинения к северу и северо-востоку от Индийской плиты является наиболее яркой особенностью деформаций Центральной Азии. Несмотря на общее поднятие всей этой обширной территории и продолжающееся коллизионное взаимодействие Евразии и Индийской плиты, для региона не характерно общее сокращение. Наоборот, растяжение, проявленное второстепенной компонентой Памиро-Каракорумского сдвига, захватывает все Тибетское нагорье, формируя тем самым полосу, изолирующую надвиги Гималаев от деформаций севера Центральной Азии. Относительно непрерывное и однородное сокращение прослеживается лишь на западной границе исследуемого региона вдоль условной линии Памир–Тянь-Шань–Алтай.

Деформации сдвига, в отличие от относительно рассредоточенных деформаций укорочения–удлинения, сконцентрированы в крупнейших зонах разломов, которые и формируют общую картину деформаций. Наиболее интенсивные правосдвиговые деформации приурочены к узкой полосе от Таласо-Ферганского разлома на западе до разломов Красной реки и Сагаинг на востоке. Кроме этой полосы, крупные правые сдвиги развиты в Джунгарской зоне разломов и в Монгольском Алтае, то есть тяготеют к единственной в регионе непрерывной области сокращения Памир–Тянь-Шань–Алтай. Левосдвиговые деформации охватывают значительно большие территории от Тибета на юге до Восточного Саяна на севере и проявляются в зонах разломов преимущественно субширотного простираения. Единственным исключением из этого тренда является субмеридиональная система левосдвиговых разломов Аннинг–Земухе–Ксиаоджанг на юго-восточной периферии Центральной Азии.

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И ПОДЛИТОСФЕРНОЙ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ НА РАЗНОГЛУБИНЫХ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ СРЕЗАХ

Для сопоставления строения верхней мантии с активными разломами земной коры построены восемь разноглубинных срезов скоростного строения мантии с интервалами через 45 км. Базой данных для их построения послужила объемная модель вариаций скоростей продольных (P) волн MIT-P08 [41]. Объемная модель представляет отклонения скоростей P -волн от среднего значения первого приближения (dVp), заданные в процентах. Срезы на глубинах 67, 158 и 293 км выбраны как наиболее информативные для характеристики строения верхней мантии.

Срез на глубине 67 км (рис. 5) проходит вдоль переходного слоя кора/мантия. На фоне средних и повышенных скоростей P -волн резко выделяет-

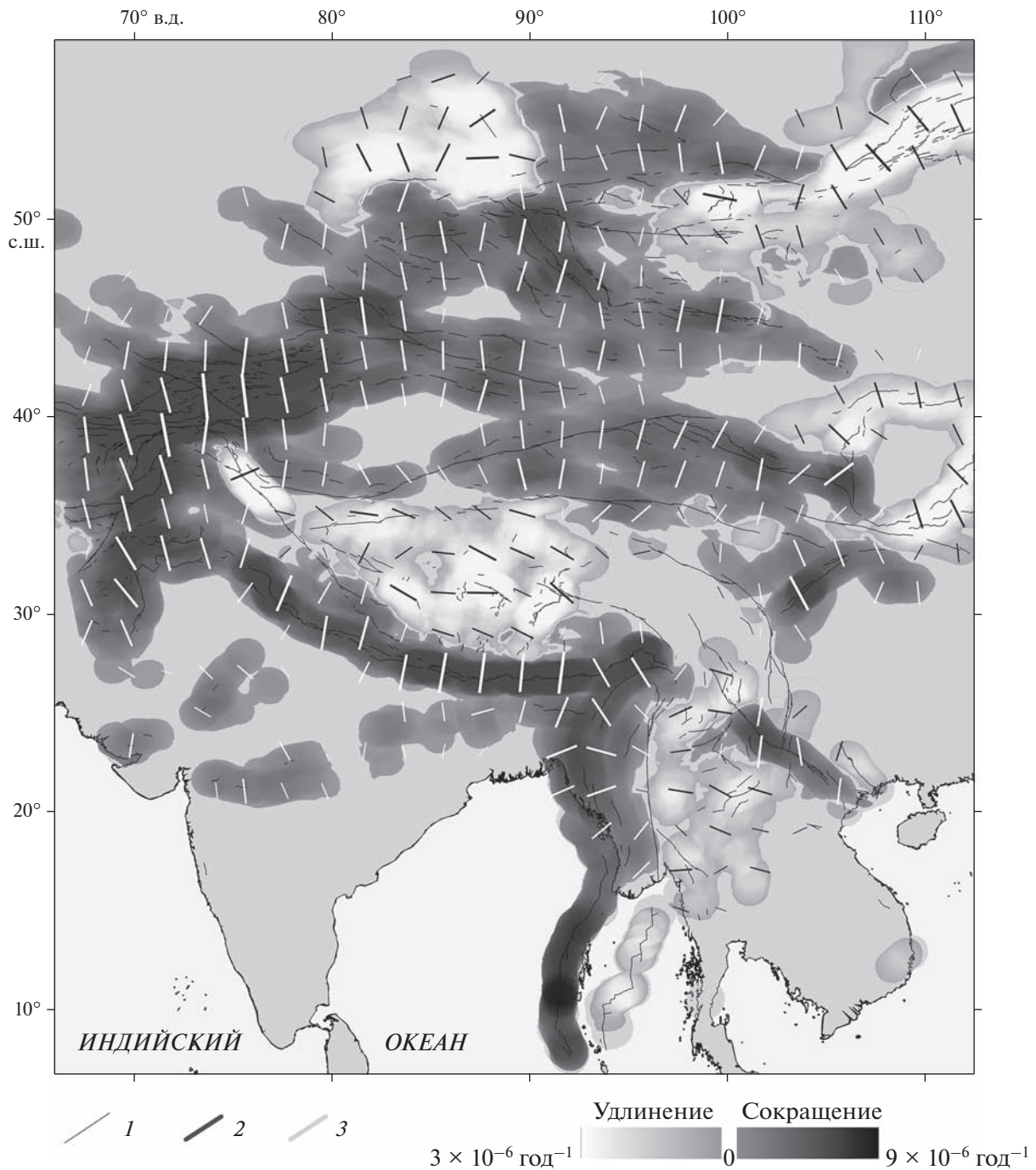


Рис. 3. Величины деформации максимального латерального удлинения и укорочения. Центральной Азии, 10^{-6} 1/год (шкала оттенков серого).
 Поле деформаций рассчитано скользящим окном размером 100 км (по данным [2]).
 1 – активные разломы; 2 – преобладающие направления удлинения; 3 – преобладающие направления укорочения; длина штрихов пропорциональна логарифму величины укорочения–удлинения внутри скользящего окна

ся регион с их существенно пониженными значениями. Он охватывает Тибет, северные и реже южные склоны Гималаев, Каракорум, Восточный Гиндукуш, Памир, Западный Куньлунь и район Кокшаала–Хан-Тенгри в Центральном Тянь-Шане, т.е. горные области средней высотой не менее

4.5 км с отдельными вершинами до 7–9 км, испытавшие интенсивное поднятие в позднем плиоцене и квартере.

По мантийным срезам на глубинах 158 и 293 км (рис. 6, рис. 7) мы выделили три области Цен-

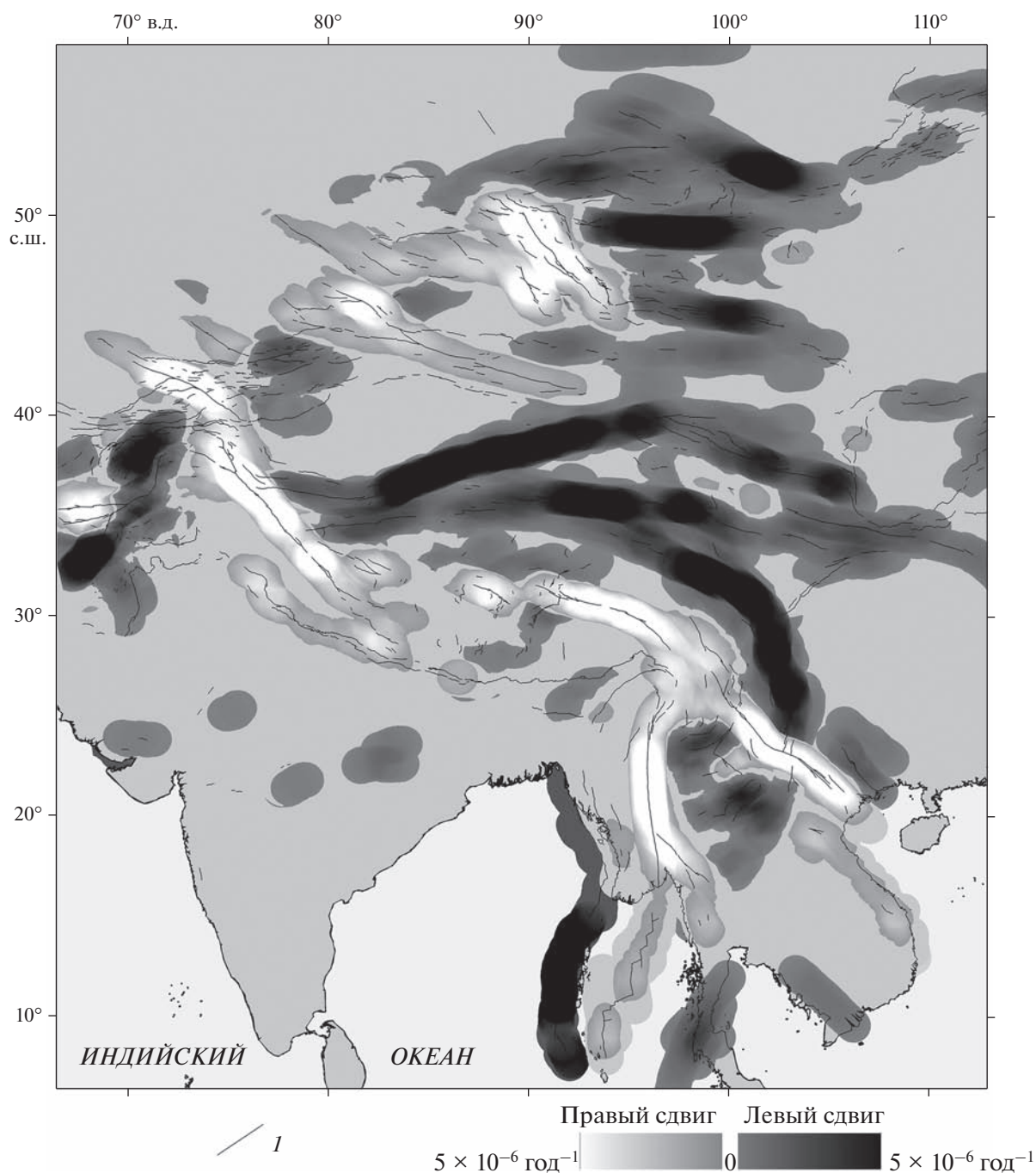


Рис. 4. Величины интенсивности сдвиговых деформаций в горизонтальной плоскости, проявленные в сдвигах Центральной Азии, 10^{-6} 1/год. Поле деформаций рассчитано скользящим окном размером 100 км (по данным [2]). Показано (серый) преобладание: правых сдвигов (светлый), левых сдвигов (темный). 1 – активные разломы

тральной Азии с разным строением верхней мантии: северо-восточную, центральную и юго-западную. Восточная часть региона – Центральный и Восточный Тибет, Гобийский Алтай и Хангайское нагорье – характеризуется пониженными значениями скоростей P -волн, отражающими разуп-

лотнение мантии. Оно связано, в первую очередь, с воздействием двух внутримантийных плюмов, Тибетского и Хангайского. Тибетский плюм прослеживается от глубин 1600 км, а Хангайский плюм – от 1250 км [17]. Между Тибетским и Хангайским объемами разуплотненной мантии, на

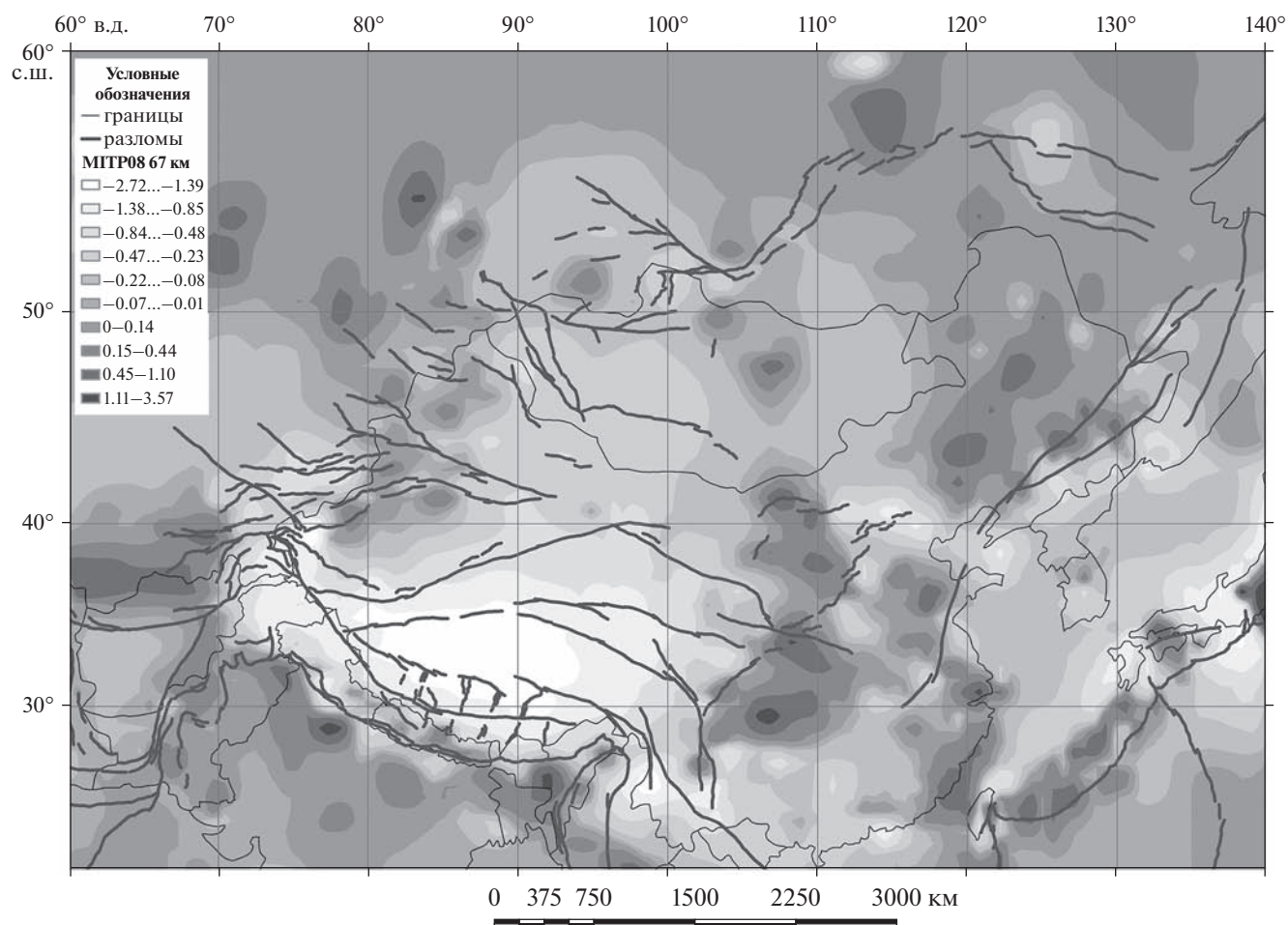


Рис. 5. Схема строения верхней мантии и переходного слоя кора/мантия Центральной Азии на глубине 67 км ниже уровня моря. Представлены отклонения скоростей продольных волн от стандартных для этой глубины значений по данным сейсмо-томографической модели MIT-P08 [47].

восточном продолжении Тарима, скорости *P*-волн несколько повышаются, приближаясь к средним значениям. Западнее расположена центральная область с переменными, но, в целом, слабо пониженными значениями скоростей *P*-волн. Она охватывает Западный Тибет, Тарим, Тянь-Шань, Монгольский Алтай и Восточный Саян. На юге и западе региона выделяется третья область, отличающаяся повышенными скоростями *P*-волн в мантии. К ней относятся Гималаи, где скорости достигают наибольших значений, а также Каракорум, Памир, Джунгарский Алатау, большая часть Джунгарской впадины, Зайсанская впадина и ее окрестности, Казахский и Российский Алтай и Западный Саян.

На обрамлениях Центральной Азии скорости *P*-волн наиболее понижены под Хэнтэйским нагорьем и его окрестностями. Они определяются воздействием Хэнтэйского внутримантийного плюма, который ответвляется от Хангайского

плюма на глубинах 750–800 км [17]. Пониженные значения скоростей отмечены также к югу от восточной оконечности Гималаев и Тибета, а слабо пониженные – в Забайкалье и на некоторых участках Туранской плиты. Остальные пограничные области характеризуются в разной степени повышенными значениями сейсмических скоростей.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Распределение обстановок горизонтального сжатия и растяжения

Если особенности напряженно-деформированного состояния, при котором развивались элементы активной тектоники Центральной Азии, определялись только давлением Индийской плиты и передачей этого давления коллизийным взаимодействием пластин и блоков литосферы (модель [45, 52]), то в регионе могли быть доминирующими обстановки поперечного гори-

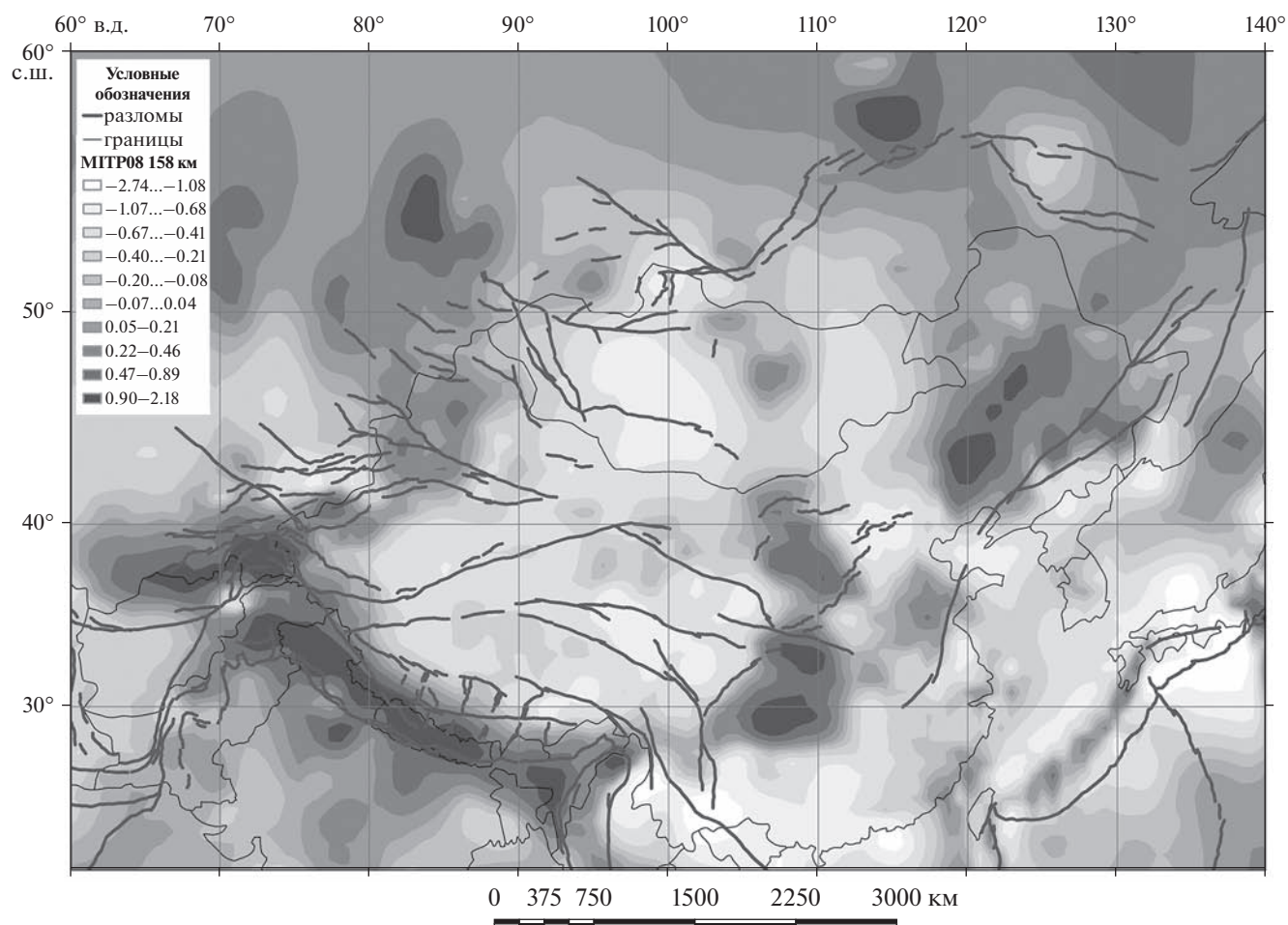


Рис. 6. Схема строения верхней мантии Центральной Азии на глубине 158 км ниже уровня моря. Представлены отклонения скоростей продольных волн от стандартных для этой глубины значений по данным сейсмо-томографической модели MIT-P08 [47].

горизонтального сжатия, в общем случае ориентированного меридионально или на СВ–ЮЗ. При этом сжатие постепенно могло ослабевать с удалением от Индийской плиты, и надвиговые проявления сжатия сменялись структурными проявлениями транспрессии и затем трансенсии.

Выполненный нами анализ проявлений активной тектоники показал, что максимальные средние скорости позднечетвертичных движений по разломам характерны для юга региона и обрамлений Памиро-Пенджабского синтаксиса, выдвинутого на север. К северу скорости убывают, если рассматривать их применительно не к интенсивности движений по отдельным разломам с высокими скоростями движений, но к плотности таких разломов на единицу площади. Однако надвиги и связанные с ними деформации доминируют только в Гималаях. Севернее надвиги и взбросы совмещаются со сдвигами, при этом направления сдвиговых смещений преобладают. От Тибета до юга Сибири со сдвигами местами сопряжены сбросы и грабены растяжения. Таким

образом, изменение кинематического типа разломов не определяется исключительно (или преимущественно) расстоянием от индентора Индийской плиты.

Обстановки горизонтального укорочения, ориентированного примерно поперек горной системы, характерны для Гималаев и других обрамлений Индийской платформы. На западе Центральной Азии такие обстановки прослеживаются на север в Гиндукуш, Юго-Западный и Северный Памир, Афгано-Таджикскую депрессию, Западный и Центральный Тянь-Шань, Джунгарский Алатау, Горный и Монгольский Алтай (см. рис. 3). Общая скорость современного поперечного укорочения между Индией и Евразией оценивается величинами 36–40 мм/год [47]. Половина полученной скорости укорочения приходится на Гималаи [62]. В данных областях передача давления Индийской плиты на север может осуществляться коллизионным взаимодействием литосферных плит, микроплит и блоков, что соответствует модели [45, 52].

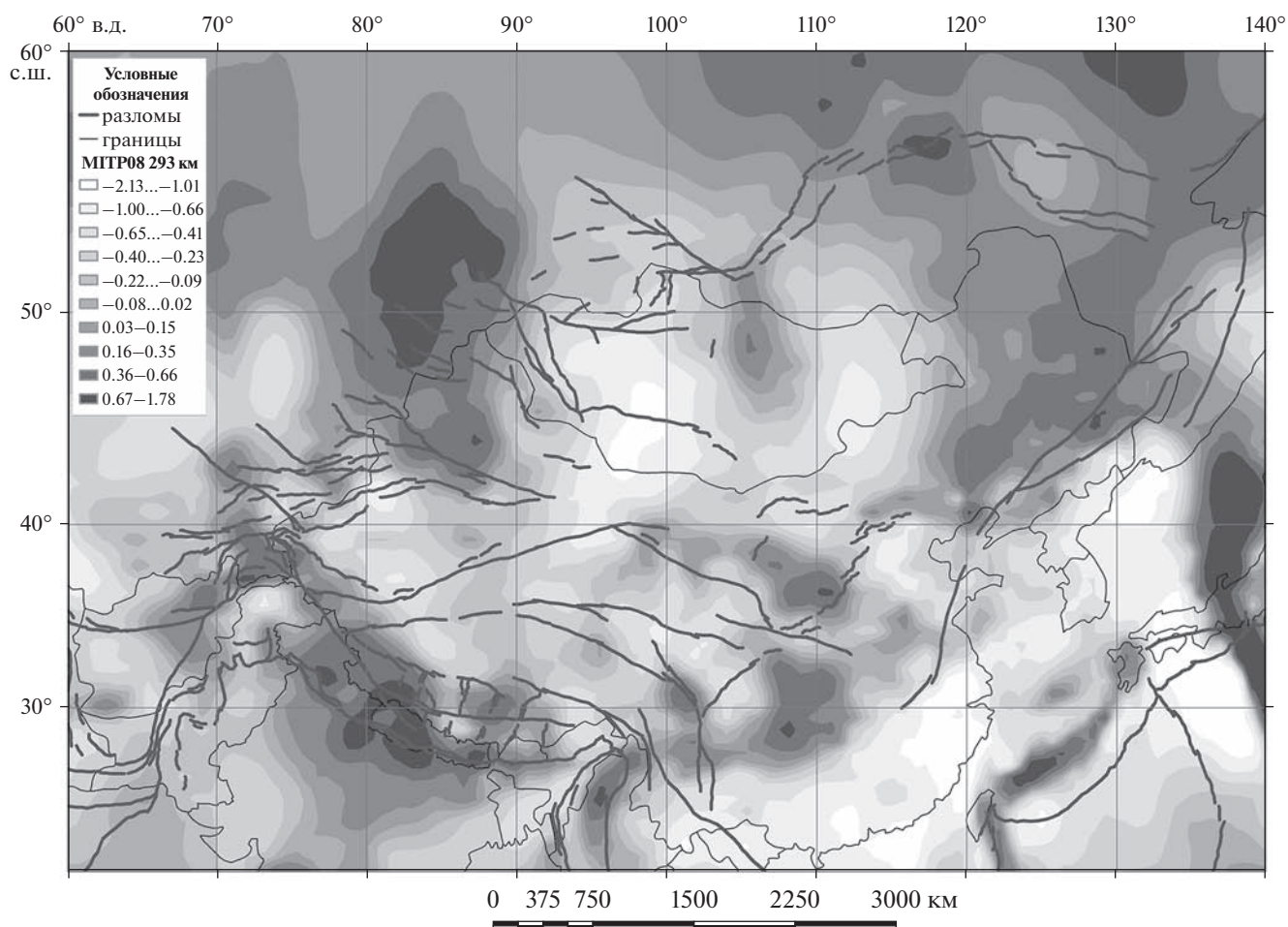


Рис. 7. Схема строения верхней мантии Центральной Азии на глубине 293 км ниже уровня моря. Представлены отклонения скоростей продольных волн от стандартных для этой глубины значений по данным сейсмо-томографической модели МГТ-Р08 [47].

К востоку от полосы Памир–Алтай, на большей части региона, поле деформаций (и, соответственно, поле напряжений) более разнообразно. В Восточном Памире, Западном и Центральном Тибете господствуют условия горизонтального удлинения. В Северном Тибете, Цайдаме и Цилианшане поле деформаций становится пятнистым при некотором господстве укорочения над удлинением. Относительно слабое по величине поперечное укорочение характерно для Восточного Тянь-Шаня и его обрамлений, Гобийского Алтая и Саян. В Хангайском нагорье доминирует горизонтальное удлинение (растяжение), продолжающееся в Байкальскую рифтовую зону. Чередование с юга на север условий сжатия и растяжения препятствует передаче давления Индийской платформы более северным тектоническим зонам региона.

Активные разломы, по данным о которых построено описанное поле деформаций и напряжений, нарушают земную кору и, прежде всего, ее верхнюю часть до глубин 20–25 км. Эти же глуби-

ны характеризуют механизмы очагов коровых землетрясений. Они показали близкую картину распределения обстановок сжатия и растяжения [12, 13], что подтверждает полученные нами результаты.

Особенности сдвиговой тектоники Центральной Азии

Р. Фройнд [36] разделил сдвиги на трансформные и транскуррентные. Трансформные сдвиги отличаются выдержанностью простирания и амплитуды смещений и наличием компенсирующих структур сжатия или растяжения на окончаниях разлома. Простирания и смещения транскуррентных сдвигов вдоль разлома менее выдержаны и вырождаются к его окончаниям.

Мы предлагаем разделять сдвиги на следующие типы:

- сдвиги перемещения (тип I) близки по характеристикам к трансформным сдвигам [36] и возникают при большом радиусе вращения кры-

льев разлома с центром, выходящим за пределы нарушаемой сдвигом тектонической зоны;

– сдвиги вращения (тип II) сходны по ряду показателей с транскуррентными сдвигами [36] и образуются при наличии вращательной компоненты в перемещении горных пород, причем центр вращения расположен близко к разлому;

– сдвиги выжимания (тип III), возникающие при выдавливании залегающих между двумя зонами разломов горных пород в сторону меньшего горизонтального сжатия.

Исследование природных сдвигов показывает, что признаки указанных типов совмещаются и не всегда отражают происхождение сдвигового смещения.

В Центральной Азии выделяется протяженная система активных правых сдвигов, которая начинается на северо-западе Таласо-Ферганским разломом и надстраивается Памиро-Каракорумским сдвигом и южно-тибетским кулисным рядом правых сдвигов, продолжающимся на юго-восток разломом Красной реки и на юг разломом Сагаинг (см. рис. 1, см. рис. 4). В пользу отнесения разломов этой системы к сдвигам перемещения свидетельствует ее большая протяженность, выдержанность простираний (все разломы системы кроме сдвига Сагаинг ориентированы на СЗ–ЮВ) и правосдвигового типа смещений. Вместе с тем, Таласо-Ферганский разлом обнаруживает признаки сдвига вращения. Амплитуды и средние скорости перемещений изменяются вдоль его зоны. Постепенное падение скоростей сдвига на юге Центрального Тянь-Шаня согласуется с тем, что к разлому примыкают с востока субширотные надвиги со значительными скоростями движений, снимающие часть перемещения. Однако резкое падение скорости сдвига на северо-западе Центрального Тянь-Шаня трудно объяснить только причленением к разлому с юго-запада нескольких надвигов, поскольку скорости движения по ним сравнительно невелики. Исследование палеомагнетизма меловых и олигоцен-миоценовых отложений обрамлений Ферганской впадины обнаружило признаки вращения ферганского крыла Таласо-Ферганского разлома против часовой стрелки [28, 56], что могло значительно повысить скорость сдвига. Признаки вращения против часовой стрелки выявлены также в кайнозойских отложениях Чуйской впадины Алтая [55] и, менее надежно, Иссык-Кульской впадины [56].

Пара сил, возникающая в области кулисного подставления Таласо-Ферганского сдвига Памиро-Каракорумским сдвигом, реализуется, согласно палеомагнитным данным [29], вращением заключенного между разломами блока по часовой стрелке. Возрастание скорости сдвига по Памиро-Каракорумскому разлому к юго-востоку отча-

сти обусловлено тем, что на северо-западе, в Юго-Восточном Памире, часть смещения по разлому переходит к оперяющим правым сдвигам, сопряженным с субширотными надвигами Центрального и Северного Памира. Вместе с тем, изменение интенсивности сдвиговых перемещений вдоль Памиро-Каракорумского разлома связано с общей кинематикой Памиро-Пенджабского синтаксиса. На его западном фланге находится протяженная система левых сдвигов север–северо-восточного простирания, среди которых наиболее крупными являются Чаманский и Дарвазский разломы. На северо-востоке разломы Дарвазской зоны отгибаются к востоку, переходя в надвиги Северного Памира и Внешней зоны Памира. Памиро-Каракорумская и Чамано-Дарвазская системы сдвигов отражают перемещение горных масс синтаксиса в северных румбах. Скорости движения в Памиро-Каракорумской системе выше, чем в Чамано-Дарвазской, с чем, возможно, связаны вращение Северного Памира против часовой стрелки [29] и ориентировка оси наибольшего сжатия на северном фланге синтаксиса на ССЗ–ЮЮВ [15].

Давление, оказываемое Памиром на северную часть Афгано-Таджикской депрессии, стало причиной выжимания горных масс восточной части депрессии к западу, что проявилось в ее складчатой деформации и правом сдвиге на границе депрессии с Южным Тянь-Шанем. Возникающий при этом вращательный момент выразился во вращении палеомагнитных склонений отложенной депрессии против часовой стрелки [39, 54].

Таким образом, многие из исследуемых разломов совмещают черты сдвигов разного типа, например, поступательного перемещения и вращения или вращения и выжимания.

Джунгарский правый сдвиг сопряжен на северо-западном окончании с Алакульской впадиной растяжения. На юго-востоке разлом отгибается к востоку, теряя сдвиговую компоненту смещений и становясь продольным относительно новейших складок основания Восточного Тянь-Шаня. Палеомагнитные исследования не обнаружили вращения в крыльях разлома и соседних блоках пород [55]. По этим признакам Джунгарский разлом может быть отнесен к сдвигам перемещения.

Левые сдвиги восточной части Центральной Азии имеют общее сходство по протяженности и близширотному простиранию, хотя угол отклонения некоторых сдвигов от широтного простирания доходит до 15° (см. рис. 1, см. рис. 4). Левые сдвиги Монголии примыкают своими западными окончаниями к правым сдвигам Монгольского Алтая и постепенно затухают на востоке. Крупнейшие левосдвиговые зоны Тибета, Алтынтагская и Куньлуньская, объединяющие разломы Хуя, Ксидатан, Туосуоу, Маку и Арнимакинг,

причленяются на западе к Памиро-Каракорумскому правому сдвигу. Алтынтагский левый сдвиг восток–северо-восточного простириания переходит на востоке в левый взбросо-сдвиг Чангма-Килиан юго-восточного простириания, сопряженный на юго-востоке со сбросами северо-восточного простириания. Более южные разломы левосдвиговой системы Тибета торцом причленяются к зоне взбросов и правых сдвигов Лунмэньшань северо-восточного простириания. На крайнем юго-востоке Тибета левые сдвиги отгибаются на юг до меридионального направления и сопрягаются с правым сдвигом Красной реки. Это указывает на вращение блоков, разделенных левыми сдвигами, по часовой стрелке. Скорости перемещений по левым сдвигам Тибета переменны и уменьшаются на востоке.

Направления смещений по разломам левосдвиговой системы Тибета и расположенным южнее правым сдвигам указывают на выдавливание расположенных между ними горных масс к востоку. Отражением выдавливания на восток, более слабого и уменьшающегося в интенсивности к югу, являются многочисленные поперечные сбросы и грабены, нарушающие Южный Тибет и Транс-Гималаи.

Влияние строения верхней мантии на активную тектонику земной коры

Значительное снижение скоростей продольных волн на глубине 67 км (низы коры и верхи литосферной мантии), отражающее резкое разуплотнение горных пород, выявлено под Тибетским плато и наиболее высокоподнятыми горными системами Гималаев, Каракорума, Восточного Гиндукуша, Памира, Западного Куньлуна и района Кокшаала–Хан-Тенгри в Тянь-Шане (см. рис. 5). Это дает основание полагать, что именно разуплотнение переходного коро-мантийного слоя стало главной причиной поднятия указанных сооружений. Источники разуплотнения в них различны.

Под воздействием потоков, распространяющихся от Эфиопско-Афарского суперплюма, произошло пододвигание деформационно утолщенной литосферы Индийской платформы под Гималаи и юго-западную часть Тибета [17]. Метаморфическое уплотнение пододвигавшихся пород сопровождалось их дегидратацией и выделением флюидов, приведших к преобразованию и разуплотнению низов коры и верхов мантии. Наибольшее поднятие, связанное с пододвиганием, испытала осевая часть Гималаев и их южные склоны, где переходный коро-мантийный слой, как правило, остался неразуплотненным. Это указывает на ведущее участие деформационного утолщения коры в поднятии. Пододвигание отразилось в смещениях по крупным активным надрывам.

Интенсивное поднятие других горных систем явилось интегральным эффектом деформационного утолщения земной коры, ее наращивания разуплотненными объемами высокометаморфизованных пород корового происхождения и замещения литосферы менее плотными породами астеносферы под воздействием подлитосферных потоков, но роль этих факторов в разных горных системах различна.

Поднятия в области Памиро-Пенджабского синтаксиса связаны с потоками, распространяющимися от Эфиопско-Афарского суперплюма [17]. В полосе от Памира до Алтая верхняя мантия характеризуется повышенными скоростями *P*-волн и повышенной плотностью, а подлитосферные потоки, перемещающие плиты и блоки литосферы, редуцированы (см. рис. 6, см. рис. 7). Это обуславливает передачу давления Индийской плиты на север коллизионным взаимодействием литосферных плит и блоков.

Источник разуплотнения в Тибете, как и в Хангайском нагорье – преобразование литосферы под воздействием внутримантийного плюма [17]. Разуплотненная мантия оказывает вертикальное давление на литосферу и приводит к деформациям и перемещениям земной коры и подъему поверхности. В центре региона от Центрального и Восточного Тянь-Шаня до Монгольского Алтая скорости сейсмических волн в верхней мантии в той или иной мере понижены, указывая на ее разуплотнение. Оно обеспечивается воздействием подлитосферных потоков как от Эфиопско-Афарского суперплюма, так и от местных внутримантийных плюмов [17].

Распределение сдвиговых деформаций разного типа связано со строением верхней мантии, представленным горизонтальными срезами на глубинах 158 и 293 км (см. рис. 6, см. рис. 7). Направления смещений по левым и правым сдвигам Тибета свидетельствуют о движении горных масс к востоку. На такое же перемещение, интенсивность которого возрастает к югу, указывают смещения по левым сдвигам Монголии. С возрастанием интенсивности движений к югу согласуются палеомагнитные данные о вращении меловых отложений против часовой стрелки на восточном фланге сдвиговой системы в районе г. Улан-Батора [49]. Ту же тенденцию движения коровых масс к востоку и возрастания скоростей движения в южной направленности отражают векторы скоростей современных движений Тибета и Монголии по данным GPS измерений [43, 59]. Вероятно, движение коровых масс связано с течением верхней мантии к востоку. Из-за повышенной прочности земной коры глубинное течение отражается в ней дискретными смещениями сдвигового типа. Их направления соответствуют траекториям глубинного течения.

В иной обстановке возникают активные правые сдвиговые и взбросо-сдвиговые смещения по разломам западной части Центральной Азии, где скорости сейсмических волн возрастают, указывая на неравномерно распределенное повышение плотности верхней мантии. При общем сжатии региона в близких к меридиональному направлениях и пространственных различиях плотности литосферы происходят вращения отдельных блоков [55]. В итоге, хрупкие деформации земной коры, определяемые генеральным полем напряжений, дополняются эффектами вращения, обуславливая изменчивость сдвиговых смещений и их соотношений с взбросо-надвиговой составляющей движений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По кинематике активных разломов Центральная Азия разделяется на северо-восточную область доминирования субширотных левых сдвигов и обширную область преобладания правых сдвигов и надвигов северо-западных и субширотных простираний на юге и западе региона.

Активную тектонику южной части региона определяет деформационное утолщение и пододвигание литосферы Индийской платформы под Гималаи и южную часть Тибета, что отражается в активных надвигах Гималаев и их южных предгорий. На юго-западе, перед Пенджабским выступом Индийской платформы, это динамическое воздействие отчасти определило образование Памиро-Пенджабского синтаксиса, ограниченного с востока Памиро-Каракорумским правым сдвигом северо-западного простирания, а с запада Чамано-Дарвазской зоной левых сдвигов север-северо-восточного простирания. Другим важным источником деформации стало боковое сжатие синтаксиса.

Кинематика активных разломов, нарушающих земную кору Центральной Азии, сопоставлена со строением верхней мантии, представленной на серии горизонтальных срезов. Срез на глубине 67 км ниже уровня моря характеризует строение пограничной зоны кора/мантия и верхов мантийной части литосферы. На нем обособляется область с резко пониженными скоростями P -волн и плотности пород, соответствующая высочайшим горным системам и высокогорному плато Тибета. Разуплотнение пород вблизи границы кора-мантия – важный и местами ведущий источник интенсивного плиоцен-четвертичного поднятия этих горных систем, продолжающегося по сей день.

Срезы на глубинах 158 и 293 км показывают неоднородность строения верхней мантии Центральной Азии. В ее восточной части мантийные скорости P -волн существенно понижены. Это обусловлено воздействием Тибетского и Хангай-

ского внутримантийных плюмов, восходящих с глубин, соответственно, около 1600 и 1250 км. В разуплотненной верхней мантии Тибета деформации латерального удлинения превысили деформации латерального укорочения, т.е. горизонтальное растяжение стало больше горизонтального сжатия. В таких условиях литосфера не может передавать давление Индийской платформы более северным тектоническим зонам. В них новейшие деформации обусловлены другими механизмами.

Восходящие мантийные потоки плюмов привели к усилению поднятия Тибета и образованию Хангайского свода. Отходящие от плюмов латеральные верхнемантийные течения распространялись преимущественно на восток, причем к югу их интенсивность возрастала. В хрупкой земной коре эти течения проявились возникновением системы левых сдвигов, направления которых соответствуют траекториям течений в мантии.

На границе с уплотненной верхней мантией Южного Тибета и пододвинутой под нее литосферой Индийской платформы скорость указанных верхнемантийных течений резко снижается, что выразилось в образовании субширотного кулисного ряда правых сдвигов.

Активные надвиги, взбросы, правые сдвиги и взбросо-сдвиги западной и северо-западной части Центральной Азии – Гиндукуша, Каракорума, Памира, Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Саура, Горного и Монгольского Алтая и Западного Саяна являются структурными проявлениями горизонтального сжатия в близких к меридиональному направлениях. Область данных разломов характеризуется неравномерным возрастанием мантийных скоростей P -волн, т.е. плотности верхней мантии в северном и северо-западном направлениях. Плотностная неоднородность мантии стала причиной вращения нагружаемых литосферных блоков, в результате чего амплитуды и скорости сдвиговых перемещений по разломам резко изменялись вплоть до полного затухания сдвиговой компоненты.

Активная тектоника характеризует позднечетвертичную стадию тектонической эволюции Центральной Азии, унаследованность развития отражает тектонику всего четвертичного периода и части плиоцена.

Благодарности. При подготовке статьи В.Г. Трифонов выполнил сравнительный анализ активных разломов региона, Е.А. Зеленин рассчитал количественные характеристики деформаций. С.Ю. Соколов составил и интерпретировал сейсмотомографические данные для региона. Д.М. Бачманов обработал геопространные данные по активным разломам и составил иллюстративные материалы.

Авторы выражают благодарность рецензентам Л.П. Имаевой (ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия) и Ю.Л. Ребецкому (ИФЗ РАН, г. Москва, Россия) за комментарии, которые позволили улучшить статью.

Финансирование. Данные об активной тектонике северо-западной пограничной области Центральной Азии получены при поддержке гранта РФФИ № 20-05-00441. Сведения о тектонической зональности региона и его обрамлений получены в рамках работ по бюджетной теме № АААА-А17-117030610107-3 Геологического института РАН. Общий анализ активной тектоники региона и ее соотношений со строением верхней мантии выполнены, и статья подготовлена за счет средств Российского научного фонда, проект № 17-17-01073-п.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С. и др.* Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1585–1609.
2. База данных активных разломов Евразии. – М.: ГИН РАН. URL: <http://neotec.ginras.ru/database.html> (Дата запроса: 12.10.2020).
3. *Бачманов Д.М., Зеленин Е.А., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* Использование базы данных активных разломов Евразии для решения тектонических задач // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 4. С. 971–993.
4. *Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое. – Ю.Г. Леонов (ред.). – М.: ГЕОС, 2012. 188 с. (Тр. ГИН РАН. 2012. Вып. 603).
5. *Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Маккей К.* Динамика формирования разломно-блоковых структур восточного сегмента Байкало-Станового сейсмического пояса // Физика земли. 2009. № 11. С. 1–7.
6. Карта сеймотектоники Восточной Сибири. Масштаб 1 : 8000000. – Г.С. Гусев, И.И. Колодезников (ред.). – Нерюнгри: ТИ (филиал) СВФУ, 2015. 1 лист.
7. *Кожурин А.И.* Активная геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса (по данным изучения активных разломов). – Дис. ... д. г.-м. н. – М.: ГИН РАН, 2013. 240 с.
8. *Лукина Н.В.* Алтае-Саянская область новейшего горошения континентальной литосферы. Байкальская внутриконтинентальная рифтовая система. – В кн.: *Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов.* – П.Н. Кропоткин (ред.). – М.: Наука, 1988. С. 276–326.
9. *Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н.* Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. – С.И. Шерман (ред.). – Новосибирск: ГЕО, 2009. 316 с.
10. *Лю Д.* Геологическое строение и сеймотектоника зоны разломов Лунмэньшань (Юго-Западный Китай). – Дис. ... к. г.-м. н. – М.: МГУ, 2018. 159 с.
11. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
12. *Ребецкий Ю.Л.* Об особенностях напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 4. С. 437–466. <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-4-0189>
13. *Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С.* Тектоническое поле современных напряжений Средней и Юго-Восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 1. С. 257–290. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0127>
14. *Рогожин Е.А.* Очерки региональной сеймотектоники. – А.О. Глико (ред.). – М.: ИФЗ РАН, 2012. 340 с.
15. *Соболева О.В.* Леформации земной коры Таджикистана по данным о механизмах очагов землетрясений. – Дис. ... д. физ.-мат. н. – М.: ИЗФ АН СССР, 1988. 290 с.
16. *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизийного пояса. – М.: ГЕОС, 2002. 250 с.
17. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М. и др.* Неотектоника и глубинное строение Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 31–59. <https://doi.org/10.31857/S0016853X21030085>
18. *Трихунков Я.И., Буланов С.А., Бачманов Д.М. и др.* Морфоструктура южной части Зайсанской впадины и ее горного обрамления // Геоморфология. 2020. № 2. С. 85–101.
19. *Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др.* Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. – В.П. Солоненко, Н.А. Флоренцов (ред.). – М.: Наука, 1985. 225 с.
20. *Шерман С.И., Леви К.Г., Ружич В.В., Саньков В.А., Днепровский Ю.И., Рассказов С.В.* Геология и сейсмичность зоны БАМ: неотектоника. – Н.А. Логачев (ред.). – Новосибирск: Наука, 1984. 208 с.
21. Active tectonics. – (Washington, D.C.: Nat. Acad. Press, 1986), 266 p.
22. *Aitchison J.C., Ali J.R., Davis A.V.* When and where did India and Asia collide? // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112. B05423. P. 1–19.
23. *Allen C.R.* Geological criteria for evaluating seismicity // Bull. GSA. 1975. Vol. 86. № 8. P. 1041–1057.
24. *Allen C.R., Gillespie A.R., Han Yuan, et al.* Red River and associated faults, Yunnan Province, China: Quaternary geology, slip rates, and seismic hazard // Bul. GSA. 1984. Vol. 95. № 6. P. 686–700.
25. *Allen C.R., Luo Zhuoli, Qian Hong et al.* Field study of a highly active fault zone: The Xianshuihe fault of southwestern China // Bul. GSA. 1991. Vol. 103. № 9. P. 1178–1199.
26. *Armijo R., Tapponnier P.* Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in Southern Tibet // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. № B3. P. 2787–2838.
27. *Baize S., Reicherter K., Avagyan A. et al.* First assessment of recent tectonics and paleoearthquakes along the Irtysh fault (eastern Kazakhstan) // Geomorphology. 2019. Vol. 326. P. 90–106.

28. *Bazhenov M.L.* Cretaceous paleomagnetism of the Fergana Basin and adjacent ranges, central Asia: tectonic implications // *Tectonophysics*. 1993. Vol. 221. P. 251–267.
29. *Bazhenov M.L., Burtman V.S.* Tectonics and paleomagnetism of structural arcs of the Pamir-Penjab syntaxis // *J. Geodynamics*. 1986. Vol. 5. P. 383–396.
30. *Burtman V.S., Skobelev S.F., Molnar P.* Late Cenozoic slip on the Talas-Fergana fault, the Tien Shan, Central Asia // *Bul. GSA*. 1996. Vol. 108. P. 1004–1021.
31. *Calais E., Vergnolle M., San'kov V.* GPS measurements of crustal deformation in the Baikal and Mongolia area (1994–2002): Implications for crustal kinematics of Asia // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108. № B10. 2501. <https://doi.org/10.1029/2002JB002373>
32. *Chen J., Burbank D.W., Scharer K.M. et al.* Magnetostratigraphy of the Upper Cenozoic strata in the South-Western Chinese Tien Shan: Rates of Pleistocene folding and thrusting // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 195. P. 113–130.
33. *Cowgill E., Gold R.D., Xuanhua Ch. et al.* Low Quaternary slip rate reconciles geodetic and geological rates along the Altyn Tagh fault, northwestern Tibet // *Geology*. 2009. Vol. 37. № 7. P. 647–650. <https://doi.org/10.1130/G25623A.1>
34. *Ding Guoyu.* Active faults in China. — In: *A collection of papers of International Symposium on continental seismicity and earthquake prediction (ISCSEP)*. — Beijing: Seismol. Press, 1984. P. 225–242.
35. Earthquake hazard program, National Earthquake Information Center: URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/#data> (Accessed April 20, 2021).
36. *Freund R.* Kinematics of transform and transcurrent faults // *Tectonophysics*. 1974. Vol. 21. P. 93–134.
37. *Jolivet R., Cattin R., Ghamot-Rooke N. et al.* Thin-plate modeling of interseismic deformation and asymmetry across the Altyn Tagh fault zone // *Geophys. Res. Lett.* 2008. Vol. 35. L02309. <https://doi.org/10.1029/2007GL031511>
38. *Kidd W.S.F., Molnar P.* Quaternary and active faulting observed on the 1985 Academia Sinica-Royal Society Geotraverse of Tibet // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*. 1988. Vol. 327A. P. 337–363.
39. *Klootwijk C.T., Conaghan P.J., Nazirullah R., de Jong K.A.* Further paleomagnetic data from Chitral (eastern Hindukush): evidence for an early India-Asia contact // *Tectonophysics*. 1994. Vol. 237. P. 1–25.
40. *Lavé J., Avouac J.-P.* Active folding of fluvial terraces across the Sivaliks Hills, Himalayas of central Nepal // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105. № B3. P. 5735–5770. <https://doi.org/10.1029/1999JB00292>
41. *Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S.* A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. Vol. 9. № 5. P. 1–21.
42. *Liu Q., Avouac P., Tapponnier P., Zhang Q.* Field evidence for Holocene and active faulting in Western Qiantang. — Intern. Union for Quaternary Res. 13th Intern. Congr. Abstr. Beijing, 1991. P. 210.
43. *Liu M., Yang Y., Shen Zh. et al.* Active tectonics and intracontinental earthquakes in China: The kinematics and geodynamics // *GSA Spec. Pap.* 2007. Vol. 425. P. 299–318.
44. *Molnar P., Deng Qidong.* Faulting associated with large earthquakes and average rate of deformation in central and eastern Asia // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. № B7. P. 6203–6227.
45. *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a continental collision // *Science*. 1975. Vol. 189. № 4201. P. 419–426.
46. *Nakata T., Tsutsumi H., Khan Sh.H., Lawrence R.D.* Active faults of Pakistan. — Hiroshima: Research Center for Regional Geography, Hiroshima Univ., 1991. 144 p.
47. *Pail J., Buzhmann R., Gair V.K. et al.* The motion and active deformation of India // *Geophys. Res. Lett.* 2001. Vol. 28. P. 647–650. <https://doi.org/10.1029/2000GL011832>
48. Paleoseismology. — Ed. by J.P. McCalpin, (Intern. Geophys. Series. Academic Press, 1996. 2nd edn. Vol. 95.), 613 p.
49. *Pruner P.* Paleomagnetism and paleogeography of Mongolia in the Cretaceous, Permian, and Carboniferous — Preliminary data // *Tectonophysics*. 1987. Vol. 139. P. 155–167.
50. *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.* 2001. Vol. 106. № B1. P. 819–836.
51. *Shi Jianbang, Feng Xianyue, Ge Shumo et al.* The Fuyun earthquake fault zone in Xinjiang, China. — In: *A collection of papers of International Symposium on continental seismicity and earthquake prediction (ISCSEP)*. — Beijing: Seismol. Press, 1984. P. 225–242.
52. *Tapponnier P., Molnar P.* Slip-line theory and large-scale continental tectonics // *Nature*. 1976. Vol. 264. № 5584. P. 319–324.
53. *Tapponnier P., Molnar P.* Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 3425–3459.
54. *Thomas J.C., Chauvin A., Gapais D. et al.* Paleomagnetic evidence for Cenozoic block rotation in the Tadjik depression (Central Asia) // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 15141–15160.
55. *Thomas J.C., Lanza R., Kazansky A. et al.* Paleomagnetic study of Cenozoic sediments from the Zaisan basin (SE Kazakhstan) and the Chuya depression (Siberian Altai): tectonic implication for central Asia // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 351. P. 119–137.
56. *Thomas J.C., Perroud H., Cobbold P.R. et al.* A paleomagnetic study of Tertiary formation of the Kirghiz Tien-Shan and its tectonic implications // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. P. 9571–9589.
57. *Trifonov V.G., Machette M.N.* The World Map of Major Active Faults Project // *Annali di Geofisica*. 1993. Vol. 36. № 3–4. P. 225–236.
58. *Trifonov V.G., Korzhenkov A.M., Omar Kh.M.* Recent geodynamics of major strike-slip zones // *Geodes. Geodynam.* 2015. Vol. 6. № 5. P. 361–383. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2015.06.003>
59. *Vergnolle M., Calais E., Dong L.* Dynamics of continental deformation in Asia // *J. Geophys. Res.* 2007.

- Vol. 112. B11403.
<https://doi.org/10.1029/2006JB004807>
60. Wallace K., Yin G., Bulham R. Inescapable slow slip on the Altyn Tagh fault // *Geophys. Res. Lett.* 2004. Vol. 31. L09613.
<https://doi.org/10.1029/2004G1019724>
61. Wallace R.E. Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges, California. — In: *Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System.* — Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. 11. 1968. P. 6–20.
62. Wang Q., Zhang P., Freymueller J.T. et al. Present-day crustal deformation in China constrained by Global Positioning System measurements // *Science.* 2001. Vol. 294. P. 574–577.
<https://doi.org/10.1126/science.1063647>
63. Yeats R.S., Sieh K., Allen C.R. *The Geology of earthquakes.* — N.Y.—Oxford: Oxford Univ. Press, 1997. 568 p.
64. Yin A., Nie S., Craig P. et al. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tien Shan // *Tectonics.* 1998. Vol. 17. № 1. P. 1–27.
65. Yin A., Rumelhart P.E., Butler R. et al. Tectonic history of the Altyn Tagh fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation // *Bull. GSA.* 2002. Vol. 114. P. 1257–1295.
66. Zhang P.Zh., Molnar P., Xu X. Late Quaternary and present-day rates of slip along the Altyn Tagh Fault, northern margin of the Tibetan Plateau // *Tectonics.* 2007. Vol. 26. TC5010.
<https://doi.org/10.1029TC002014>

Active Tectonics of Central Asia

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

^a*Geological Institute of RAS, bld. 7 Pyzhevsky lane, 119017 Moscow, Russia*

**e-mail: egorzelenin@mail.ru*

Central Asia exceeds neighboring territories by intensity of Quaternary uplifts and active faulting. The kinematics of active faults differ in the north–east of the region, from Middle Tibet to Eastern Sayan, and its southern and western parts including the Himalayas, the Pamir–Punjabi syntax and the region to the north up to the Mountainous and Mongolian Altai. The northeast is dominated by west–east trending sinistral strike-slip faults, while the south and west are dominated by north–west – south–east trending dextral strike-slip faults and overthrusts. The features of active tectonics are determined by the structure of the upper mantle studied at three horizontal sections. The highest mountain systems with sharply reduced values of *P*-wave velocities and lower rock density are distinguished in the section 67 km deep (crust/mantle boundary zone and upper lithospheric mantle). Dilatation became the main reason for the intensive rise of these mountain systems and partially of Tibet. The sections at depths of 158 and 293 km revealed heterogeneous structures of the upper mantle of Central Asia. In its eastern part, *P*-wave velocities were significantly reduced by the influence of Tibetan and Khangai intra-mantle plumes. Here, lateral extension exceeded lateral shortening, and the lithosphere could not transmit the pressure of the Indian platform to the northern tectonic zones. Dilatation of the upper mantle caused the rise of Tibet and Khangai Plateau. The plume-related flows in upper mantle caused left-lateral shifts along west–east trending faults. In the south and west of Central Asia, *P*-wave velocities increase as well as the upper mantle density. In the south, the lithosphere of the Indian platform thickens and underthrusts below the Himalayas and Southern Tibet. Active thrusts, dextral strike-slip faults and oblique-slip thrusts in the western and northwestern part of Central Asia express horizontal compression of lithospheric blocks. The density heterogeneity of the lithosphere result in rotation of the compressed blocks, so the shear decrease and even fade along the faults.

Keywords: neotectonics, geodynamics, active faults, deformations, Quaternary uplift, upper mantle, lithosphere, Alpine-Himalayan belt