

**ВОЛНОВОЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
НА АМУРСКУЮ ПЛИТУ****В.Г. Быков, Т.В. Меркулова***ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000;
e-mail: bykov@itig.as.khb.ru*

Поступила в редакцию 22 октября 2020 г.

Представлен анализ данных о миграции землетрясений и медленных деформаций из зон Индо-Евразийской коллизии и Западно-Тихоокеанской субдукции и показано волновое «геодинамическое воздействие» этих тектонических процессов на Амурскую плиту и окружающие структуры. Обсуждается взаимодействие и относительный вклад коллизии и субдукции в современную геодинамику Амурской плиты. Построена схема локализации проявлений медленных волн деформации на территории Центральной и Восточной Азии. Проведены расчеты по выявлению во временном интервале с 1960 по 2015 гг. «поперечной» миграции землетрясений ($M \geq 6.5$), направленной из Японского и Курило-Камчатского желобов в сторону Азиатского континента. По профилю, пересекающему о. Хоккайдо, миграция землетрясений проходит со скоростью 15 и 23 км/год, скорость миграции из Курило-Камчатского желоба через о. Сахалин на разных глубинных уровнях имеет значения от 20 до 40 км/год. Обращается внимание на недостаточную изученность влияния Западно-Тихоокеанской субдукции на формирование поля деформации в континентальной Азии.

Ключевые слова: миграция землетрясений, медленные деформационные волны, геодинамика, Индо-Евразийской коллизия, Западно-Тихоокеанская субдукция, Амурская плита.

ВВЕДЕНИЕ

Амурская плита граничит с пятью литосферными плитами: Евразийской, Охотской, Тихоокеанской, Филиппинской и Китайской [1]. Современная динамика и сейсмичность Амурской плиты в значительной мере определяются ее взаимодействием с окружающими тектоническими структурами, а также тектоническими процессами – субдукцией и коллизией на конвергентных границах указанных плит. Тихоокеанская плита, не имея контакта с Евразийской плитой, оказывает на нее существенное динамическое влияние за счет погружения под континент. Амурская плита перемещается с запада на восток в результате воздействия зоны коллизии Индийской и Евразийской плит [21, 38], а также встречного сжатия, связанного с субдукцией Тихоокеанской плиты [34].

Индо-Евразийская (Гималайская) зона коллизии образовалась в результате столкновения Индийской и Евразийской литосферных плит, географически совпадает с Гималайской горной системой и протягивается на 2400 км при средней ширине 500 км [70].

Западно-Тихоокеанская зона субдукции представлена дугообразными границами по периферии Тихого океана и является наиболее сейсмоактивной в Восточной Азии. Здесь возникают самые крупные землетрясения и высвобождается основная доля напряжений, сейсмические очаги не рассеяны хаотично, а находятся в относительно узких зонах активных разломов – глубоководных желобах. Длина разлома вдоль простирания Японско-Курило-Камчатского желоба составляет 2990 км, из них 2200 км – протяженность Курило-Камчатского желоба и 790 км – Японского желоба [47].

Необходимо выяснить, каким образом зоны Индо-Евразийской коллизии и Западно-Тихоокеанской субдукции могут оказывать влияние на деформацию Центральной и Восточной Азии, геодинамику Амурской плиты и как возмущения, генерируемые в зонах коллизии и субдукции, передаются в литосфере Евразийской плиты.

В науках о Земле в течение последних 50 лет получила развитие концепция деформационных волн Земли или волновая динамика деформационных про-

цессов – процессов существенно более медленных, чем сейсмические. Активно обсуждается возможность переноса возмущений напряженно-деформированного состояния, которые воздействуют на геологическую среду, тектонические структуры, геофизические поля и процессы. Материальными носителями таких возмущений или носителями «геодинамического воздействия» могут быть только волны, так как перемещение геомасс не происходит.

Если к среде приложить силу, то в ней всегда возникают зоны концентрации деформаций и волны – изменения состояния среды (возмущения), распространяющиеся в этой среде и несущие энергию. Зоны концентрации деформаций, такие как зоны субдукции, зоны коллизии, зоны активного рифтогенеза и зоны трансформных разломов – это зоны взаимодействия геоблоков, литосферных плит и интенсивные источники медленных деформационных волн [10]. Волновые процессы являются одним из основных факторов, под воздействием которых происходят преобразования и формирование тектонических структур различного масштаба, как это показано, например, при выяснении механизма Байкальского рифтогенеза [7, 34].

Медленные деформационные волны обнаруживаются косвенно по вариациям сейсмичности и геофизических полей. И прежде всего это относится к миграции землетрясений. Постепенно сформировалось понимание, что миграция сейсмичности связана с распространением медленных волн деформации, вызывающих дополнительную нагрузку и сильные землетрясения в сегментах разломов с высокой концентрацией напряжений [8].

Представляется, что миграция сейсмичности или направленная миграция землетрясений – это и есть наиболее яркое проявление геодинамического воздействия. При этом миграция эпицентров сильных землетрясений совпадает по направлению с ориентацией максимального сжатия.

К настоящему времени достигнуты значительные успехи в исследовании миграции и особенностей сейсмической активности на территории Амурской плиты и в области ее сочленения с Евразийской, Североамериканской, Тихоокеанской и Охотской плитами [2–4, 11, 22–25, 31, 32, 34, 39–41, 43, 47, 54, 56, 58, 59, 73, 75–79]. Изучены сейсмические миграционные процессы в различных геодинамических обстановках, выявлены характерные параметры миграции (скорости, время повторяемости, энергетика) в пределах наиболее тектонически активной окраины Тихого океана [12–15]. Определены зависимости скоростей миграции от энергетических характеристик. Некоторые из этих сведений по мере необходимости будут представлены ниже в тексте статьи.

Наиболее полно миграция сильных землетрясений, ее цикличность и возможные причины ее направленности исследованы в континентальной части Амурской плиты (Приамурье, Приморье, Северный и Северо-Восточный Китай, Корейский п-ов) [37, 38, 72, 78].

Установленные направления и скорости миграции могут быть использованы для выявления и сопоставления относительного вклада тектонических структур в современные глобальные и региональные геодинамические процессы и в вероятностном прогнозировании сейсмической опасности.

МИГРАЦИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЕ МЕДЛЕННЫХ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ВОЛН В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ ИНДО-ЕВРАЗИЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ

При столкновении Индийской и Евразийской литосферных плит на западном фланге Гималаев образовалась Памиро-Гиндукушская или Тянь-Шаньская сейсмическая зона протяженностью около 2400 км и шириной 550 км – самая глубокая и активная зона внутриконтинентальной субдукции на Земле, включающая в себя горные системы Гиндукуш, Памир и Тянь-Шань. Здесь существуют две сходящиеся зоны субдукции: погружение Индийской плиты в северном направлении под Гиндукуш на глубину до 500 км и погружение Евразийской плиты в южном направлении под Памир на глубину до 300 км [44, 57, 64, 66].

Именно в этой области (отмечена эллипсом на рис. 1) обнаружены проявления медленных деформационных волн, генерируемых Индо-Евразийской коллизией. Так, в Гармском районе, расположенном в пределах зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня, была зафиксирована миграция сейсмоскоростных аномалий, соответствующая «волнам деформирования», которые имеют период $T = 33 (\pm 4)$ месяца и перемещаются с востока на запад со скоростью $V = 33 (\pm 7)$ км/год [27]. В этом же районе выявлена противофазность временного хода относительной активности верхнего и нижнего сейсмических горизонтов Гиндукушского и Памирского участков зоны, что означает наличие нечетного числа полуволн ($\lambda/2$) деформаций между горизонтами. Отсюда для характерного периода сейсмичности $T = 3$ года и длин волн $\lambda = 270, 90, 54$ км следуют значения скорости $V = \lambda/T = 90, 30, 18$ км/год [28]. Скорость 30 км/год совпадает с данными [27] о движении фронта сейсмоскоростных аномалий вдоль континентальной литосферы.

Наблюдаемый колебательный режим сейсмичности в северо-западной части Гималайской зоны коллизии объяснен возбуждением волн деформации в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня при импульсном (прерывистом) характере коллизии литосферных плит

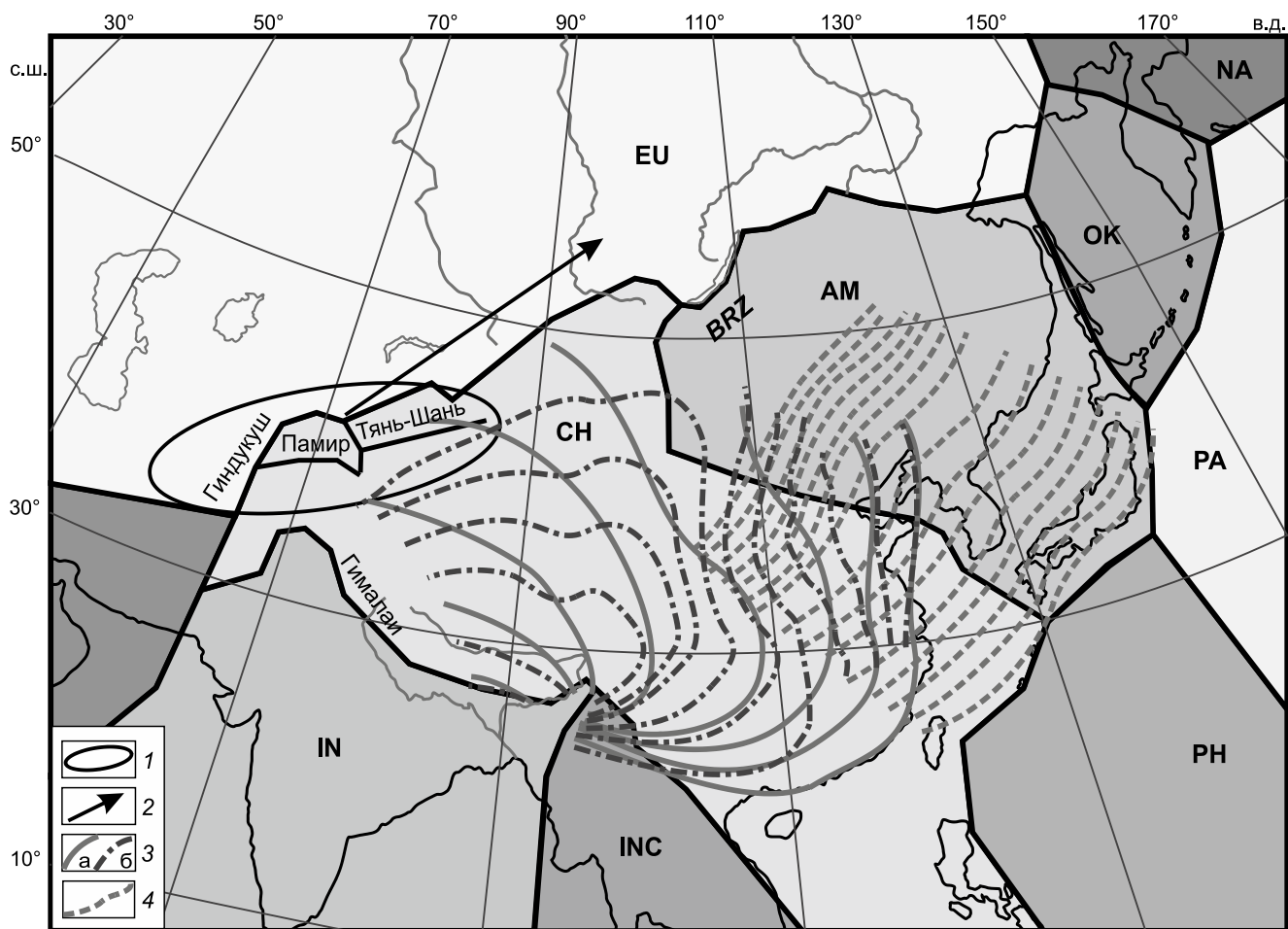


Рис. 1. Локализация проявлений медленных волн деформации.

1 – зона внутриконтинентальной субдукции, генерирующая медленные деформационные волны [27, 28, 30, 33]; 2 – направление деформационных волн; 3 – волны пластической деформации на территории Центральной и Восточной Азии: «десятилетние» (decade-wave) (а) и «вековые» (century-wave) (б) [75, 76]; 4 – волновые фронты деформации из зоны Тихоокеанской субдукции в континентальную часть Китая [78].

В схему размещения литосферных плит [1] внесены некоторые изменения, дополнения и обозначения. Литосферные плиты: EU – Евразийская, NA – Североамериканская, PA – Тихоокеанская, PH – Филиппинская, AM – Амурская, OK – Охотская, IN – Индийская, INC – Индокитайская, CH – Китайская. BRZ – Байкальская рифтовая зона.

[30]. Фронты деформационных волн распространяются в северном и северо-западном направлении со скоростью ~ 30 км/год в пределах территории от Памира-Гиндукуша на юге до Гармского района на севере. При движении к центру Северного Тянь-Шаня скорость этих волн возрастает до значений 100–120 км/год.

Совсем недавно в Гармском районе идентифицированы фронты деформационных волн, возникающих в определенные интервалы времени. Скорость распространения деформационных волн составляет 40–50 км/год при направлении фронта с северо-востока на юго-запад [33].

Гималайская зона сжатия в восточной части Индо-Евразийской коллизии является источником волн пластической деформации, инициирующих землетря-

сения в Центральной и Восточной Азии. На основе анализа пространственно-временного распределения сильных землетрясений ($M \geq 7$) и поля пластической деформации выделены волны двух типов: «вековые» и «десятилетние», распространяющиеся со скоростями 1–7 км/год и 12–45 км/год, соответственно [75, 76]. Интервалы времени между возбуждением этих волн на границе плит составляют 68–133 лет (~ 93.7 лет в среднем) и 7–18 лет (~ 10.8 лет), что свидетельствует о квазипериодичности. На рис. 1 представлены фронты «десятилетних» и «вековых» волн. Распределение землетрясений в континентальной части Китая контролируется полем пластической деформации, распространяющимся в нижней части литосферы и осуществляющим передачу энергии внутри плиты на

большие расстояния [74], а миграция землетрясений зависит в основном от распространения волн пластической деформации [75, 76], периодически мигрирующих на север и восток, вызывая тем самым сильные землетрясения на территории всего Китая.

Севернее Китая, в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) (рис. 1), также выделены деформационные волны, вызывающие современную сейсмическую активизацию разломов Центральной Азии. Величина скорости этих волн активизации меняется от 7 до 95 км/год, а длина – от 130 до 2000 км [40]. Частота волн – 1.6×10^{-9} Гц, характерное время активизации – 20–25 лет [42].

Подробный анализ направленной (последовательной) миграции сильных землетрясений XX века в сейсмических поясах Центральной и Восточной Азии, а также в зоне Индо-Евразийской коллизии дан в статьях [79, 80]. В 12 регионах континентальной части Китая выявлено 28 миграционных цепочек, часть которых показана на рис. 2 [79]. В отдельных регионах миграция землетрясений происходила неоднократно в течение нескольких столетий. Скорость миграции составляла от 1 до 100 км/год.

При исследовании миграции сильных землетрясений, предшествующей катастрофическому Хайченскому землетрясению ($M = 7.3$, 1975), К. Шольцем было введено представление о «фронте деформаций» и дана оценка его скорости на территории северо-восточного Китая, которая составляла 110 км/год [68]. Фронт распространялся на протяжении почти 1000 км из северного в северо-восточный Китай.

Наибольшая сейсмическая активность Восточной Азии и миграция сильных землетрясений в XX веке отмечались на западе и связаны с движениями в Гималайской зоне коллизии и в прилегающих к ней геологических структурах. В период с 1907 по 1957 гг. в пределах Памиро-Байкальского пояса протяженностью около 5500 км эпицентры землетрясений ($M \geq 7.9$) мигрировали в направлении с юго-запада на северо-восток со скоростью около 110 км/год (рис. 2) [79]. В пределах этого же пояса за период 1950–2009 гг. по профилю Тянь-Шань – Байкальская рифтовая зона выявленные тренды миграции максимумов сейсмоактивности ($M \geq 5$) интерпретированы как деформационные фронты со скоростью 90 км/год, которые перемещаются с юго-запада на северо-восток и обратно [25]. Причем, миграция эпицентров имела прерывисто-поступательный (импульсный) характер, что связано с квазипериодическим генерированием деформационных фронтов в зоне Индо-Евразийской коллизии и совпадает с ранее полученными результатами [30].

Сильные землетрясения в Гималайском поясе обычно связаны с надвигами в сторону Индийской плиты. С 1905 по 1950 годы наблюдалась миграция землетрясений с магнитудами $M \geq 8$ с запада на восток со скоростью 55 км/год [79]. Следует отметить, что Памиро-Байкальская (1907–1957 гг.) и Гималайская (1905–1950 гг.) миграционные цепочки проявлялись синхронно. В 1935–1957 годы миграция очагов сильных землетрясений ($M \geq 7.9$) со скоростью 205 км/год проходила в большей части Суматра-Монгольского пояса протяженностью около 4000 км, пересекающего континентальную часть Китая вплоть до Западной Монголии [80].

Анализ сейсмических событий, произошедших с XVI по XX века в пределах меридионального сейсмического пояса (Северо-Южного сейсмического пояса Китая), разделяющего континентальный Китай на восточную и западную части, выявил 4 основных цикла миграции землетрясений с $M \geq 6$: 1515–1739 гг., 1739–1833 гг., 1833–1920 гг., 1920–1970 гг. Скорость миграции эпицентров в этих циклах была равна 7.5, 11.5, 15.0 и 26.0 км/год, соответственно [79]. Например, в сейсмическом поясе Сяньшуйхэ длиной около 1000 км в 1786–1973 годы очаги землетрясений с $M \geq 6$ неоднократно мигрировали в северо-западном направлении со скоростью 17–26 км/год.

Обобщающий результат заключается в том, что миграция сейсмических событий с магнитудой $M \geq 7$ имеет северное направление. Аномальное сжатие в Памиро-Гиндукушском узле Гималайского фронта Индо-Евразийской коллизии может генерировать деформационные волны, которые вызывают сильные землетрясения в Приамурье, Приморье и на Сахалине [37, 38], т.е. в пределах Амурской плиты.

МИГРАЦИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И МЕДЛЕННОЙ ДЕФОРМАЦИИ ИЗ ЗОНЫ ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОЙ СУБДУКЦИИ ВГЛУБЬ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Давно известна и хорошо изучена миграция сильных землетрясений вдоль разломов о. Сахалин [35], желобов Японской и Курильской островных дуг [12, 59, 69, 77], в Тихоокеанском сейсмическом поясе [2, 13, 14, 23, 32, 61, 62], а также миграционные циклы сейсмичности о. Сахалин [37].

В статье [78] на основе исторических материалов о землетрясениях в Китае, Японии и Корее обсуждалась миграция сильнейших землетрясений ($M \sim 8$) с востока на запад из глубоководных желобов западной части Тихого океана в материковую часть Китая, которая продолжалась в течение 130 лет (1610–1740 гг.) на расстояние 2600 км со скоростью около

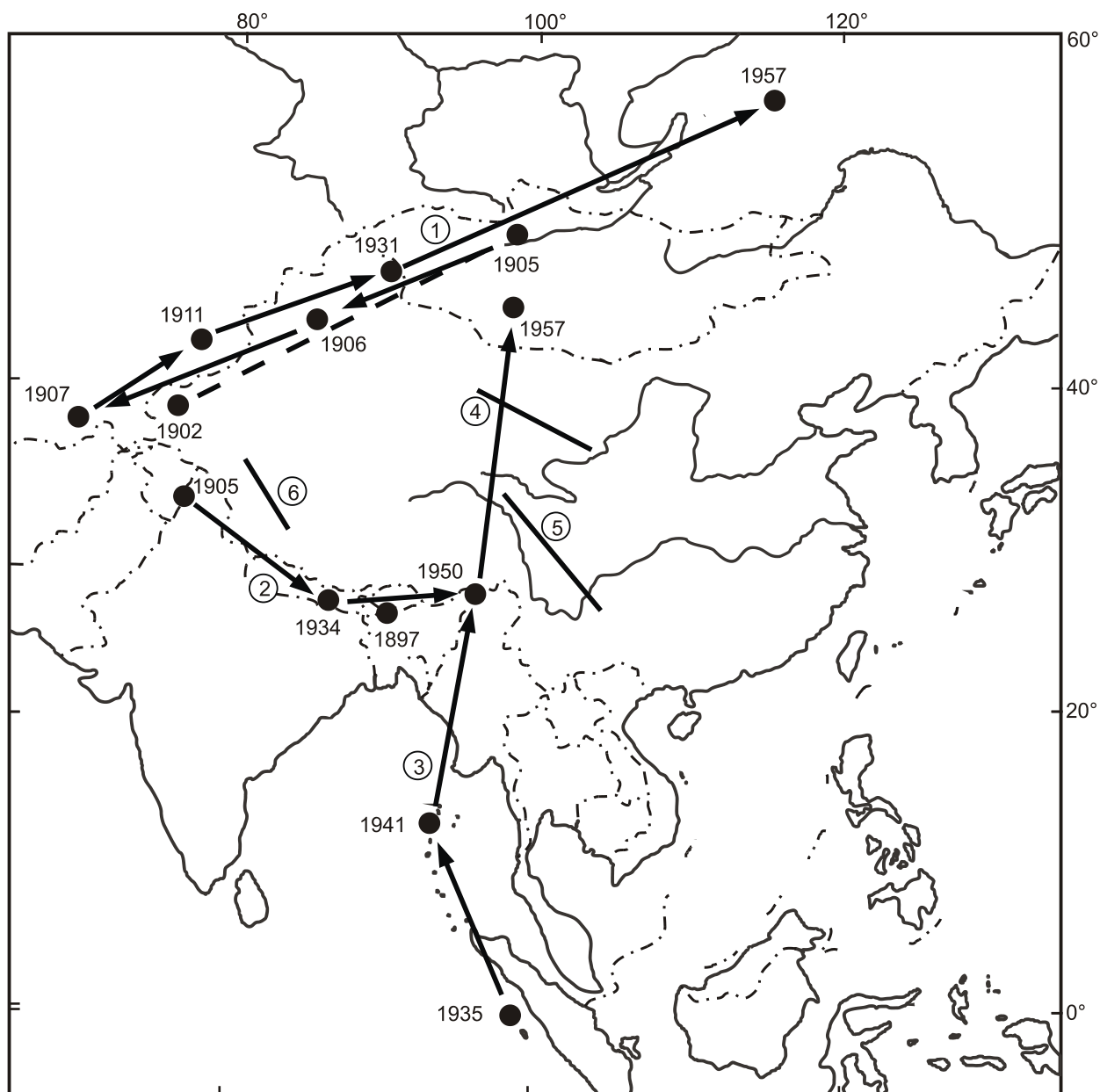


Рис. 2. Миграция землетрясений в континентальной части Китая [79].

1 – Памиро-Байкальский пояс; 2 – Гималайский пояс; 3 – Суматра-Монгольский пояс; 4 – пояс центральной части континентального Китая; 5 – пояс Сяньшуйхэ; 6 – Куньлуньский пояс.

20 км/год. Таким образом, миграция проходила не как обычно – вдоль северо-восточных сейсмических поясов, а представляла собой «поперечную» миграцию, направление которой совпадало с направлением субдукции Тихоокеанской плиты и было перпендикулярно границе плиты (рис. 3). Миграция имела две ветви. Одна простиралась на запад и оканчивалась в зоне разлома Хеланьшань-Люпаньшань материковой части Китая, другая ветвь была направлена на север, проходила через Корейский полуостров, вызвала изверже-

ния вулканов в Чанбайшане и Удалянчи и закончилась в северной части провинции Хэйлунцзян.

Деформация перемещалась в виде чередующихся волновых фронтов (рис. 1, 3) [78]. Скорость миграции деформации составляла 14–22 км/год, что сравнимо со скоростью миграции деформации земной коры в Японии порядка 10–100 км/год [52] и скоростью миграции сейсмичности от Японской дуги в Северо-Восточный Китай через Корейский полуостров, которая оценивается примерно в 20–30 км/год [59].

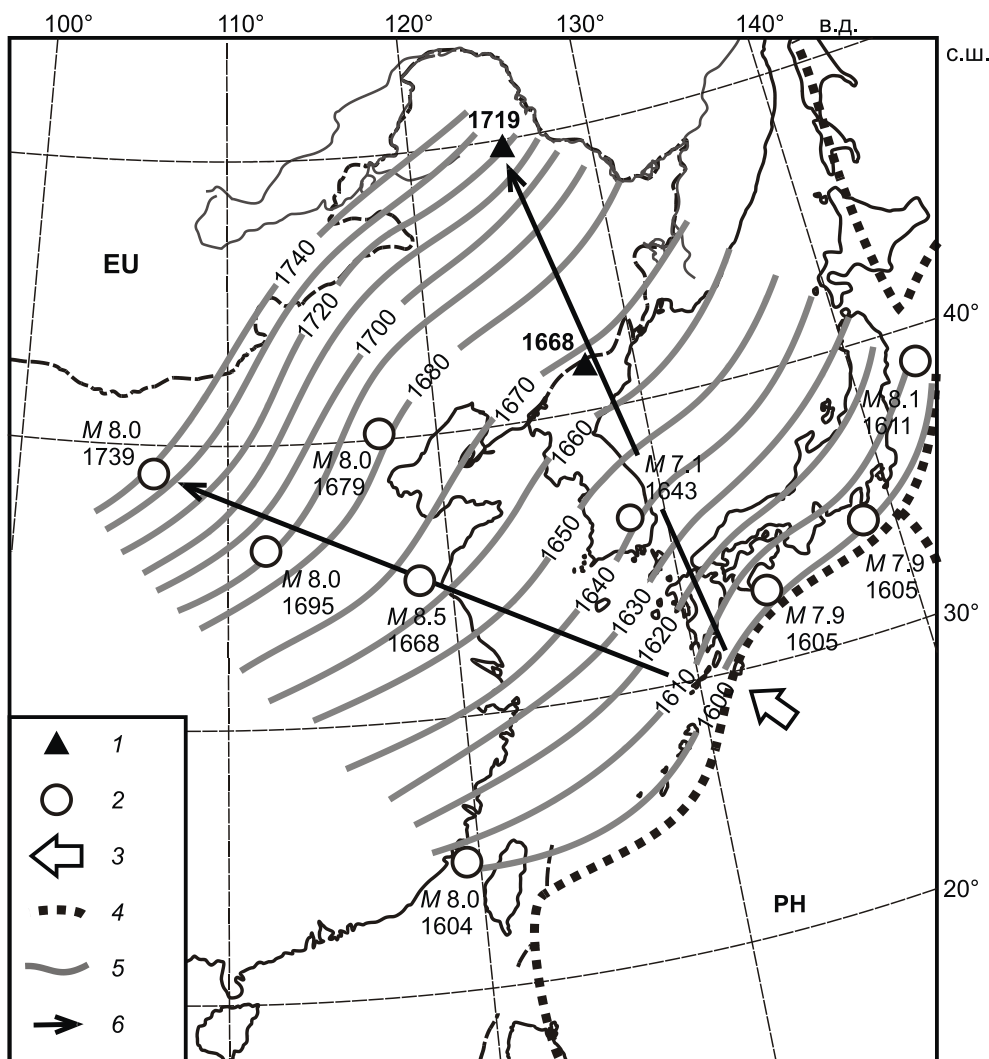


Рис. 3. Миграция землетрясений и вулканической активности из зоны Тихоокеанской субдукции в континентальную часть Китая (1605–1739 гг.) [78].

1 – извержения вулканов; 2 – сильные землетрясения; 3 – направление движения Тихоокеанской плиты; 4 – границы литосферных плит; 5 – фронты миграции землетрясений; 6 – направление миграции. Цифрами указаны магнитуды и даты землетрясений и даты извержений вулканов.

Миграция землетрясений, обсуждаемая в [78], очень похожа на распространение фронтов деформации от желоба во внутреннюю часть Японии [48–52], т.е. также с востока на запад, но только значительно большего масштаба. Скорость миграции постепенно уменьшается от желоба к материку и составляет 20 км/год от Нанкайского желоба до Чанбайшана, 14 км/год – от Чанбайшана до Удалянчи, 22 км/год – от Нанкайского желоба до Танчэна, 16 км/год – от Танчэна до Иньчуаня. В этом регионе известны еще два аналогичных события «поперечной» миграции со скоростью 36 и 34 км/год, которые произошли с 1498 по 1556 гг. и с 1843 по 1927 гг., соответственно [78].

Исследование пространственно-временного распределения сейсмичности показывает, что поведение сейсмической активизации территорий нередко носит волновой характер и совпадает с перемещением некоторого фронта деформации, прохождение которого оказывает значительное воздействие на геодинамические процессы в сейсмических районах, граничащих с активными сегментами Тихоокеанского пояса.

В регионах Приамурье и Приморье деформационные волны распространяются от Японии в северо-западном направлении навстречу современным движениям Евразийской и Амурской литосферных плит. В Танлу-Охотской рифтовой системе источником

медленных деформационных волн, фронты которых перемещаются со скоростью порядка 100–200 км/год в северо-западном направлении, может служить Японский сегмент Тихоокеанской зоны субдукции, расположенный в секторе 30–50° с.ш. и 130–150° в.д. В период 1993–1999 гг. на территории сектора 30–45° с.ш. и 90–115° в.д. проявился хорошо выраженный фронт деформационной волны, идущий с северо-запада, т.е. в противоположном направлении. Выделено также движение фронта сейсмической активизации из нижней мантии в земную кору со скоростью около 150 км/год [5, 6].

Вдоль меридионального профиля выявлено два цикла миграции сейсмичности в период с 1950 по 1970 гг. в направлении с юга на север, разделённых интервалом обратного направления миграции. Наиболее отчетливо прослеживается миграция глубоководных и слабее – коровых землетрясений со скоростью около 5–10 км/год. Сейсмическая активизация в верхней мантии циклически возрастает и в виде деформационного фронта поднимается к коре. Генерируемая в зоне субдукции сейсмическая активизация перемещается и в сторону континента, и к островодужной системе. Вертикальная скорость направленной миграции сейсмоактивности составляет 50–60 км/год и совпадает со скоростью глобальных деформационных волн [9]. Волновой механизм передачи сейсмоактивности кажется более реалистичным, так как диффузионная миграция магматических, флюидных и тепловых потоков имеет меньшую скорость и значительно отстает от более быстрых деформационных волн [8].

В результате исследования динамики сейсмичности вдоль северной границы Амурской плиты обнаружена миграция эпицентров слабых землетрясений ($2 \leq M \leq 4$), которая инициируется перемещением фронта деформационной волны с востока на запад со средней скоростью 2.7 км/сут. Эта волна модулируется медленным волновым деформационным процессом со скоростью порядка 10–20 км/год, который зарождается в Японско-Курило-Камчатской зоне субдукции [43, 73].

Деформографическими измерениями в различных районах Восточной Азии выявлена миграция деформаций со скоростью порядка 10–140 км/год [46, 48, 49, 51, 52, 60]. При анализе данных скважинных тензометров пяти обсерваторий, расположенных на северо-востоке о. Хонсю, обнаружена миграция максимума сдвиговой деформации со скоростью 20–40 км/год [48–50]. Скорость миграции деформаций из Японской и Идзу-Бонинской впадин вглубь Японии различна и составляет 40 км/год (Тохоку) в северо-западном направлении, 20 км/год (Канто) – в

направлении с востока на запад [52]. Из зон субдукции вблизи округа Тохоку (северо-восточная Япония) и полуострова Идзу (центральная Япония), где Тихоокеанская и Филиппинская плиты погружаются под Евразийскую плиту, зафиксирован медленный перенос максимума вертикальных деформаций в сторону континента со скоростью около 10 км/год [60].

Результаты измерения деформаций в земной коре в период с 1992 по 2000 гг. наблюдательной сетью тензометров, установленных в регионе Кюсю, показали миграцию деформаций из зоны субдукции в сторону континента со скоростью 90–140 км/год. Возможная интерпретация этого факта заключается в генерировании импульса деформации вследствие прерывистого погружения Тихоокеанской плиты [46].

Имеются также сведения о перемещении в 1978–1983 гг. деформации горизонтального сжатия от глубоководного желоба в сторону континента через Японию, Южные Курилы и Сахалин. Миграция деформации сжатия проходила в виде волны, генерируемой поддвигом Тихоокеанской плиты под Евразийскую в зоне Японско-Курило-Камчатской субдукции и распространяющейся со скоростью 5.5 км/сут (2000 км/год) в литосфере Евразийской плиты на расстояние около 8800 км вплоть до Потсдама (последний пункт регистрации гравиметрами) [36].

С.И. Шерманом выделены в регионах Прибайкалья и Приамурья медленные деформационные волны и определены их направления и параметры [41]. Волны перемещаются навстречу друг другу: с запада на восток до меридиана 105°–106° в.д. со скоростью 29 км/год и с востока на запад – со скоростью 13 км/год до той же субмеридиональной границы ~ 105°–106° в.д. Миграция деформаций от Охотоморского побережья к западной границе Амурской плиты продолжалась на расстояние около 700 км.

МИГРАЦИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СТОРОНУ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА

В предыдущем разделе представлена миграция деформации и землетрясений из Японского желоба и желоба Нанкай в сторону континента, но миграция землетрясений из Курило-Камчатского желоба, расположенного севернее, нигде ранее не рассматривалась. Однако в отсутствие этих данных невозможно сформировать полное представление о геодинамическом воздействии Тихоокеанской субдукции на Амурскую плиту. Поэтому было выполнено исследование распределения землетрясений в Курило-Камчатском сегменте Тихоокеанской зоны субдукции и миграции землетрясений в сторону Азиатского континента во временном интервале с 1960 по 2015 гг. Основой слу-

жил каталог ИТиГ ДВО РАН, в котором собраны сведения об очагах землетрясений из опубликованных каталогов «Землетрясения СССР», «Землетрясения Северной Евразии», «Землетрясения России».

Распределение землетрясений с $M \geq 6$ в этом сегменте Тихоокеанской зоны субдукции показывает, что локализация сейсмических событий происходит преимущественно в области северо-восточного направления, но в некоторых местах нарушается серией поперечных зон (рис. 4, а). Анализ глубинного распределения землетрясений и их миграции проведен по двум профилям в полосах шириной 500 км (по 250 км в обе стороны от линии профиля). Первый профиль протягивается от западной окраины Тихоокеанской плиты через южную оконечность о. Хоккайдо до Приамурья, второй – проходит севернее, от границы Тихоокеанской плиты через о. Сахалин, территорию Нижнего Приамурья и далее. Для каждого профиля построено распределение событий ($M \geq 4$) по глубине (рис. 4, б). При исследовании миграции сильных землетрясений с $M \geq 6.5$ использованы графики время – расстояние (рис. 4, в) и время – глубина (рис. 4, г). Выделены цепочки с устойчивой тенденцией в развитии процесса миграции на обоих графиках. Для оценки скорости использованы графики время – расстояние, где показаны линии регрессии для миграционных цепочек. Наклон линии регрессии отражает вектор движения эпицентров землетрясений, а тангенс угла наклона позволяет определить среднюю скорость, характерную для рассматриваемой цепочки землетрясений. Количество обособленных линий регрессии отражает число миграционных цепочек.

На профиле ПР 1 очаги землетрясений с $M \geq 4$ образуют наклонную плоскость до глубины 510 км (рис. 4, б). Землетрясения с $M \geq 6.5$ формируют четыре цепочки, три из которых демонстрируют развитие процесса миграции в сторону континента (рис. 4, в). Цепочка 1 начинается с 1960 г., где отмечается миграция событий от глубины 70 км к дневной поверхности со скоростью 15 км/год. Цепочки 2 и 3 начинаются с 1968 и 1981 гг. (скорости 15 и 23 км/год, соответственно) и распространяются от поверхности к глубинам 170 и 50 км. Миграционная цепочка 4 фиксируется с 1980 г. от глубины 220 км до 50 км со скоростью 37 км/год (рис. 4, в, г).

Землетрясения на профиле ПР 2 локализируются наклонно до глубины 600–640 км (рис. 4, б). Здесь фиксируется 5 миграционных цепочек очагов землетрясений с $M \geq 6.5$. Три цепочки показывают на разных глубинных уровнях развитие процесса миграции, направленной к континенту. Цепочки 1 и 2 начинаются с 1960 и 1975 г. и характеризуются скоростью 38 и

40 км/год, соответственно. Миграция в этих случаях начинается от глубин 100 и 60 км и распространяется по наклонной линии до глубины около 600 км. Цепочка 3 показывает миграцию в этом же направлении, только на глубинных уровнях от 40–100 км. На цепочках 4 и 5 отмечается миграция в обратную сторону со скоростью 20 и 15 км/год от глубин 100 и 60 км к дневной поверхности.

Таким образом, большинство выделенных цепочек сильных событий с $M \geq 6.5$ соответствует направленному развитию процесса миграции землетрясений от Тихоокеанской зоны субдукции к континенту и характеризуется скоростью в диапазоне 13–40 км/год. Отмечается миграция к континенту как по наклонной плоскости до глубины 600 км, так и от глубины порядка 100 км к дневной поверхности континента.

ВОЛНОВОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ КОЛЛИЗИИ И СУБДУКЦИИ НА АМУРСКОЮ ПЛИТУ

Решающее значение для объяснения особенностей распределения сейсмичности в Центральной и Восточной Азии имеет характер взаимодействия Индо-Евразийской коллизии и Тихоокеанской зоны субдукции и соотношение их роли в процессе формирования всего поля деформации в континентальной Азии.

Современные геологические данные и GPS/ГЛОНАСС наблюдения показывают, что основную роль в геодинамике Восточной Азии играет горизонтальное сжатие в Гималайской зоне коллизии. Под воздействием столкновения Индийской и Евразийской литосферных плит происходит перемещение отдельных блоков на восток к западному побережью Тихого океана [16, 37, 53, 63]. Экструзия тектонических блоков в восточном направлении вызывает образование сдвигов [65, 67] и, как следствие, – направленную миграцию деформаций и землетрясений. Перемещение блоков с запада на восток в субширотном направлении особенно отчетливо фиксируется на территории Северного Китая [55, 72].

Из результатов численного моделирования с учетом движения Индийской плиты со скоростью 5 см/год следует, что столкновение и сжатие между Индийской и Евразийской плитами являются основными движущими силами горизонтальных деформаций литосферы континентальной части Китая [45]. Тем не менее, есть данные о том, что сейсмичность на обширной территории Западного Китая формируется не только в результате столкновения Индийской и Евразийской плит вдоль Гималайского фронта. Сравнительный анализ долговременного изменения исторической сейсмической активности в северной и южной частях Северо-Южного сейсмического пояса Китая

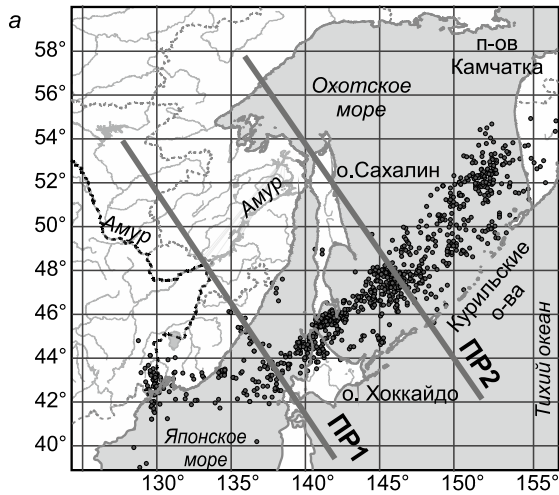
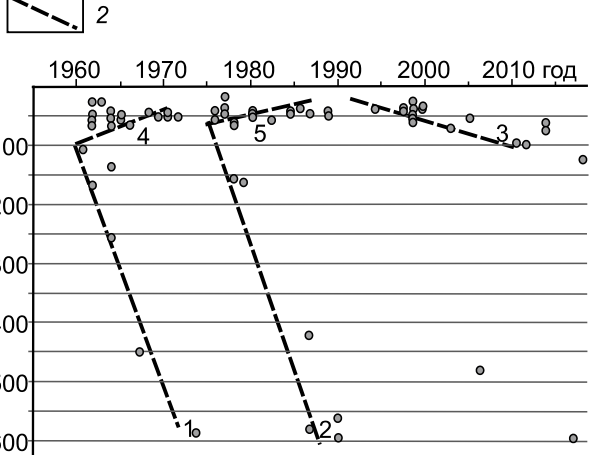
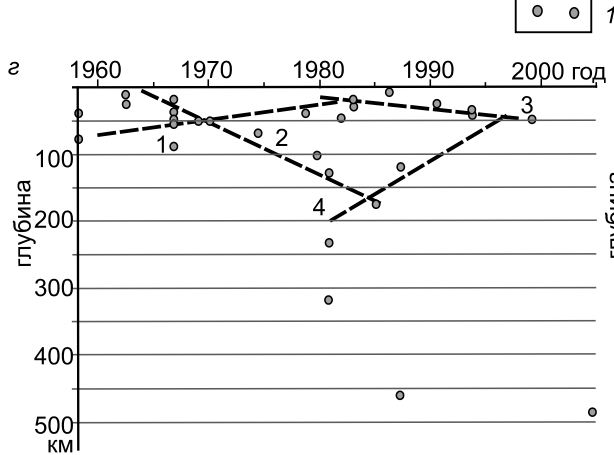
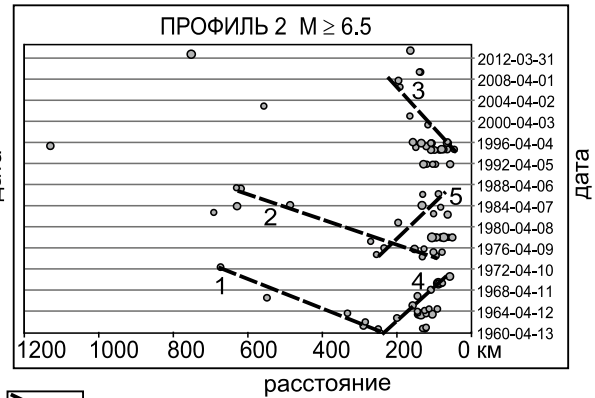
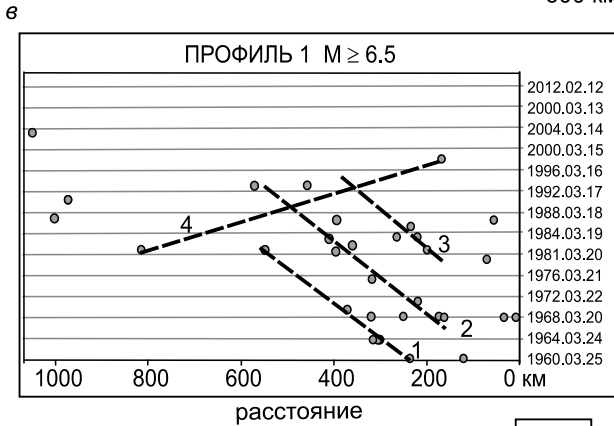
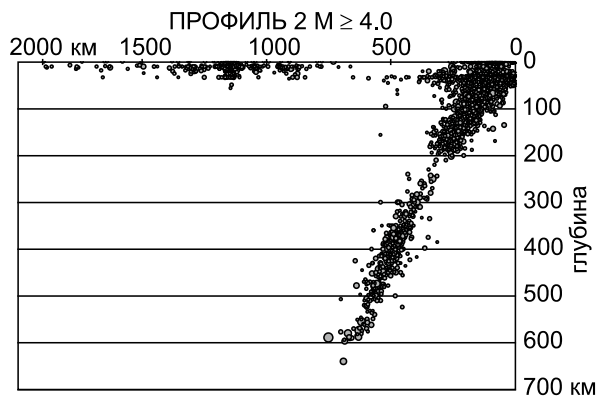
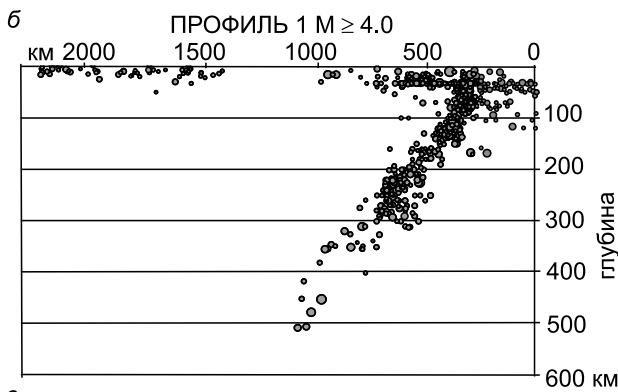


Рис. 4. Распределение землетрясений в Курило-Камчатской зоне субдукции и миграционные цепочки в сторону континента.

a – распределение землетрясений в Курило-Камчатском сегменте с $M \geq 6.0$; 1 – положение профилей, 2 – землетрясения с $M \geq 6.0$; *б* – распределение землетрясений с $M \geq 4$ вдоль профилей по глубине; *в* – диаграммы время – расстояние: 1 – землетрясения с $M \geq 6.5$, 2 – миграционные цепочки; *г* – диаграммы глубина – время.



(the North-South seismic belt (NSB) of China) показывает, что изменение сейсмичности северной части NSB вызвано тектоническим воздействием (субдукцией) Тихоокеанской плиты через Корейский полуостров и Северный Китай [81]. На основе физического моделирования установлено, что синхронная активность и взаимодействие Индо-Евразийской коллизии и Тихоокеанской субдукции имеют важнейшее значение при интерпретации многих особенностей поля деформации Центральной и Восточной Азии, а Западно-Тихоокеанская субдукция контролирует деформацию в континентальной Азии [7, 67].

По мнению С.И. Шермана, геораздел 105° в.д. (или Северо-Южный сейсмический пояс [81]) способствует полному затуханию влияния Тихоокеанской зоны субдукции на континентальную часть Центральной Азии [71]. Более того, согласно [17], меридиональная граница между Восточным и Западным Китаем по 105° в.д. обусловлена влиянием погружения Тихоокеанской плиты под континентальную плиту Восточного Китая. Из современной кинематики литосферных блоков следует, что коллизия Индийской и Евразийской плит определяет только внутриконтинентальные деформации, локализованные западнее меридиана 105° в.д., а перемещение западной границы Амурской плиты в юго-восточном направлении не связано с Индо-Евразийской коллизией [1].

Существенный вклад в понимание механизмов влияния коллизии и субдукции на деформацию Центральной и Восточной Азии внесен при исследовании проблемы механизма Байкальского рифтогенеза. Первоначально исходили из предпосылок, что в целом на геодинамику Центральной Азии должны оказывать воздействие зона Индо-Евразийской коллизии и зона Западно-Тихоокеанской субдукции – район Камчатки, Курильских островов и Японии, где осуществляется погружение Тихоокеанской плиты под Евразию. Современная геодинамическая активность Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) связана, в основном, с влиянием Индо-Евразийской коллизии и с активным рифтогенезом [1, 18].

Однако из математического моделирования следовало, что с учетом воздействия только Индо-Евразийской коллизии невозможно объяснить деформации, фиксируемые вблизи Байкальского рифта. Непротиворечивое объяснение заключается в наличии источников деформации сжатия вкострости простирания Байкальского рифта на юго-востоке или востоке от БРЗ, в качестве которых могут выступать деформационные процессы при поддвиге Тихоокеанской плиты в зонах Курило-Камчатской и Японской субдукции вблизи восточных границ Амурской плиты [18]. На-

турные данные о вариациях напряженного состояния в Байкальском регионе, вызываемых сейсмогеодинамическими процессами в зонах Западно-Тихоокеанской субдукции, были подтверждены результатами численного моделирования [19].

Выявлена связь сейсмического режима БРЗ с масштабной сейсмической активизацией в областях коллизии и субдукции. Причем, из полученных данных следует, что прохождение деформационного фронта со стороны зоны Индо-Евразийской коллизии оказывает более существенное влияние на сейсмический режим БРЗ, чем фронты медленных деформационных волн, идущие из зоны Тихоокеанской субдукции [34]. Значения скорости и направления миграции землетрясений, отражающие прохождение деформационных фронтов, сильно зависят от соотношения сжатия в зонах коллизии и субдукции.

В [7] представлены результаты физического моделирования передачи деформаций из зоны Индо-Евразийской коллизии и зоны Западно-Тихоокеанской субдукции к БРЗ и убедительно показана возможность реализации пассивного формирования Байкальского рифтогенеза под воздействием медленных деформационных волн. В ходе экспериментов фронты деформаций периодически возбуждались у штампов, имитирующих движения Индийской и Тихоокеанской плит, и проходили до блоков, имитирующих БРЗ и Сибирскую платформу (рис. 5). Полученные волновые картины (рис. 5, в–г) служат подтверждением возможности передачи возмущений напряженного состояния в виде медленных волн из зон коллизии и субдукции через Евразийскую плиту к Байкальскому рифту.

Таким образом, сейсмологическими исследованиями [34, 59, 78, 79], результатами математического [18, 20] и физического [7, 26] моделирования показано воздействие Гималайской коллизии и Тихоокеанской субдукции на динамику БРЗ, а значит и на Амурскую плиту, одним из сегментов западной границы которой является Байкальский рифт.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ данных о миграции деформаций и землетрясений дает основание утверждать, что на Амурскую плиту действительно оказывается волновое воздействие тектонических процессов (коллизии и субдукции) (рис. 1). Взаимодействие Евразийской и Индийской плит генерирует на территории Амурской плиты последовательности землетрясений (медленные деформационные волны) меридионального направления, а субдукция Тихоокеанской плиты в Японско-Курило-Камчатской зоне возбуждает деформационные волны субширотного направления.

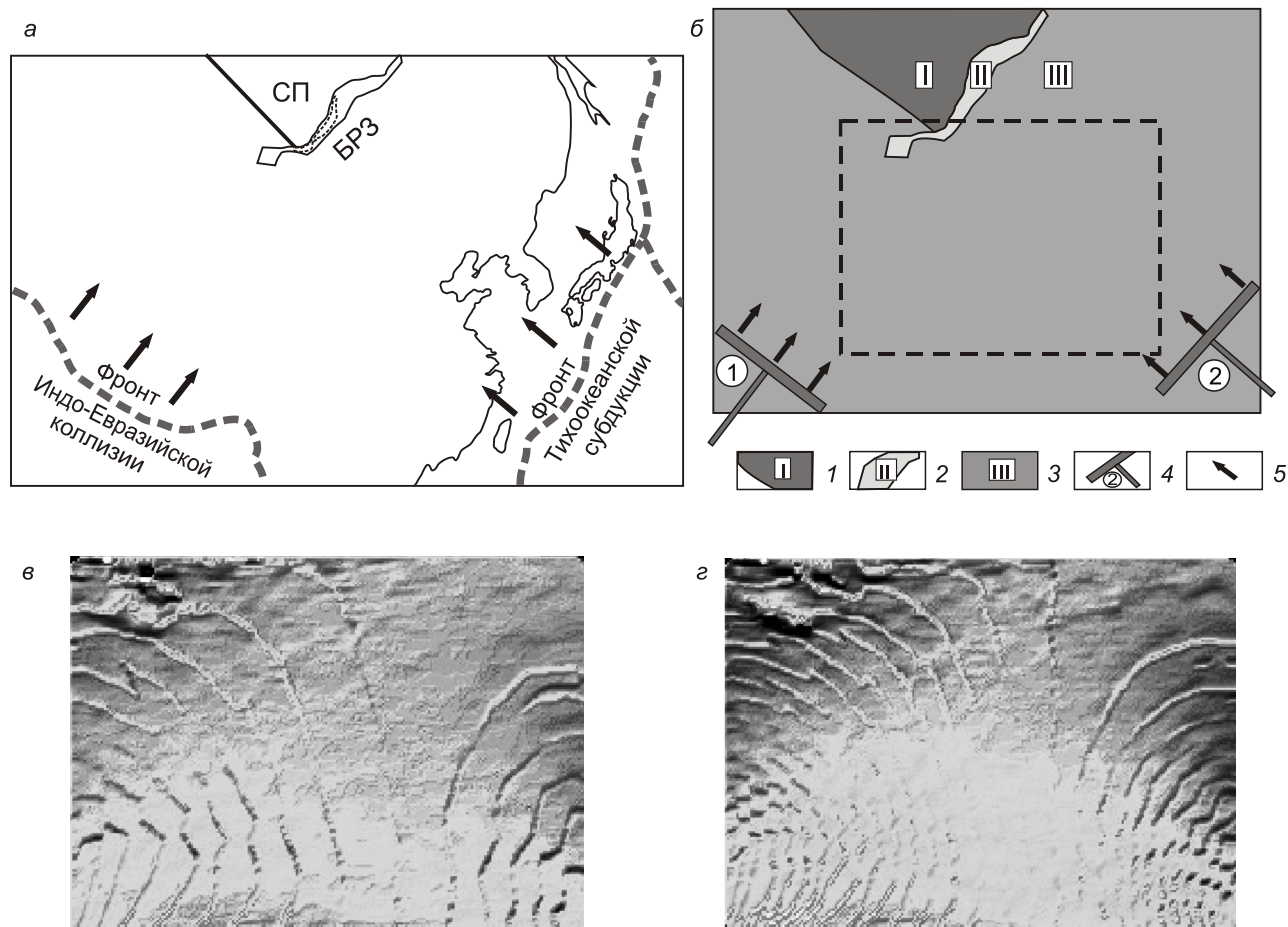


Рис. 5. Схема воздействия Индо-Евразийской коллизии и Западно-Тихоокеанской субдукции на БРЗ (а), ее физическая модель (б) и возникающие фронты деформации (в, г) [7].

СП – Сибирская платформа; БРЗ – Байкальская рифтовая зона; I – блок, имитирующий южный выступ Сибирской платформы; II – блок, имитирующий Байкальскую рифтовую зону; III – блок, имитирующий часть Евразийской плиты, подверженной воздействию со стороны Индийской и Тихоокеанской плит; 4 – подвижные штампы, имитирующие движение Индийской (1) и Тихоокеанской (2) плит; 5 – направление движения штампов.

Выполнены специальные расчеты по профилям, расположенным севернее тех сегментов Японского желоба, где ранее уже проводились исследования миграции деформаций и землетрясений, направленных в сторону Азиатского континента [34, 36, 50, 52, 59, 78]. Один из профилей проходит от Японского желоба через южную оконечность о. Хоккайдо, другой – из Курило-Камчатского желоба и пересекает северную часть о. Сахалин. Расстояние между практически параллельными профилями составляет около 1220 км. По профилю, пересекающему о. Хоккайдо, миграция землетрясений происходит со скоростью 15 и 23 км/год и совпадает со скоростью миграции из желоба Нанкай (20–22 км/год) [78], примыкающего к Японскому архипелагу, и скоростью миграции сейсмичности от Японской дуги в Северо-Восточный Китай через Корейский полуостров, которая оцени-

вается примерно в 20–30 км/год [59]. На разных глубинных уровнях скорость миграции из Курило-Камчатского желоба (рис. 4, а, ПР 2) имеет значения от 20 до 40 км/год.

С другой стороны, на территории Амурской плиты (в Приамурье) выделены медленные деформационные волны, которые перемещаются с востока на запад со скоростью 13 км/год от Охотоморского побережья вглубь континентальной Азии [41] вплоть до западной границы Амурской плиты, где влияние Тихоокеанской зоны субдукции на континентальную часть Центральной Азии прекращается [71].

При исследовании проблемы Байкальского рифтогенеза механизмом передачи медленных деформационных возмущений от конвергентных границ Индийской и Тихоокеанской плит через Евразийскую плиту предложено считать волновой механизм [7,

34], т.е. носителями «геодинамического воздействия» служат медленные деформационные волны. Это соответствует результатам физического моделирования [7] и тем представлениям, которые сформировались при исследованиях геодинамики Памиро-Гиндукуша и Тянь-Шаня в прежние годы [27–30].

Из лабораторных опытов и сравнения их результатов с натурными данными следует [67], что взаимодействие Индо-Евразийской коллизии и Западно-Тихоокеанской зоны субдукции имеет решающее значение при формировании поля деформации в Центральной, Восточной и Юго-Восточной Азии. Однако утверждать о преобладающей роли одного из этих тектонических процессов (по крайней мере, в равноудаленных от зоны коллизии и зоны субдукции областях) пока нет достаточных оснований. Тем более, что передача деформаций из Западно-Тихоокеанской зоны субдукции исследована недостаточно, и особенно это относится к воздействию миграции землетрясений из Курило-Камчатского желоба, который по протяженности, плотности выделяющейся сейсмической энергии и мощности источников генерации землетрясений значительно превосходит Японский желоб.

Дальнейшая задача состоит в количественной оценке вклада тектонических процессов (коллизии и субдукции) в волновое геодинамическое воздействие на Амурскую плиту и в современную глобальную и региональную геодинамику.

Авторы признательны д.г.-м.н. В.В. Ружичу и к.ф.-м.н. А.А. Долгой за полезные советы и конструктивные замечания при чтении рукописи статьи.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии / Отв. ред. К.Г. Леви, С.И. Шерман. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 297 с.
2. Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Беликов В.М., Ишанкулиев Г.А. О миграции коровых землетрясений // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука, 1994. С. 149–167.
3. Баранов Б.В., Викулин А.В., Лобковский Л.И. Мелкофокусная сейсмичность в тылу Курило-Камчатской островной дуги и ее связь с сильнейшими землетрясениями в зоне поддвига // Вулканология и сейсмология. 1989. № 6. С. 73–84.
4. Бормотов В.А., Войтенко А.А. Закономерности миграции землетрясений Приамурья // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 51–60.
5. Бормотов В.А., Меркулова Т.В. Связь сейсмического режима Танлу-Охотской рифтовой системы с разломной тектоникой, прочностными свойствами и геодинамическим деформированием литосферы // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40 летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Материалы докладов Всероссийской конференции. В 2-х томах. Т. 2. М.: ИФЗ, 2009. С. 278–283.
6. Бормотов В.А. Геодинамическая модель развития сейсмической активности в Приамурье // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири: Докл. науч. симпози., 1–4 июня 2010, г. Хабаровск. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2010. С. 73–76.
7. Борняков С.А., Пантелеев И.А., Салко Д.В., Тарасова А.А. Экспериментальная проверка волнового характера реализации деформаций при пассивном механизме Байкальского рифтогенеза // Вопросы естествознания. 2016. № 4. С. 41–47.
8. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176–1190.
9. Быков В.Г., Бормотов В.А., Коковкин А.А., Лунева М.Н., Меркулова Т.В., Онухов Ф.С. Сейсмогеодинамика, активные тектонические структуры и сейсмический процесс на Востоке Азии // Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. 1. Сейсмические процессы и катастрофы / Отв. ред. А.О. Глико. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 43–65.
10. Быков В.Г. Предсказание и наблюдение деформационных волн Земли // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 3. С. 721–754.
11. Быков В.Г., Меркулова Т.В. Миграция сейсмичности и скрытые разломы в Приамурье // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 4. С. 38–52.
12. Викулин А.В. Миграция очагов сильнейших Камчатских и Северо-Курильских землетрясений и их повторяемость // Вулканология и сейсмология. 1992. № 1. С. 46–61.
13. Викулин А.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А., Чебанюк С.В., Михалина А.Ю., Сумакова Е.И., Якимова Е.В. Повторяемость сильных землетрясений и миграции их очагов вдоль сейсмического пояса // Вестн. КамчатГТУ. 2009. № 10. С. 17–25.
14. Викулин А.В., Водинчар Г.М., Гусяков В.К., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р., Долгая А.А., Осипова Н.А. Миграция сейсмической и вулканической активности в зонах напряженного состояния вещества наиболее геодинамически активных мегаструктур Земли // Вестн. КамчатГТУ, 2011. Вып. 17. С. 5–15.
15. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р., Иванчин А.Г., Водинчар Г.М., Долгая А.А., Гусяков В.К. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. Т. 17, № 3. С. 34–54.
16. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.
17. Грачев А.Ф., Калашникова И.В., Магницкий В.А. Современная и новейшая геодинамика и сейсмичность Китая // Физика Земли. 1993. № 10. С. 3–13.
18. Дядьков П.Г., Мельникова В.И., Назаров Л.А., Назарова Л.А., Саньков В.А. Сейсмотектоническая активизация Байкальского региона в 1989–1995 годах: результаты экспериментальных наблюдений и численное моделирование изменений напряженно-деформированного состояния // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 3. С. 373–386.

19. Дядьков П.Г., Мельникова В.И., Саньков В.А., Назаров Л.А., Назарова Л.А., Тимофеев В.Ю. Современная динамика Байкальского рифта: эпизод сжатия и последующее растяжение в 1992–1996 гг. // Докл. АН. 2000. Т. 372, № 1. С. 99–103.
20. Дядьков П.Г., Назаров Л.А., Назарова Л.А. Трехмерная вязкоупругая модель литосферы Центральной Азии: методология построения и численный эксперимент // Физ. мезомеханика. 2004. Т. 7, № 1. С. 91–101.
21. Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М. Сейсмогеодинамика Алдано-Станового блока // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 1. С. 5–17.
22. Ключевский А.В., Какоурова А.А. Исследование мигрирующей сейсмичности в литосфере Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН. 2019. Т. 488, № 3. С. 313–318.
23. Кузнецов И.В., Кейлис-Борок В.И. Взаимосвязь землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса // Докл. АН. 1997. Т. 355, № 3. С. 389–393.
24. Левина Е.А., Ружич В.В. Миграция землетрясений как проявление волновых деформаций твердой оболочки Земли // Триггерные эффекты в геосистемах: Материалы Всероссийского семинара-совещания / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. С. 71–78.
25. Левина Е.А., Ружич В.В. Сейсмогеодинамическое взаимодействие Байкальского рифта с зонами коллизии и субдукции // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Всероссийская научная конференция с международным участием, Южно-Сахалинск, 26–30 мая 2015 г. / Под ред. Б.В. Левина, О.Н. Лихачевой. Владивосток: Дальнаука, 2015. Т. 2. С. 93–97.
26. Логачев Н.А., Борняков С.А., Шерман С.И. О механизме формирования Байкальской рифтовой зоны по результатам физического моделирования // Докл. АН. 2000. Т. 373, № 3. С. 388–390.
27. Лукк А.А., Нерсесов И.Л. Вариации во времени различных параметров сеймотектонического процесса // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 3. С. 10–27.
28. Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Периодичность Памиро-Гиндукушских землетрясений и тектонические волны в субдуктируемых литосферных плитах // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 5. С. 1075–1078.
29. Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Циклы землетрясений и тектонические волны. Душанбе: Дониш, 1989. 140 с.
30. Нерсесов И.Л., Лукк А.А., Журавлев В.И., Галаганов О.Н. О распространении деформационных волн в земной коре юга Средней Азии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 5. С. 102–112.
31. Новопашина А.В., Саньков В.А. Особенности миграции сейсмической активности сдвиговых разломных зон на примере границ Североамериканской и Тихоокеанской плит // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 2. С. 67–81.
32. Новопашина А.В., Саньков В.А. Миграции реализованной сейсмической энергии в различных геодинамических условиях // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 1. С. 139–163.
33. Попандоупо Г.А. Пространственно-временные вариации параметра b -value закона Гуттенберга-Рихтера в зависимости от глубины и латерального положения в земной коре Гармского района Таджикистана // Физика Земли. 2020. № 3. С. 52–73.
34. Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Левина Е.А. Оценка геодинамического влияния зон коллизии и субдукции на сеймотектонический режим Байкальского рифта // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7, № 3. С. 383–406.
35. Сапрыгин С.М. Особенности поля напряжений в недрах Сахалина // Тихоокеан. геология. 1982. № 4. С. 67–74.
36. Сапрыгин С.М., Василенко Н.Ф., Соловьев В.Н. Распространение волны тектонических напряжений по Евразийской плите в 1978–1983 гг. // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 3. С. 701–709.
37. Степашко А.А. Глубинные основы сеймотектоники Дальнего Востока: Сахалинская зона // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 3. С. 50–63.
38. Степашко А.А. Глубинные основы сеймотектоники Дальнего Востока: Приамурская и Приморская зоны // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 1. С. 3–15.
39. Степашко А.А., Меркулова Т.В. Глубинная структура, генезис и сейсмическая активизация Буреинского орогена, Дальний Восток России // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 4. С. 3–17.
40. Шерман С.И., Горбунова Е.А. Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // Физ. мезомеханика. 2008. Т. 11, № 1. С. 115–122.
41. Шерман С.И. Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности в сейсмических зонах континентальной литосферы // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4, № 2. С. 83–117.
42. Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: ГЕО, 2014. 359 с.
43. Bykov V.G., Trofimenko S.V. Slow strain waves in blocky geological media from GPS and seismological observations on the Amurian plate // Nonlin. Processes Geophys. 2016. V. 23, N 6. P. 467–475.
44. Chatelain J.L., Roecker S.W., Hatzfeld D., Molnar P. Microearthquake seismicity and fault plane solutions in the Hindu Kush region and their tectonic implications // J. Geophys. Res. 1980. V. 85, N B3. P. 1365–1387.
45. Fu R.-S., Huang J.-H., Xu Y.-M., Li L.-G., Chang X.-H. Numerical simulation of the collision between Indian and Eurasian Plates and the deformations of the present Chinese continent // Acta Seismologica Sinica. 2000. V. 13, N 1. P. 1–7.
46. Harada M., Furuzawa T., Teraishi M., Ohya F. Temporal and spatial correlations of the strain field in tectonic active region, southern Kyusyu, Japan // J. Geodynamics. 2003. V. 35, N 4–5. P. 471–481.
47. Hirose F., Maeda K., Yoshida Y. Maximum magnitude of subduction earthquakes along the Japan-Kuril-Kamchatka trench estimated from seismic moment conservation // Geophys. J. Int. 2019. V. 219. P. 1590–1612.
48. Ishii H., Sato T., Takagi A. Characteristics of strain migration in the northeastern Japanese Arc (I) – Propagation characteristics // Sci. Rep. Tohoku Univ. 1978. Ser. 5. Geophysics. V. 25, N 2. P. 83–90.
49. Ishii H., Sato T., Takagi A. Characteristics of strain migration in the northeastern Japanese arc (II) – Amplitude characteristics // J. Geodetic Soc. Japan. 1980. V. 26, N 1. P. 17–25.
50. Ishii H., Sato T., Tachibana K., Hashimoto K., Murakami E., Mishina M., Miura S., Sato K., Takagi A. Crustal strain, crustal

- stress and microearthquake activity in the northeastern Japan arc // *Tectonophysics*. 1983. V. 97, N 1–4. P. 217–230.
51. Kasahara K. Earthquake fault studies in Japan // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. 1973. V. 274. P. 287–296.
 52. Kasahara K. Migration of crustal deformation // *Tectonophysics*. 1979. V. 52, N 1–4. P. 329–341.
 53. Larson K.M., Burgmann R., Bilham R., Freymueller J.T. Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104, N B1. P. 1077–1093.
 54. Levina E.A., Ruzhich V.V. The seismicity migration study based on space-time diagrams // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2015. V. 6, N 2. P. 225–240.
 55. Liu M., Yang Y., Shen Z., Wang S., Wang M., Wan Y. Active tectonics and intracontinental earthquakes in China: the kinematics and geodynamics // *Continental intraplate earthquakes: science, hazard and policy*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 425. 2007. P. 299–318.
 56. Liu M., Stein S., Wang H. 2000 years of migrating earthquakes in North China: How earthquakes in midcontinents differ from those at plate boundaries // *Lithosphere*. 2011. V. 3. P. 128–132.
 57. Lou X., Cai C., Yu C., Ning J. Intermediate-depth earthquakes beneath the Pamir-Hindu Kush Region: Evidence for collision between two opposite subduction zones // *Earthquake Sci.* 2009. V. 22, N 6. P. 659–665.
 58. Mel'nikov M.G. About the wave mechanism of activation of faults in seismic zones of the lithosphere in Mongolia // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2013. V. 4, N 1. P. 69–81.
 59. Mino K. Migration of great earthquake along the subduction zone, of Japan Archipelago // *J. Seism. Soci. Japan*. 1988. V. 41, N 3. P. 375–380 (in Japanese with English abst.).
 60. Miura S., Ishii H., Takagi A. Migration of vertical deformations and coupling of island arc plate and subducting plate // *Slow deformation and transmission of Stress in the Earth* (eds. S.C. Cohen and P. Vaniček). American Geophys. Union, Washington, D. C. Geophys. Monogr. Series. 1989. V. 49. P. 125–138.
 61. Molchanov O.A., Uyeda S. Upward migration of earthquake hypocenters in Japan, Kurile-Kamchatka and Sunda subduction zones // *Phys. Chem. Earth*. 2009. V. 34, N 6–7. P. 423–430.
 62. Molchanov O.A. Underlying mechanism of precursory activity from analysis of upward earthquake migration // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2011. V. 11, P. 135–143.
 63. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Sci.* 1975. V. 189, N 4201. P. 419–426.
 64. Negrodo A.M., Replumaz A., Villaseñor A., Guillot S. Modeling the evolution of continental subduction processes in the Pamir-Hindu Kush region // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 259. P. 212–225.
 65. Peltzer G., Tapponnier P. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93, N B12. P. 15085–15117.
 66. Perry M., Kakar N., Ischuk A., Metzger S., Bendick R., Molnar P., Mohadjer S. Little geodetic evidence for localized Indian subduction in the Pamir-Hindu Kush of Central Asia // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46, N 1. P. 109–118.
 67. Schellart W.P., Chen Z., Strak V., Duarte J.C., Rosas F.M. Pacific subduction control on Asian continental deformation including Tibetan extension and eastward extrusion tectonics // *Nature Communications*. 2019. V. 10, N 1 (4480). P. 1–15.
 68. Scholz C.H. A physical interpretation of the Haicheng earthquake prediction // *Nature*. 1977. V. 267. P. 121–124.
 69. Seno T. Pattern of intraplate seismicity in southwest Japan before and after great interplate earthquakes // *Tectonophysics*. 1979. V. 57. P. 267–283.
 70. Sherman S.I., Zlogodukhova O.G. Seismic belts and zones of the Earth: formalization of notions, positions in the lithosphere, and structural control // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2011. V. 2, N 1. P. 1–34.
 71. Sherman S.I., Ma Jin, Gorbunova E.A. Recent strong earthquakes in Central Asia: regular tectonophysical features of locations in the structure and geodynamics of the lithosphere. Part 1. Main geodynamic factors predetermining locations of strong earthquakes in the structure of the lithosphere in Central Asia // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2015. V. 6, N 4. P. 409–436.
 72. Stepashko A.A. Seismodynamics and deep internal origin of the North China zone of strong earthquakes // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2011. V. 2, N 4. P. 341–355.
 73. Trofimenko S.V., Bykov V.G., Merkulova T.V. Space-time model for migration of weak earthquakes along the northern boundary of the Amurian microplate // *J. Seismol.* 2017. V. 21, N 2. P. 277–286.
 74. Wang S.-Z. Net-like earthquake distribution and plastic-flow network in central and eastern Asia // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1993. V. 77, N 3–4. P. 177–188.
 75. Wang S.-Z., Zhang Z. Plastic-flow waves and earthquake migration in continental plate (I) // *Seismology and geology*. 1994. V. 16, N 4. P. 289–297 (in Chinese with English abstr.).
 76. Wang S.-Z., Zhang Z. Plastic-flow waves («slow-waves») and seismic activity in Central-Eastern Asia // *Earthquake Res. in China*. 2005. V. 19, N 1. P. 74–85.
 77. Yoshida A. Migration of seismic activity along interplate seismic belts in the Japanese Islands // *Tectonophysics*. 1988. V. 145, N 1–2. P. 87–99.
 78. Zhao G., Yao L. Earthquake migration in East Asia mainland (I) – the migration of huge earthquakes and volcanic activity from West Pacific trench to the Chinese mainland // *Acta Seismol. Sinica*. 1995. V. 8, N 4. P. 541–549.
 79. Zhao Genmo, Yao Lanyu. Earthquake migration in East Asia mainland (2) – migration along seismic zones // *South China J. Seismol.* 1997. V. 17, N 1. P. 15–24 (in Chinese with English abstr.).
 80. Zhao Gen-mo, Liu Yan-yue, Wang Da-hong. An estimate of the influence on the continental seismicity in China by Sumatra MS 8.9 macroquake in Indonesia // *South China J. Seismol.* 2005. V. 25, N 2. P. 47–50 (in Chinese with English abstr.).
 81. Zhao Z., Matsumura K., Dike K., Ishikawa Y. Regional characteristics of temporal variation of seismic activity in East Asia and their mutual relations (3). West China and its neighboring regions // *J. Seismol. Soc. Japan*. 1988. V. 41, N 3. P. 389–400 (in Japanese with English abstr.).

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

после доработки 25.01.2021 г.

принята к печати 19.03.2021 г.

*V.G. Bykov, T.V. Merkulova***The wave geodynamic impact of tectonic processes on the Amurian plate**

The analysis of data on the migration of earthquakes and slow deformations from the Indo-Eurasian collision and the Western Pacific subduction zones is given, and the wave “geodynamic impact” of these tectonic processes on the Amurian plate and surrounding structures is shown. The interaction and a relative contribution of collision and subduction to the recent geodynamics of the Amurian plate are discussed. A scheme is constructed showing localizations of the slow strain wave manifestation in the areas of central and eastern Asia. The calculations are performed aimed at revealing a transverse migration of earthquakes ($M \geq 6.5$) directed from the Japan and the Kuril-Kamchatka trenches toward the Asian continent during the time period from 1960 to 2015. The migration of earthquakes along the profile crossing Hokkaido Island occurs at velocities of 15 and 23 km/yr, whereas the migration velocity from the Kuril-Kamchatka Trench via Sakhalin Island is evaluated from 20 to 40 km/yr at different depths. We focus on an insufficient study of the influence of the Western Pacific subduction on the formation of the deformation field in continental Asia.

Key words: earthquake migration, slow strain waves, geodynamics, Indo-Eurasian collision, Western Pacific subduction, Amurian plate.