



SEISMIC BELTS AND ZONES OF THE EARTH: FORMALIZATION OF NOTIONS, POSITIONS IN THE LITHOSPHERE, AND STRUCTURAL CONTROL

S. I. Sherman, O. G. Zlogodukhova

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, 664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia

Abstract: This publication is aimed at formalization of the notions of «seismic zone» and «seismic belt». A seismic zone (SZ) is a territory defined and contoured in a technically active area. Within the limits of this territory, more than 10 seismic event with $M > 3$ ($K > 9$) occurred in the specified period of time (typically, 50 years), or the number of seismic event is not below a certain statistically relevant value. The external contour of SZ should be drawn according to the isolines of the corresponding density of registered earthquakes with $M \geq 3$, pending no less than three events within the given square area. In each case, selection of contours of SZ should be determined so that it can provide for classification of SZs. SZ should correspond to one or several tectonic structures. The interior structure of SZ can be zoned according to densities of earthquake epicentres.

A seismic belt (SB) is a structure with a uniform geodynamic regime, wherein seismic zones are closely spaced. Typically, such structures are margins of plates or large intra-plate blocks. In real time, SB is generally characterized by a permanent state of lithospheric stresses. Stress vectors in local segments of SB may differ from the dominant type of stresses. They can be variable due to changes in strike of local and regional faults which control seismicity and also due to various directions of zones of the recent lithospheric destruction.

The Earth's SBs and SZs are mapped. SBs and a number of most important SZs are briefly described. Main parameters of SBs and SZs are tabulated. Based on the available data on SBs and SZs and taking into account the common geodynamical settings and elongated localities of earthquake foci, we suggest that it is required to evaluate structural factors controlling the seismic process and its components (locations of earthquake foci) at all the hierarchic levels, i.e. seismic belts, seismic zones, fault zones wherein stresses are concentrated, and structures wherein earthquake foci are located.

Due to differences in the structural factors of control and scaling of SB and SZ manifestation, criteria for occurrence of earthquakes of various magnitudes are significantly different. Rare catastrophic earthquakes in SB result from the evolution of inter-plate and large inter-block margins in the geochronological scale intervals and/or disturbances of the evolution regularities due to catastrophic seismic event in the adjacent SB. Developing tectonophysical models of SBs is a future challenge.

In SZ, earthquakes of medium magnitudes and rare strong seismic events results from the impact of strain waves on the mega-stable state of the recent lithospheric destruction zones which comprise the SZ structure. Time spans between seismic events in SZ are estimated in real time scales (decades, years, months) and thus can be considered instant in relation to periods of the geological evolution of inter-plate margins and other large structural margins (hundred thousand years, million years). In terms of the given time evaluation, the mega-stable state of the recent lithospheric destruction zones in SZ can be disturbed by factors of external impact in real time intervals, rather than by 'the geological evolution' factors.

In this publication, the Baikal SZ is selected for analyses and testing as one of the best studied zones. In future studies, similar tests can be done for other seismic zones.

Spatial and temporal regularities of earthquake locations in the areas of dynamic influence of faults in SZ and results of studies to provide for tectonophysical modeling of SZ can be applicable for expanding possibilities of mid-term seismic forecasting. The research data in the present publication confirm strong arguments in favor of transition to quantitative classification of SZs, identification of faults which are active in real time and function as concentrators of earthquake foci, and evaluation of parameters of fault zones which determine space-and-time locations of earthquake foci.

This publication demonstrates the need to develop tectonophysical models of SPs and apply such models to gain a more comprehensive understanding of interactions/correlations between seismic zones in cases of catastrophic earthquakes and/or closely spaced SBs with similar states of stresses.

Key words: seismic zone, seismic belt, seismicity, earthquake, fault, lithosphere.

Recommended by K.Zh. Seminsky 27 January 2011

Citation: *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. № 1. P. 1–34.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ЗОНЫ ЗЕМЛИ: ФОРМАЛИЗАЦИЯ ПОНЯТИЙ, ПОЛОЖЕНИЕ В ЛИТОСФЕРЕ И СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ

С. И. Шерман, О. Г. Злогодухова

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Аннотация: Формализованы понятия «сейсмический пояс» (СП) и «сейсмическая зона» (СЗ). СЗ – территория в тектонически активной области, ограниченная контуром, внутри которого за заданный интервал времени (как правило, пятьдесят лет) количество сейсмических событий с $M > 3$ ($K > 9$) выше первого десятка (или не ниже определенной статистически значимой величины). Внешний контур СЗ должен проводиться по изолинии, соответствующей плотности ощутимых землетрясений с $M \geq 3$ не менее трех событий на заданную площадь. Выбор границы проведения контура оговаривается в каждом конкретном случае и в дальнейшем формализует систематизацию СЗ. Они должны корреспондировать с одной или несколькими определенными тектоническими структурами и характеризоваться зональностью внутреннего строения по распределению плотности очагов землетрясений.

СП – целостная по геодинамическому режиму развития структурная область сближенного в пространстве расположения сейсмических зон. Ею, как правило, являются границы плит или крупных внутриплитных блоков. В целом по этому критерию СП характеризуется постоянным в реальном времени типом напряженного состояния литосферы. В локальных участках СП напряженное состояние может характеризоваться векторами других сочетаний, отличающихся от преобладающего типа напряженного состояния. Эти вариации вызваны изменениями в простирании локальных и региональных сейсмоконтролирующих разрывов, а также зон современной деструкции литосферы.

Составлена карта СП и СЗ Земли, даны краткие описания СП и наиболее важных СЗ. Основные характеристики СП и СЗ систематизированы в табличных формах. Изложенные фактические материалы по СП и СЗ, их общая геодинамическая обстановка, линейно вытянутая локализация очагов землетрясений и другие данные свидетельствуют о необходимости оценивать структурные факторы контроля сейсмического процесса и его составляющей – локализации очагов землетрясений – на всех иерархических уровнях: от сейсмических поясов к сейсмическим зонам и от них к разломным зонам как концентраторам напряжений и структурам, локализующим очаги землетрясений. Из-за различия структурных факторов контроля и масштабности проявления СП и СЗ возникают существенные отличия в критериях возникновения землетрясений разной силы. Редкие катастрофические землетрясения в СП являются результатом эволюционного развития межплитных и крупных межблоковых границ в интервалах геологической шкалы времени и/или нарушения закономерностей эволюционного процесса из-за катастрофических землетрясений в близлежащем СП. Исследователям еще предстоит разработка тектонофизических моделей СП. В СЗ землетрясения средней силы и редкие сильные события являются результатом воздействия деформационных волн на метастабильное состояние зоны современной деструкции литосферы как структурной основы СЗ. Время между событиями в СЗ исчисляется в шкалах реального времени (десятки лет, годы, месяцы), которое по отношению к временным периодам геологической эволюции межплитных и других крупных структурных границ (сотни тысяч и миллионы лет) может рассматриваться как мгновенное. В подобном исчислении времени метастабильное состояние зон современной деструкции литосферы в СЗ может нарушаться не столько «эволюционным геологическим процессом», сколько факторами внешнего воздействия в интервалах реального времени. Подобный процесс в качестве примера и возможного аналогичного тестирования в других СЗ рассмотрен при анализе хорошо изученной Байкальской СЗ.

Пространственные и временные закономерности локализации землетрясений в областях динамического влияния разломов в СЗ и исследования по созданию их тектонофизических моделей открывают возможности среднесрочного прогноза землетрясений. Приведенный материал является серьезной аргументацией для перехода на количественную по своей базовой основе классификацию СЗ, выделение в них активных в реальное время разломов – концентраторов очагов землетрясений и оценку в их зонах параметров, определяющих пространственно-временную локализацию очагов. Изложенное можно рассматривать как назревшую необходимость разработки тектонофизических моделей СП и на их основе более глубокого понимания взаимодействий сейсмических зон при возникновении катастрофических землетрясений или/и близко расположенных идентичных по напряженному состоянию СП.

Ключевые слова: сейсмическая зона, сейсмический пояс, сейсмичность, землетрясение, разлом, литосфера.

1. ВВЕДЕНИЕ

Сейсмичность в общем понимании отражает пространственно-временное распределение землетрясений и характеризуется двумя главными показателями: силой землетрясений и их частотой. Эти показатели вза-

имосвязаны законом Гутенберга-Рихтера и математически описываются графиком повторяемости землетрясений, который в совокупности с другими параметрами сейсмичности характеризует сейсмический процесс региона. Развитие региона, в свою очередь, определяется его геодинамикой, что сложным образом вза-

имно связывает сейсмическую и другие составляющие геодинамического процесса, в частности разломообразование. Для прослеживания на современном уровне знаний этой давно и хорошо известной связи необходимо ввести некоторую формализацию понятий, в том числе позволяющих трансформировать процессы и структуры в цифровые формы. Прежде всего, такая необходимость возникает для формализации определяющих понятий пространственно-временного развития сейсмичности в различных регионах Земли во взаимосвязи с разломообразованием в реальном времени.

В многочисленных публикациях, а также в словарях и энциклопедиях наиболее широко используются понятия сейсмического пояса и сейсмической зоны. Их четкого определения нет, хотя ясно, что под поясом подразумевается линейно расположенная на местности концентрация очагов (эпицентров) землетрясений. Сейсмическая зона имеет примерно то же определение, но уступает поясам по размерам и отличается менее строгими формами проведения границ. Отсутствие четких цифровых параметров при определении геолого-геофизических понятий, в данном случае для сейсмических поясов и зон, отмечается в работе В.А. Апродова [2000]. В ней «сейсмические пояса Земли – это совокупность тех или иных тектонических структур литосферы, развитие которых обуславливает формирование в них очагов землетрясений», «сейсмические зоны Земли – это те или иные географические области сосредоточения эпицентров землетрясений, происходивших в течение исторического времени». Вместе с тем форма и границы отображения сейсмически активной территории на карте зависят от ее масштаба и от заданных минимальных значений энергий учитываемых землетрясений. Это необходимо для избежания перезагрузки карты, а также для последующего сравнительного анализа сейсмических зон. При других не строго принятых условиях даже слабоактивные в сейсмическом отношении территории могут быть показаны с достаточно плотной нагрузкой эпицентрами слабых землетрясений, что затрудняет сравнительный анализ. Примером правильного построения является мелкомасштабная карта сейсмичности Земли, на которой хорошо соотносятся принятые для изображения эпицентры минимальных по силе землетрясений и их плотности [Seismicity..., 2010].

Изложенное является достаточным основанием для формализации понятий «сейсмический пояс» и «сейсмическая зона» и придания им более конкретного определения и подкрепляет его цифровой характеристикой. Это даст возможность в едином ключе сопоставлять и обобщать различные параметры по сейсмическим территориям мира, устанавливать некоторые общие закономерности в пространственно-временной последовательности возникновения сейсмических событий как в отдельных сейсмических зонах, так и в их совокупностях – сейсмических поясах. В интегриро-

ванном виде результаты исследований позволят перейти к построению тектонофизических моделей сейсмических поясов и зон как таксономических целостных активных в реальном времени (месяцы, годы, десятилетия) геолого-структурных деструктивных формирований, землетрясения в которых – суть отражения закономерных эпизодов современного развития деструктивных зон литосферы [Шерман, 1996; Шерман и др., 1999]. Строгое, математически формализованное проведение границ сейсмических поясов и зон по заданным критериям магнитуд и интенсивности событий дает основу для их (поясов и зон) равноценного сравнения, поисков равнозначных закономерностей и построения принципиальных моделей.

2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЙ И МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСОВ И ЗОН

Сейсмическая зона (СЗ) – территория в тектонически активной области, ограниченная контуром, внутри которого за заданный интервал времени (как правило, пятьдесят лет) количество сейсмических событий с $M > 3$ ($K > 9$) выше первого десятка (или не ниже определенной статистически значимой величины). Внешний контур СЗ должен проводиться по изолинии, соответствующей плотности ощутимых землетрясений с $M \geq 3$ не менее трех событий на заданной площади (квадратный километр или квадратный градус¹). Выбор границы проведения контура оговаривается в каждом конкретном случае и в дальнейшем формализует систематизацию СЗ. Они должны корреспондировать с одной или несколькими определенными тектоническими структурами и характеризоваться зональностью внутреннего строения по распределению плотности очагов землетрясений, как это показано в работах [Wang, 2007; Sherman, 2009].

Сейсмический пояс (СП) – целостная по геодинамическому режиму развития структурная область сближенного в пространстве расположения сейсмических зон. Ею, как правило, являются границы плит или крупных внутриплитных блоков. В целом по этому критерию СП характеризуется постоянным в реальном времени типом напряженного состояния литосферы. В локальных участках СП напряженное состояние может характеризоваться векторами других сочетаний, отличающихся от преобладающего типа напряженного состояния в СП. Эти вариации вызываются изменениями в простирании локальных или региональных сейсмо-

¹ Количество квадратных километров в одном квадратном градусе зависит от местоположения изучаемой области. Наибольшее количество квадратных километров в одном квадратном градусе приходится на область экватора (на квадратный градус – порядка 14.5 тыс. км²), наименьшее – на районы Северного и Южного полюсов Земли (на квадратный градус – порядка 5.6 км²). Расчет проводился по международной физической карте [The World Physical Map, 2007].

контролирующих разрывов или зон современной деструкции литосферы.

Основная масса сейсмических событий, происходящих на планете, приурочена к разноранговым межблоковым границам – разломным деструктивным зонам Земли. Наиболее крупные из них – межплитные границы, состоящие из разломных зон различного ранга, характеризующиеся различной степенью кинематической подвижности и сейсмической активности. Распределение эпицентров землетрясений вдоль сейсмических поясов позволяет выделить в них области меньшего порядка – сейсмические зоны. СЗ Земли отражают места наиболее активных разломных систем, в пределах которых происходят наибольшие подвижки (более высокие скорости взаимодействия литосферных плит и, как следствие, большая сейсмическая активность).

Авторами составлена карта СП и СЗ Земли, соответствующая изложенным представлениям формализации соответствующих понятий (рис. 1).

Сейсмические пояса и зоны Земли, показанные на карте, территориально совпадают с транзитными зонами, обозначенными Ю.Г. Гатинским с соавторами (рис. 2). Транзитные зоны состоят «из мозаики блоков, ограниченных сейсмоактивными разломами» на сочленениях литосферных плит. Тектонические движения в транзитных зонах порождают большое количество землетрясений различной магнитуды, которые, в свою очередь, группируются в сейсмические пояса и зоны Земли.

Представленная карта отражает еще один важный способ количественного подхода к определению границ сейсмических территорий – по плотности сильных событий в единицу времени. На карте (рис. 2) выделены площади с различной временной частотой возникновения землетрясений с $M \geq 4$. В целом выделенные площади образуют протяженные системы, подчеркивающие границы литосферных плит, в их контурах выделяются регионы с высокой частотой землетрясений, то есть весьма сейсмоопасные области. Составленная цитируемыми авторами карта подчеркивает необходимость структурного районирования СП Земли по дополнительным сейсмологическим критериям.

3. МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СП И СЗ ЗЕМЛИ

В основу выделения СП (см. рис. 1) положены сейсмические события с $M \geq 4.5$, зафиксированные в каталогах землетрясений National Earthquake Information Center (NEIC) (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic>) и Harvard University (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>), а также в каталоге землетрясений Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН и работе А.В. Чипизубова [2008]. Всего для построения карты было собрано 158891 сейсмическое

событие с $M \geq 4.5$, произошедшие в период с 1896 г. по 2010 г. Были использованы магнитуды различного типа – M_w , M_b , m_bGS , M_wGCMT и другие (определяемые по различным сейсмическим волнам), так как отдать предпочтение какому-либо одному типу магнитуд в данной работе не представляется возможным. Цифровые данные, приведенные в таблицах 1 и 2, подсчитывались в пределах границ выделенных СП и СЗ Земли, а также в границах областей рассеянной сейсмичности.

Протяженность и средняя ширина сейсмических поясов и зон Земли определялись по Международной физической карте [The World Physical Map, 2007]. Физическая и тектоническая характеристика сейсмических поясов и зон описывалась по В.А. Апродову [2000] и по упомянутой карте [The World Physical Map, 2007].

Описание напряженного состояния литосферы в СП и СЗ Земли проводилось в соответствии с картой С.И. Шермана и О.В. Луниной [Sherman, Lunina, 2001]. Понятие «комбинированное напряженное состояние» использовалось в случаях, когда в контуре СП или СЗ фиксировались все типы напряженного состояния литосферы и однозначно выделить преобладающий тип напряжения было весьма затруднительно.

Протяженные области высокой концентрации землетрясений с $M \geq 4.5$ были выделены как сейсмические пояса Земли, располагающиеся на границах литосферных плит, на океанических хребтах, в зонах рифтогенеза, спрединга, коллизии и субдукции. Всего на карте выделено 11 СП Земли (см. табл. 1). Самыми протяженными из них являются Антарктический, Средиземноморско-Трансазиатский, Восточно-Тихоокеанский, Западно-Тихоокеанский и Срединно-Атлантический.

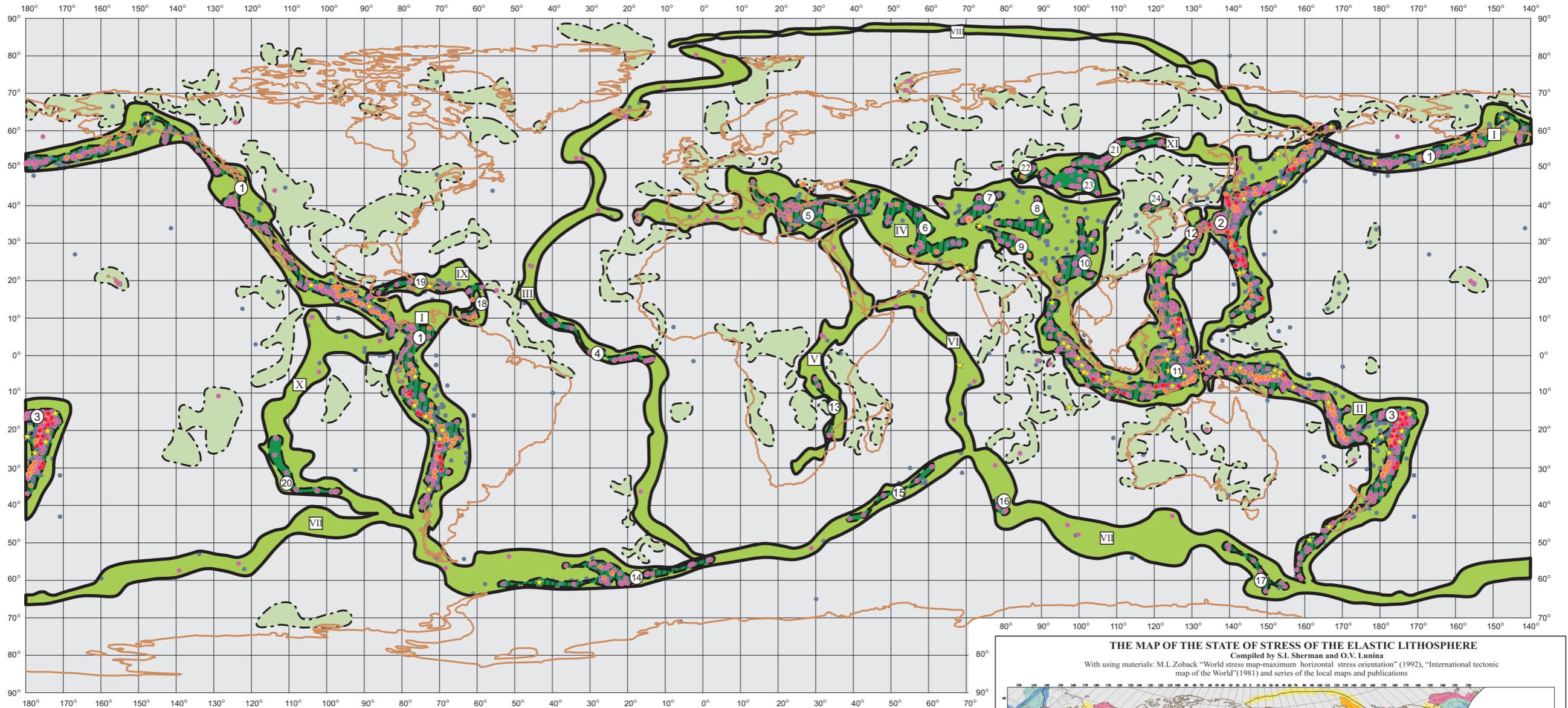
Общее количество приуроченных к сейсмическим поясам землетрясений составляет 157999 событий, 845 землетрясений произошли в пределах областей рассеянной сейсмичности, и 47 событий зафиксированы вне сейсмических поясов и областей рассеянной сейсмичности. На основании приведенных данных для каждого пояса рассчитано процентное отношение количества землетрясений, зарегистрированных в его пределах, к общему числу сейсмических событий, принятых во внимание при построении карты (см. табл. 1). Подтверждено, что к наиболее сейсмически активным поясам относятся Западно-Тихоокеанский, Средиземноморско-Трансазиатский и Восточно-Тихоокеанский. На их долю приходятся соответственно 38.6 %, 31.9 % и 15.5 % от общей массы землетрясений с $M \geq 4.5$ за, как уже отмечалось, последние более чем сто лет (1896–2010 гг.). Эти СП контролируются субдукционными геодинамическими процессами.

К наименее активным СП Земли относятся Алтае-Охотоморский и Карибский, на долю которых приходится соответственно 1.0 % и 0.81 % от общей массы событий с $M \geq 4.5$ за столетие, а также Арктический – всего 0.23 % и Восточно-Африканский – 0.9 %. При

THE MAP OF SEISMIC BELTS AND ZONES OF EARTH

Compiled by S.I. Sherman and O.G. Zlogodukhova
2010

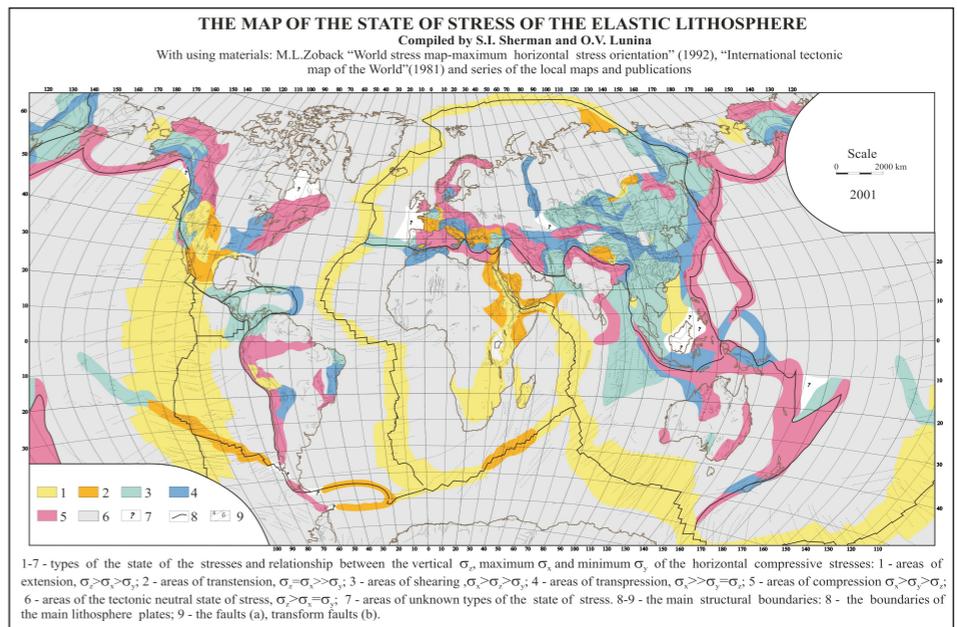
For the map used:
International catalog of earthquakes National Earthquake Information Center
Catalog of earthquakes Harvard University
Catalog of earthquakes of the Baikal Branch of Geophysical Survey SB RAS
A.B. Чипизубов. Реконструкция и прогноз изменений сейсмичности Земли, –
Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008



- Seismic belts and their boundaries, carried on the accumulation of the epicenters of earthquakes with $M \geq 4.5$
- Seismic zones and their boundaries, carried on the accumulation of the epicenters of earthquakes with $M \geq 6.5$:
a - fixed earthquakes with $M \geq 7.5$;
b - fixed earthquakes with $6.5 \leq M < 7.5$
- Area scattered seismicity and their boundaries, carried on the accumulation of the epicenters of earthquakes with $M \geq 4.5$
- Aseismic area or with unit earthquakes with $M \geq 4.5$
- Focal depths of earthquakes with $M \geq 6.5$:
a - minor ≥ 50 km;
b - deep $> 50 \div \geq 300$ km;
c - very deep > 300 km;
d - no data
- Epicenters of the catastrophic earthquakes with $M \geq 7.5$ during the period 2000–2010

Seismic belts I and zones 1

- I - East Pacific
 - 1 - East Pacific
- II - West Pacific
 - 2 - North-west Pacific
 - 3 - South-west Pacific
- III - Mid-Atlantic
 - 4 - Mid-Atlantic
- IV - Mediterranean-Transasian
 - 5 - Alpine-Anatolian-Caucasian
 - 6 - Zagros
 - 7 - Tianshan
 - 8 - Kun-Lun-Tibet
 - 9 - Himalayas
 - 10 - Hengduan
 - 11 - China-Indonesian
 - 12 - zone Kyushu
- V - East African
 - 13 - East African
- VI - Mid-Indian
 - 14 - Georgia
 - 15 - South-west Indian
 - 16 - South-east Indian
- VII - Antarctic
 - 17 - Australian-Antarctic
- VIII - Arctic
- IX - Caribbean
 - 18 - Puerto-Rico-Trinidad
 - 19 - Cuban
- X - belt Cocos-Nazca
 - 20 - zone Nazca
- XI - Altay-Okhotsk Sea
 - 21 - Baikal
 - 22 - Altay
 - 23 - Mongolian
 - 24 - Tan-Lu



1-7 - types of the state of the stresses and relationship between the vertical σ_v , maximum σ_1 and minimum σ_3 of the horizontal compressive stresses: 1 - areas of extension, $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$; 2 - areas of transension, $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$; 3 - areas of shearing, $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$; 4 - areas of transpression, $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$; 5 - areas of compression $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$; 6 - areas of the tectonic neutral state of stress, $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$; 7 - areas of unknown types of the state of stress. 8-9 - the main structural boundaries: 8 - the boundaries of the main lithosphere plates; 9 - the faults (a), transform faults (b).

Рис. 1. Карта сейсмических поясов и зон Земли. На врезке – карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли [Sherman, Lunina, 2001].

Fig. 1. Map of seismic belts and zones of the Earth. The insert show the map of stresses of the upper lithosphere from [Sherman, Lunina, 2001].

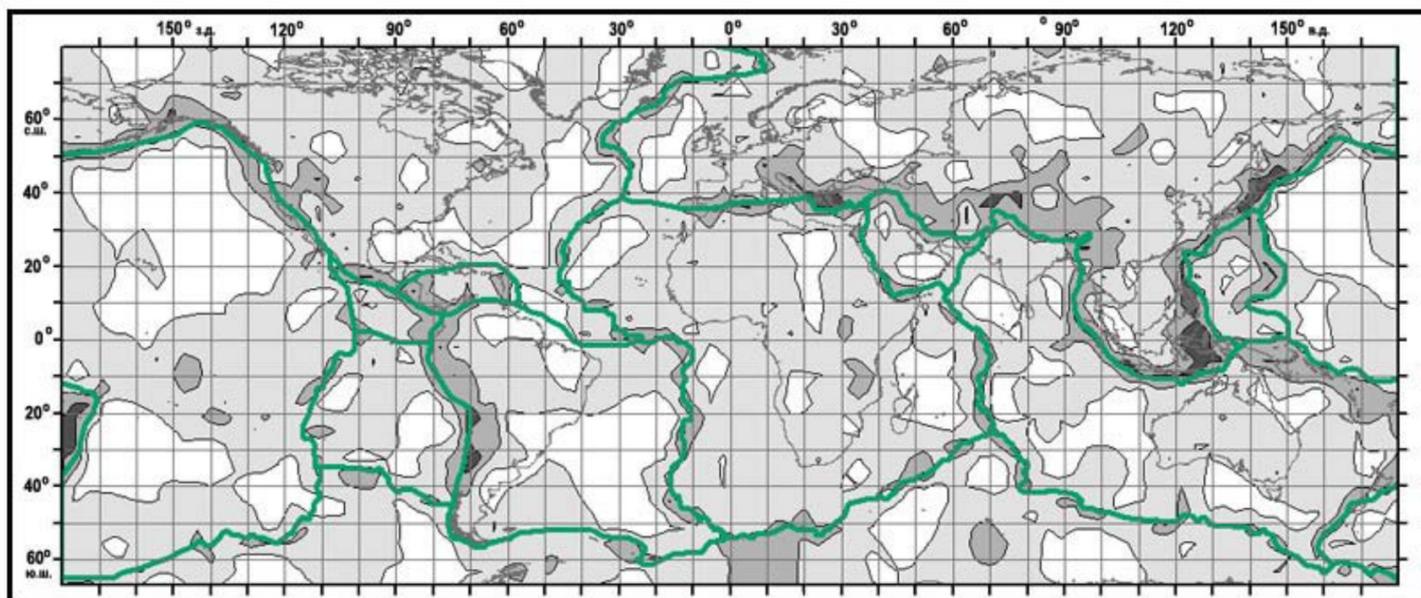


Рис. 2. Границы главных литосферных плит из Электронного геодинимического глобуса Земли и плотность распределения эпицентров землетрясений с $M \geq 4$, рассчитанная по данным из каталога NEIC (<http://earthquake.usgs.gov/regional/neic>). Показаны площади с количеством землетрясений: белые – меньше 1 в 20 лет, серые – до 1 в 20 лет, темно-серые – до 1 в 5 лет, черные – более 1 в 5 лет. Границы главных литосферных плит обозначены линиями зеленого цвета [Гатинский и др., 2008].

Fig. 2. Boundaries of the major lithospheric plates, according to the electronic geodynamic Earth's globe, and the distribution density of earthquakes with $M \geq 4$, that is calculated from data in NEIC Catalogue (<http://earthquake.usgs.gov/regional/neic>). Areas are coloured according to the number of earthquakes which occurred in the area: white – less than 1 event/20 years; grey – up to 1 event/20 years; dark grey – up to 1 event/5 years; black – more than 1 event/5 years. Green lines show boundaries of the major lithospheric plates [Гатинский и др., 2008].

этом области рассеянной сейсмичности включают в себя 0.54 % всех землетрясений; 0.03 % землетрясений не приурочены ни к СП, ни к областям рассеянной сейсмичности.

В СП Земли выделены 24 сейсмические зоны (табл. 2). На карте (см. рис. 1) они отражают области концентрации землетрясений с $M \geq 6.5$ за 1986–2010 гг. Контур СЗ охватывает области повышенной концентрации землетрясений на относительно небольшой (в масштабе созданной карты) площади. Минимальное количество сейсмических событий для оконтуривания СЗ – три события с $M \geq 6.5$; максимальная площадь для трех событий – не более $3 \cdot 10^5 \text{ км}^2$. Лишь две СЗ выделены по трем событиям на указанной площади – Алтайская и Тан-Луньская. Для других СЗ на заданную площадь приходится от четырех и более землетрясений. Таким образом, внешний контур СЗ проводился по изолинии, которая соответствует плотности сейсмических событий с $M \geq 6.5$, равной не менее трем землетрясениям на заданную площадь в $3 \cdot 10^5 \text{ км}^2$.

В ряде случаев в масштабах карты провести четкую границу между СЗ внутри сейсмических поясов затруднительно. Например, в Алтае-Охотоморском СП граница между Байкальской и Монгольской зонами в масштабе построенной карты трудноопределима. Границы между сейсмическими поясами и областями рас-

сеянной сейсмичности также бывает трудно провести как на континентах, так и на океанах. Это связано с некоторой неопределенностью проведения границ СЗ по критерию времени. Увеличение (уменьшение) интервала времени, принятого для систематизации событий, чаще всего влечет за собой изменение количества событий и вероятную частичную трансформацию границы СЗ. Наиболее вероятно трансформация границы СЗ может происходить на дистальных окончаниях СЗ, чаще всего взаимосвязанных с разрывными структурами Земли, дистальные окончания которых служат дополнительными концентраторами напряжений.

В особую, располагающуюся вне СП, самостоятельную СЗ выделена Тан-Луньская. Ее протяженность составляет 900 км при средней ширине 300 км. Она располагается в южной части разломной зоны Тан-Лу (Восточный Китай), образованной в результате триасовой коллизии северного и южного блоков литосферы Восточного Китая (рис. 3). Разломная зона Тан-Лу протягивается из Восточного Китая на территорию России примерно на 3000 км по линии сдвига блока в ССЗ-ЮЮВ направлении [Zhaohua Yu et al., 2008]. Тан-Луньская СЗ находится в области сдвиговых напряжений $\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$. Она характеризуется умеренной сейсмичностью с редкими сильными событиями. В ее пределах за исследуемый период времени

Т а б л и ц а 1. Напряженное состояние литосферы и тектонофизические параметры сейсмических поясов Земли
 T a b l e 1. The state of stresses of the lithosphere and tectonophysical parameters of seismic belts of the Earth

№ пояса	Название пояса	Протяженность, км	Средняя ширина, км	Кол-во сейсмических зон	Средняя глубина гипоцентров землетрясений с $M \geq 6.5$ (их ко-лво)	Кол-во землетрясений с $4.5 \leq M < 6.5$ за период 1973–2010 гг.	Процентное отношение кол-ва землетрясений в поясе к общему кол-ву землетрясений	Напряженное состояние литосферы в сейсмическом поясе ¹
I	Восточно-Тихоокеанский	37100	1600	1	50 (321)	24370	15.5	Комбинированное
II	Западно-Тихоокеанский	37100	1250	2	86 (703)	60760	38.6	<i>Сжатие, сжатие со сдвигом</i>
III	Срединно-Атлантический	36500	700	1	13 (34)	5510	3.5	<i>Растяжение, сдвиг</i>
IV	Средиземноморско-Трансзиатский	42800	1900	8	86 (390)	50120	31.9	Комбинированное
V	Восточно-Африканский	15200	700	1	20 (11)	1400	0.9	<i>Растяжение, растяжение со сдвигом</i>
VI	Срединно-Индийский	10500	800	-	21 (5)	2040	1.3	<i>Растяжение, растяжение со сдвигом</i>
VII	Антарктический	46800	1250	4	14 (61)	7100	4.5	<i>Растяжение, растяжение со сдвигом, сжатие</i>
VIII	Арктический	20300	300	-	-	360	0.23	<i>Растяжение, сдвиг, сжатие со сдвигом</i>
IX	Карибский	5900	950	2	30 (13)	1270	0.8	<i>Сдвиг, сжатие со сдвигом</i>
X	Кокос-Наска	12100	900	1	16 (13)	1950	1.2	<i>Растяжение, растяжение со сдвигом, сдвиг</i>
XI	Алтае-Охотоморский	8000	450	3	20 (48)	1520	1.0	Комбинированное
Итого		272300	950	23	35 (1599)	156400	99.43	

¹ Курсивом обозначено преобладающее напряженное состояние литосферы в сейсмической зоне. Комбинированное напряженное состояние включает в себя растяжение, сжатие, сдвиг, растяжение со сдвигом и сжатие со сдвигом.

¹ Predominant stresses of the lithosphere in belt zones are given *italics*. The combined state of stresses includes tension, compression, shear, tension with shear, and compression with shear.

Т а б л и ц а 2. Тектонофизическая характеристика и напряженное состояние сейсмических зон Земли
 T a b l e 2. Tectonophysical characteristics and the state of stresses of seismic zones of the Earth

№ зоны	Название зоны	Протяженность, км	Средняя ширина, км	Средняя глубина гипоцентров землетрясений с $M \geq 6.5$ (их кол-во)	Напряженное состояние литосферы в сейсмической зоне ¹
1	Восточно-Тихоокеанская	37100	700	50 (316)	Комбинированное
2	Северо-Западная Тихоокеанская	14300	650	100 (187)	Сжатие
3	Юго-Западная Тихоокеанская	20800	850	73 (516)	<i>Сжатие</i> , сжатие со сдвигом, сдвиг
4	Срединно-Атлантическая	6300	250	13 (22)	Растяжение
5	Альпийско-Анатолийско-Кавказская	6800	750	27 (32)	<i>Сжатие со сдвигом</i> , растяжение со сдвигом, сдвиг, сжатие
6	Загросская	6700	600	27 (23)	<i>Сжатие со сдвигом</i> , сдвиг, сжатие
7	Тянь-Шаньская	2400	550	114 (22)	<i>Сжатие со сдвигом</i> , сдвиг
8	Кунь-Лунь-Тибетская	2900	450	26 (8)	<i>Растяжение со сдвигом</i> , сдвиг
9	Гималайская	2400	500	27 (8)	Сжатие
10	Хэндуаньская	3000	750	30 (20)	<i>Сдвиг</i> , сжатие со сдвигом
11	Китайско-Индонезийская	15300	850	75 (253)	<i>Сжатие</i> , сжатие со сдвигом, сдвиг
12	Зона Кюсю	1900	450	41 (24)	Сжатие
13	Восточно-Африканская	3600	200	20 (8)	Растяжение
14	Георгиевская	11500	500	24 (34)	<i>Растяжение со сдвигом</i> , растяжение
15	Юго-Западная Индийская	4900	200	14 (6)	<i>Растяжение со сдвигом</i> , растяжение
16	Юго-Восточная Индийская	1000	400	16 (4)	Растяжение
17	Австрало-Антарктическая	3600	150	13 (8)	Растяжение
18	Пуэрто-Рико-Тинидадская	1400	300	47 (8)	Сжатие со сдвигом
19	Кубинская	3600	250	13 (5)	Сдвиг
20	Зона Наска	4800	300	15 (10)	Растяжение, <i>растяжение со сдвигом</i>
21	Байкальская	3200	350	18 (26)	Комбинированное
22	Алтайская	900	350	18 (3)	Сдвиг
23	Монгольская	2500	550	24 (19)	<i>Сжатие со сдвигом</i> , сдвиг
24	Тан-Луньская	900	500	27 (3)	Сдвиг
	Итого	161800	475	35 (1 565)	

¹ Курсивом обозначено преобладающее напряженное состояние литосферы в сейсмической зоне. Комбинированное напряженное состояние включает в себя растяжение, сжатие, сдвиг, растяжение со сдвигом и сжатие со сдвигом.

¹ Predominant stresses of the lithosphere in seismic zones are given italics. The combined state of stresses includes tension, compression, shear, tension with shear, and compression with shear.

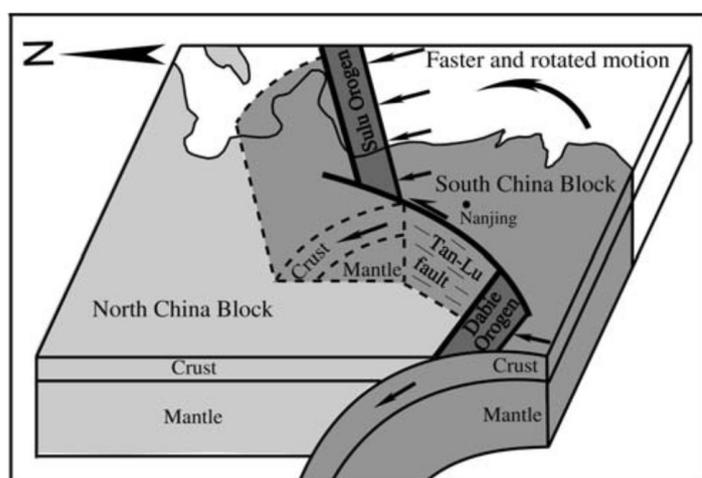


Рис. 3. Блок-диаграмма модели синколлизионного взаимодействия в разломной зоне Тан-Лу из публикации [Guang Zhu et al., 2009].

Fig. 3. Block diagram showing syn-collisional transform fault model for the Tan-Lu fault zone, according to [Guang Zhu et al., 2009].

зарегистрировано три сильных землетрясения в 1975 г. ($M=7.0$) и 1976 г. ($M=7.4$ и 7.5) при средней глубине гипоцентров ≈ 27 км.

Принятые формализованные определения СП и СЗ позволили очертить их границы по единым критериям и охарактеризовать главные тектонофизические параметры. Общая протяженность СП около 300000 км; средняя ширина около 1000 км, при этом она сильно варьируется. Основной энергетический потенциал сейсмичности Земли «обеспечивают» СП, контролируемые зонами сжатия литосферы. СЗ в суммарном исчислении протягиваются более чем на 160000 км, что примерно в два раза меньше суммарной длины СП. Возникающая разница в согласовании суммарных длин зарождается из-за изменения критериев проведения границ СП и СЗ. В первом случае, напомним, границы проводились по событиям с $M \geq 4.5$, во втором – с $M \geq 6.5$.

Ширина СЗ примерно в два раза меньше ширины СП, она также существенно варьируется. Во всех случаях сказываются пространственно-временные вариации локализации очагов относительно слабых землетрясений. Кратко рассмотрим принципиальную структуру и сейсмичность СП и СЗ.

4. КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСОВ И ЗОН ЗЕМЛИ

При описании СП и СЗ особое внимание уделено событиям последнего десятилетия.

Восточно-Тихоокеанский СП протягивается с севера на юг от полуострова Камчатка вдоль восточной окраины Тихоокеанской плиты до северной границы

плиты Кокос, далее вдоль восточных границ плит Кокос и Наска к южной оконечности Анд. Он включает в себя Алеутскую, Срединно-Американскую и Перу-Чилийскую впадины, микроплиты Эксплорер, Хуан-де-Фука и Горда, хребт Горда, береговую часть Кордильер, горные системы Сьерра-Невада и Анд.

В поясе встречаются все типы напряженного состояния литосферы: области сжатия $\sigma_x > \sigma_y > \sigma_z$ и сжатия со сдвигом $\sigma_x \gg \sigma_y = \sigma_z$ – Алеутская впадина, Анды, береговая часть Кордильер; области растяжения $\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$ и растяжения со сдвигом $\sigma_z = \sigma_y \gg \sigma_x$ – микроплиты Эксплорер, Хуан-де-Фука и Горда, хребт Горда, Береговые хребты и Большая Калифорнийская долина, горная система Сьерра-Невада, северная часть Срединно-Американской впадины; область сдвиговых напряжений $\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$ – Срединно-Американская впадина, северная часть Перу-Чилийской впадины, граница Северо-Американской плиты с микроплитами Эксплорер, Хуан-де-Фука и Горда.

Восточно-Тихоокеанский СП обусловлен взаимодействием Тихоокеанской плиты с Северо-Американской, плит Кокос и Наска с Карибской и Южно-Американской плитами. Скорость субдукции Тихоокеанской плиты под Северо-Американскую в районе Аляско-Алеутской дуги составляет порядка 58–74 мм/год. Микроплиты Хуан-де-Фука и Горда движутся в ВСВ направлении на спрединговой границе с Тихоокеанской плитой со скоростью 56–57 мм/год и на субдукционной границе с Северо-Американской плитой – 30–40 мм/год. На границе Северо-Американской плиты и плиты Кокос субдукция происходит со скоростью 45 мм/год в северо-западном направлении. Субдукция плиты Наска под Южно-Американскую в районе Перу-Чилийского желоба происходит со скоростью ~ 78 –80 мм/год (по данным NEIC). Активное взаимодействие плит обеспечивает высокий уровень сейсмичности с возможными событиями с $M > 7.5$.

Район Алеутских островов и Аляски является высокосейсмоактивным. В нем в историческое время неоднократно фиксировались сейсмические события с $M > 8.0$. Максимальная глубина очагов землетрясений Аляско-Алеутской дуги изменяется от 250 до 50 км с востока на запад [Ruppert et al., 2007]. Землетрясение 3 ноября 2002 г. с $M=7.9$ при глубине гипоцентра ≈ 5 км приурочено к сдвиговой разломной зоне Денали-Тотшунда в Аляскинской горной системе (рис. 4). Разрыв, образовавшийся в результате землетрясения, составил в длину порядка 330 км [Denali Park, Alaska Earthquake..., 2002]. 17 ноября 2003 г. и 19 декабря 2007 г. наблюдались соответственно землетрясения с $M=7.8$ при глубине гипоцентра ≈ 33 км и с $M=7.2$ при глубине гипоцентра ≈ 56 км в районе Алеутских островов. Как показано на рис. 4, они приурочены к межплитной границе Северо-Американской и Тихоокеанской плит [M7.8 Rat Islands, Alaska Earthquake..., 2003; M7.2 Andreanof (Aleutian Islands), Alaska Earthquakes..., 2007].

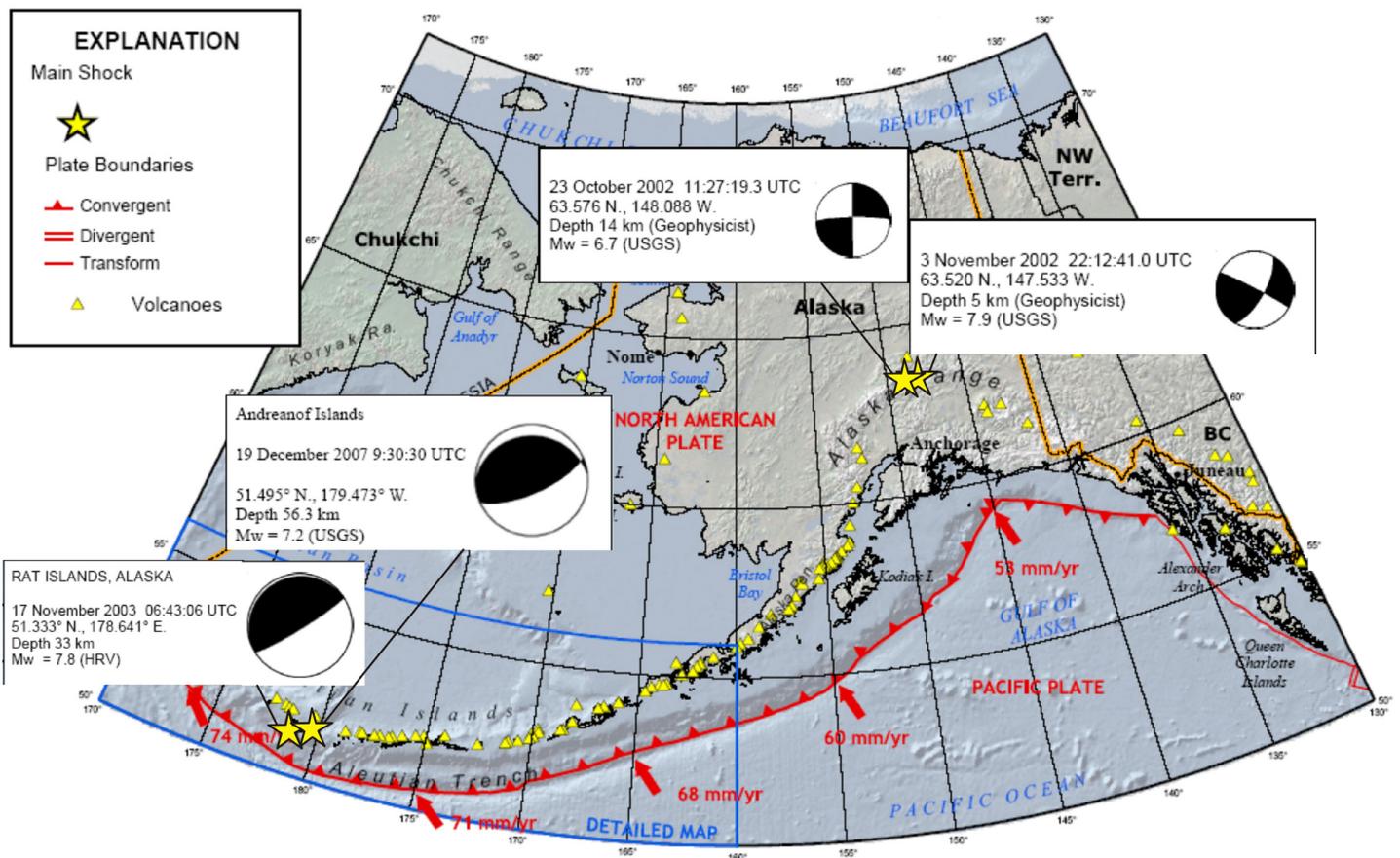


Рис. 4. Эпицентры землетрясений 23 октября и 3 ноября 2002 г. в сдвиговой зоне Денали-Тотшуда (Аляска), 17 ноября 2003 г. и 19 декабря 2007 г. в районе Алеутских островов (по данным NEIC).

Fig. 4. Epicentres of the earthquakes of 23 October and 03 November 2002 in the Denali-Totshuda shear zone in Alaska and earthquakes of 17 November 2003 and 19 December 2007 in the area of the Aleut Islands (according to NEIC data).

По приведенным механизмам очагов землетрясений хорошо прослеживается вдоль границы плиты изменение напряженного состояния от сжатия в западной части до сдвига в восточной.

Район тройного сочленения Северо-Американской, Тихоокеанской плит и плиты Горда характеризуется высокой сейсмической активностью с возможными землетрясениями с $M > 7$ (рис. 5). Большинство землетрясений приурочены или к сочленению Мендоцинского разлома, разлома Сан-Андреас и Каскадской субдукционной зоны, или к Мендоцинской разломной зоне [Chaytor et al., 2004]. 15 июня 2005 г. в районе Каскадского бассейна (микроплита Горда) произошло землетрясение с $M = 7.5$ при глубине гипоцентра порядка 10 км (см. рис. 4). Событие приурочено к левостороннему сдвиговому разлому, простирающемуся в северо-западном направлении [M7.2 Gorda Plate Earthquake..., 2005]. 10 января 2010 г. в этом же районе наблюдалось землетрясение с $M = 6.5$ (≈ 22 км), приуроченное к левостороннему близвертикальному разлому в плите Горда, имеющему северо-западное направление [M6.5 Offshore Northern California Earthquake...,

2010].

Далее на юг протягивается Калифорнийско-Невадский орогенный пояс. Одним из самых активных разломов пояса является разлом Сан-Андреас, простирающийся в юго-восточном направлении от микроплиты Горда вдоль границы Северо-Американской и Тихоокеанской плит. Калифорнийско-Невадский орогенный пояс характеризуется умеренной сейсмичностью с редкими землетрясениями с $M > 7$. В области динамического влияния разломной системы Сан-Андреас наблюдались сильные разрушительные землетрясения: в 1987 г. в разломной зоне Ньюпорт (близ г. Лос-Анджелеса) с $M = 6.1$, в 1989 г. на разломе Сан-Андреас (в долине р. Сан-Бенито, у северного подножия хребта Габилан в Береговых хребтах Калифорнии) с $M = 7.2$. Наиболее сильными землетрясениями являются события 1857 г. с $M = 8.3$ на южном отрезке разлома Сан-Андреас (близ поперечного разлома Гарлок) и 1906 г. с $M = 8.3$ в 50 км северо-западнее г. Сан-Франциско (на подводной террасе мыса Рейс) [Апродов, 2000]. Хребет Сьерра-Невада характеризуется на-двиго-сдвиговыми механизмами очагов землетрясе-

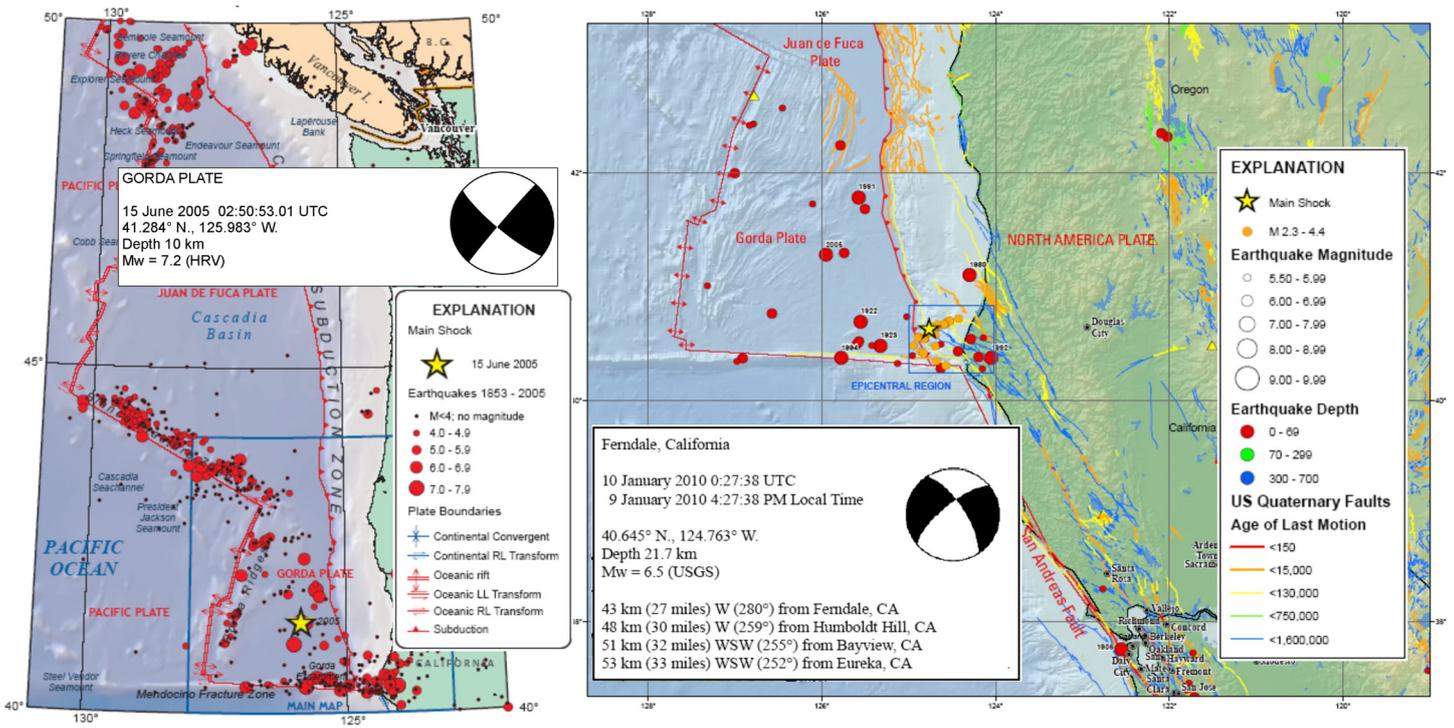


Рис. 5. Эпицентральные области землетрясений 15 июня 2005 г. в районе Каскадского бассейна и 10 января 2010 г. в районе Северной Калифорнии, приуроченные к микроплите Горда (по данным NEIC).

Fig. 5. Epicentral areas of the earthquake of 15 June 2005 in the Cascade basin area and the earthquake of 10 January 2010 in the Northern California, that are associated with the Gorda micro-plate (according to NEIC data).

ний. 4 апреля 2010 г. зафиксировано землетрясение с $M=7.2$ (≈ 10 км) в северной части штата Южная Калифорния в 40 милях к югу от государственной границы Мексики и США (рис. 6). Основной толчок произошел в юго-восточной части сдвиговой системы разломов Лагуна Салада [*M7.2 Baja, Mexico, Earthquake..., 2010*].

Южная часть Восточно-Тихоокеанского СП охватывает межплитные границы вдоль восточных краев плит Кокос и Наска с западными краями Северо-Американской, Карибской и Южно-Американской плит и характеризуется высокой сейсмической активностью с землетрясениями с $M>7$.

Район границы Северо-Американской, Карибской плит и плиты Кокос является весьма сейсмоактивным. Неоднократно происходившие землетрясения с $M>7$ влекли за собой многочисленные человеческие жертвы и разрушения. 13 января 2001 г. в Сальвадоре произошло землетрясение с $M=7.7$ при глубине гипоцентра ≈ 60 км. 22 января 2003 г. в штате Колима (Мексика) наблюдалось землетрясение с $M=7.8$ при глубине гипоцентра ≈ 24 км. 28 мая 2009 г. в Гондурасе зафиксировано землетрясение с $M=7.3$ при глубине гипоцентра ≈ 10 км, произошедшее в результате левостороннего сдвига в трансформном разломе в районе Лебединых островов (по данным NEIC).

Из-за высокой скорости субдукции (порядка 80

мм/год) область межплитной границы между плитами Южно-Американской и Наска является весьма сейсмоактивной (землетрясения с $M>7$). 13 июня 2005 г. на севере Чили наблюдалось землетрясение с $M=7.8$ (≈ 115 км). 26 сентября 2005 г. в Северном Перу зафиксировано событие с $M=7.5$ (≈ 127 км). Наиболее сильным в последние годы было землетрясение 27 февраля 2010 г. у побережья Чили с $M=8.8$ при глубине гипоцентра 35 км (рис. 7). Эпицентр располагался в 200 милях юго-западнее Сантьяго. Очаг землетрясения приурочен к сдвиговому разлому северо-восточного направления. Подвижки по сегментам разлома в направлении сдвига составили порядка 30 км и в глубину порядка 20 км. Землетрясение вызвало цунами с высотой волны 2.5 м [*M8.8 Maule, Chile, Earthquake..., 2010*]. В эпицентральной области землетрясения афтершоки с $M\leq 8.0$ регистрировались 28 февраля, 1 марта и 11 марта 2010 г.

На Восточно-Тихоокеанский пояс приходится порядка 15.5 % от общего числа землетрясений с $M\geq 4.5$ с 1986 г. по 2010 г. – третий по сейсмической активности пояс Земли. Всего в поясе зафиксировано 321 событие с $M\geq 6.5$ (средняя глубина гипоцентров 50 км). Разделить Восточно-Тихоокеанский пояс в масштабе построенной карты на несколько сейсмических зон не представилось возможным – эпицентры землетрясений располагаются узкой сплошной полосой вдоль всего

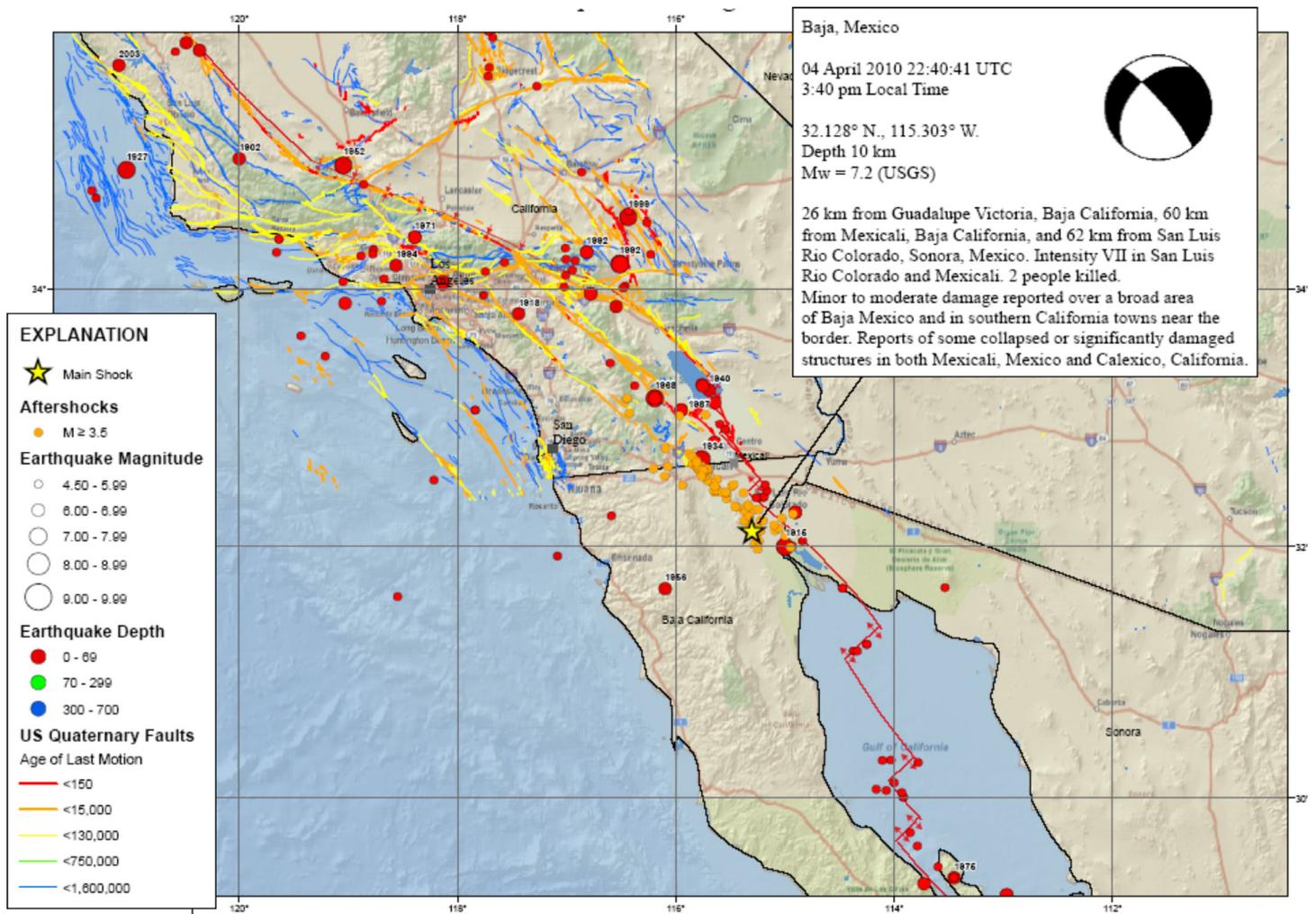


Рис. 6. Эпицентральная область землетрясения 4 апреля 2010 г., приуроченная к сдвиговой зоне Лагуна Салада (по данным NEIC).

Fig. 6. The epicentral area of the earthquake of 04 April 2010, that is associated with the Laguna Salada shear zone (according to NEIC data).

пояса. Поэтому в поясе выделена только одна сейсмическая зона – Восточно-Тихоокеанская, протягивающаяся вдоль пояса более узкой полосой с шириной ≈ 700 км. За исследуемый период в ней произошло 316 сейсмических событий с $M \geq 6.5$ при средней глубине гипоцентров ≈ 50 км. За последние 10 лет в сейсмической зоне зафиксировано 10 землетрясений с $M \geq 7.5$.

Западно-Тихоокеанский СП, протяженностью порядка 37 100 км в длину и $\approx 1 250$ км в ширину, простирается с юга на север от западной оконечности Тихоокеанско-Антарктического хребта вдоль западной окраины Тихоокеанской плиты к северной части Камчатского полуострова. Преобладающими в данном сейсмическом поясе являются области сжатия $\sigma_x > \sigma_y > \sigma_z$. Отмечаются также области сжатия со сдвигом $\sigma_x \gg \sigma_y = \sigma_z$ вдоль впадин Хайло, Палау, Новая Гвинея и Соломон, в центральной части микроплиты Фиджи и вдоль южного острова Новой Зеландии. Имеется область сдвиговых напряжений $\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$ –

вдоль Ново-Гебридской впадины.

На Западно-Тихоокеанский СП приходится порядка 38.6 % от общего числа землетрясений с $M \geq 4.5$ за последнее столетие, что позволяет отнести его к максимально сейсмически активным зонам Земли. Всего в поясе зафиксировано 703 события с $M \geq 6.5$ (средняя глубина гипоцентров 86 км). Группирование землетрясений с $M \geq 6.5$ на две сплошные протяженные области, разделяющиеся в полосе $0^\circ \times 10^\circ$ с.ш., в которой отсутствуют события с $M \geq 6.5$, позволило выделить в поясе две сейсмические зоны: Северо-Западную и Юго-Западную Тихоокеанские.

Северо-Западная Тихоокеанская СЗ протягивается на 14300 км при средней ширине 650 км от северной оконечности впадины Хайло к северной части Корякского хребта. Включает в себя Марианскую микроплиту, хребет Кюсю-Палау, впадины Бонин, Идзу, Японский и Курило-Камчатский желоба, Центральный Камчатский и Корякский хребты.

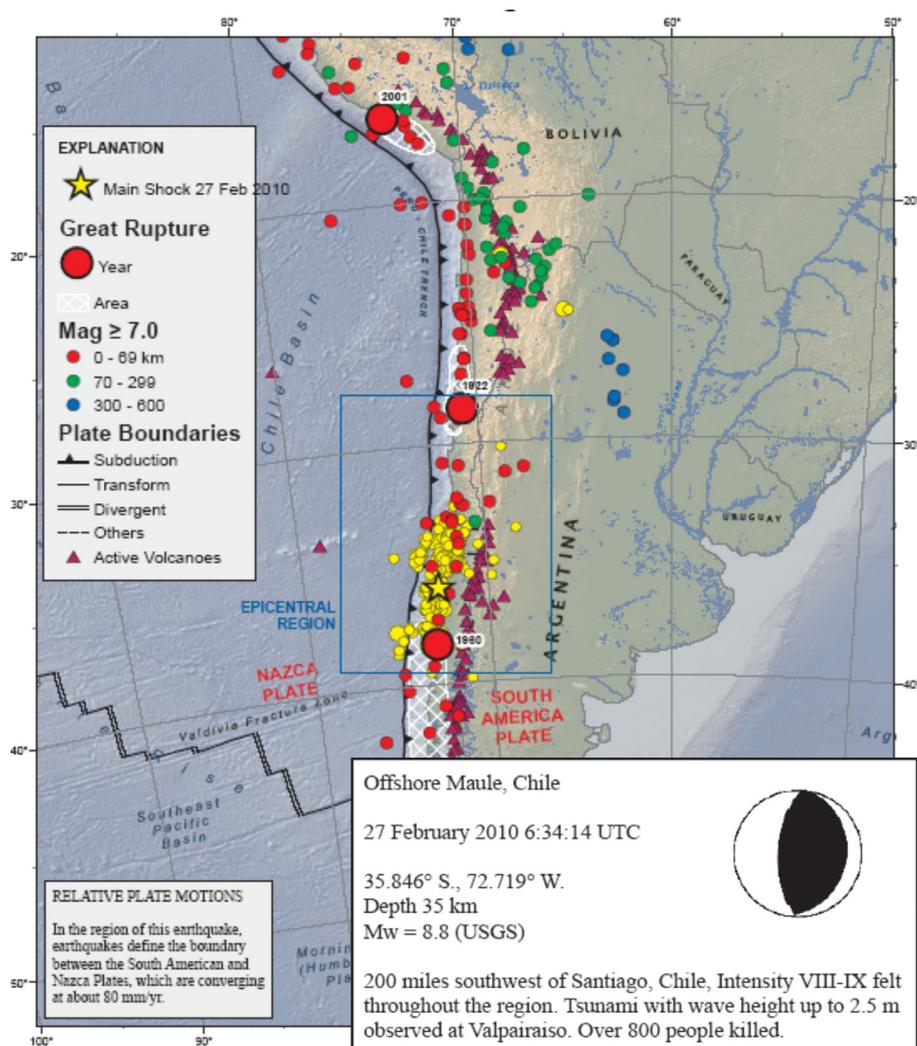


Рис. 7. Эпицентральная область Чилийского землетрясения 27 февраля 2010 г. (по данным NEIC).

Fig. 7. The epicentral area of the Chilean earthquake of 27 February 2010 (according to NEIC data).

Пояс Камчатско-Курильско-Японско-Идзу-Бонин-Марианской субдукции отделяет Северо-Тихоокеанскую плиту от Евразийской и Филиппинской плит. Субдукционный пояс характеризуется высокой сейсмической активностью. Большой возраст и высокая скорость субдукции Северо-Тихоокеанской плиты определяют глубины гипоцентров землетрясений. Самые глубокие землетрясения генерируются на глубинах от 350 км вдоль Японско-Курильской дуги до 650 км вдоль Марианского и Курильского желобов. Большинство землетрясений, произошедших в районе Камчатки, расположены в зоне излома Тихоокеанской плиты, где угол подвига увеличивается с 10–12° до 50–51°. В полосе сгущения эпицентров отмечаются участки с низкой сейсмической активностью или асейсмичные [Авдейко и др., 2004]. Курило-Камчатская сейсмическая дуга характеризуется на фоне общей высокой сейсмической активности катастрофическими разрушительными землетрясениями. На Южных Курилах

4 октября 1994 г. произошло катастрофическое Шикотанское землетрясение с $M=8.1$ при глубине гипоцентра 65 км. 5 декабря 1997 г. на востоке Камчатки произошло сильное Кроноцкое землетрясение с $M=7.7$. Очаги главных толчков двух землетрясений приурочены к верхней части сейсмофокальной зоны Заварицкого-Беньофа [Рогожин, 2000]. Последними сильными сейсмическими событиями в Курило-Камчатской дуге отмечались Симуширские землетрясения 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. с магнитудами 7.8 и 8.2 соответственно. В зоне Японской субдукции в группах островов Японии отмечаются частые сейсмические события с $M \geq 7.5$. 25 сентября 2003 г. произошло сильное землетрясение Токачи-Оки на Хоккайдо (Япония) с $M=8.3$ при глубине гипоцентра ≈ 33 км (рис. 8). Движение в очаге землетрясения возникло под действием растягивающих и сжимающих напряжений, ориентированных в северо-западном и юго-восточном направлениях [M8.3 Hokkaido, Japan Earthquake..., 2003].

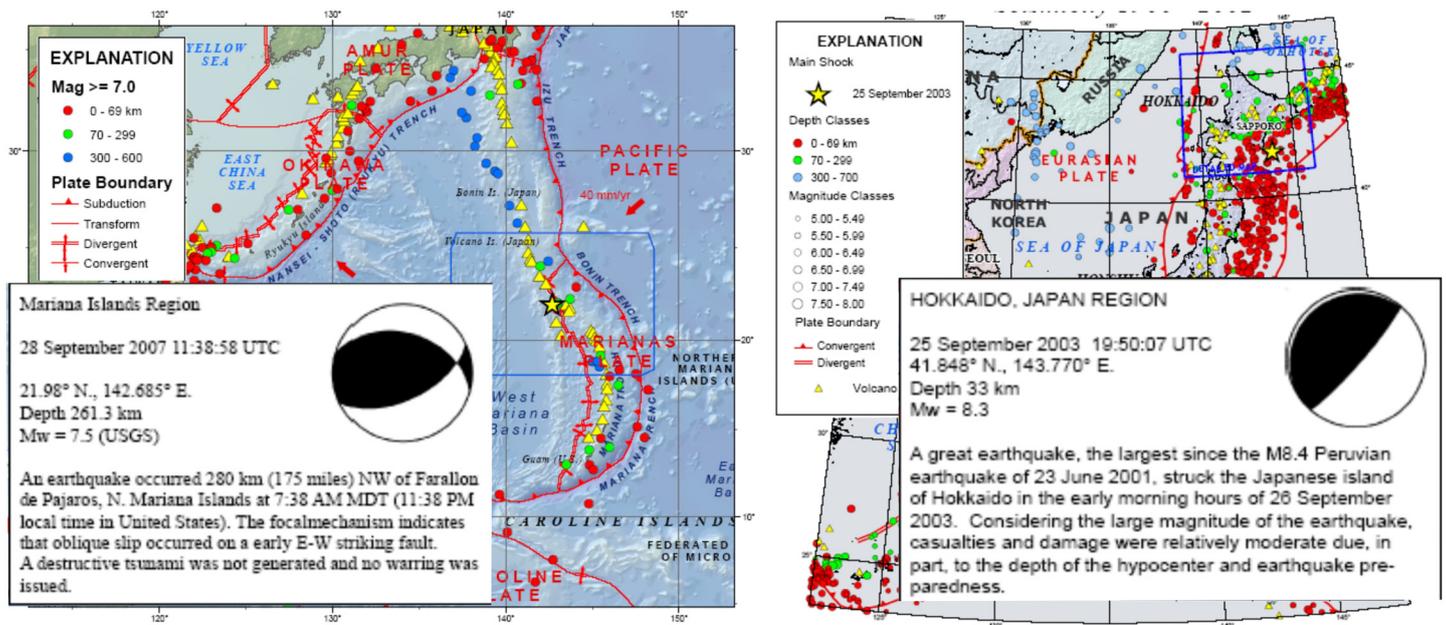


Рис. 8. Эпицентры землетрясений Токачи-Оки 25 сентября 2003 г. на Хоккайдо и 28 сентября 2007 г. в районе Марианских островов (по данным NEIC).

Fig. 8. Epicentres of the Tokachi-Oki earthquake of 25 September 2003 at Hokkaido and the earthquake of 28 September 2007 in the area of the Marian Islands (according to NEIC data).

Идзу-Бонин-Марианская сейсмическая дуга характеризуется умеренной сейсмичностью с возможными землетрясениями с $M \geq 7.5$. Большинство землетрясений происходили в 20 км от верхней поверхности погружающейся плиты [Sato et al., 2004]. 28 марта 2000 г. и 28 сентября 2007 г. в районе Марианских островов произошли сильные землетрясения с $M=7.6$ (≈ 126 км) и $M=7.5$ (≈ 260 км) соответственно (рис. 8). Землетрясение 2007 г. приурочено к сдвиговому разлому широтного направления [M7.5 Mariana Islands Region Earthquake..., 2007]. Всего за период с 1896 г. по 2010 г. в зоне зарегистрировано 187 землетрясений с $M \geq 6.5$, средняя глубина гипоцентров составляет порядка 100 км. С 2000 г. в пределах зоны произошло шесть катастрофических землетрясений с $M \geq 7.5$. Все произошедшие землетрясения определяются взаимодействием Северо-Тихоокеанской плиты с Евразийской и Филиппинской плитами, тектонические движения которых обуславливаются протяженными глубинными разломами литосферы.

Юго-Западная Тихоокеанская СЗ, протяженностью 20 800 км при средней ширине 850 км, простирается от северной оконечности хребта Новая Гвинея к западной оконечности Тихоокеанско-Антарктического хребта. Она включает в себя микроплиты Бисмарк, Соломон, Фиджи и Тонга; впадины Ново-Гвинейскую, Соломона, Гебридские, Витязь, Тонга, Кермадек; хребет Маккуори, западные окраины поднятия Чатем и плато Кэмпбелл. Сейсмичность зоны обусловлена субдукци-

ей Тихоокеанской плиты под Австралийскую с различной скоростью – в районе хребта Маккуори движение осуществляется со скоростью 27 мм/год, в районе Новой Зеландии со скоростью 35–45 мм/год, в районе Тонго-Фиджи со скоростью до 90 мм/год. Различная скорость субдукции характеризует высокую сейсмическую активность с возможными землетрясениями с $M \geq 7.5$ [McCue, 1999; Panagiotopoulos, 1995]. Глубина гипоцентров землетрясений достигает $650 \div 700$ км. Всего за рассматриваемый период в зоне зарегистрировано 516 землетрясений с $M \geq 6.5$, средняя глубина гипоцентров составляет порядка 73 км. За последние 10 лет в ней произошло 17 событий с $M \geq 7.5$.

19 августа 2002 г. в районе Новой Зеландии с разницей во времени 7 минут произошло два сильных землетрясения с $M=7.6$ и $M=7.7$ при глубинах гипоцентров соответственно 578 км и 694 км. Второе событие наблюдалось в 315 км от эпицентра первого толчка на юго-запад [Tonga-Fiji Earthquakes..., 2002]. 12 апреля 2008 г. с $M=7.1$ при глубине гипоцентра 10 км произошло землетрясение в районе острова Маккуори (рис. 9). Землетрясение приурочено к зоне контакта плиты с желобом Hjort и хребтом Маккуори [M7.1 Macquarie Island, Australia Earthquake..., 2008]. 3 января 2009 г. наблюдалось два сейсмических события в районе Западного Папуа (Индонезия) с $M=7.6$ и $M=7.4$ при глубинах гипоцентров ≈ 35 км (рис. 9). Эпицентр второго толчка располагался на 70 км восточнее первого [M7.6 and M7.4 Papua, Indonesia, Earthqua-

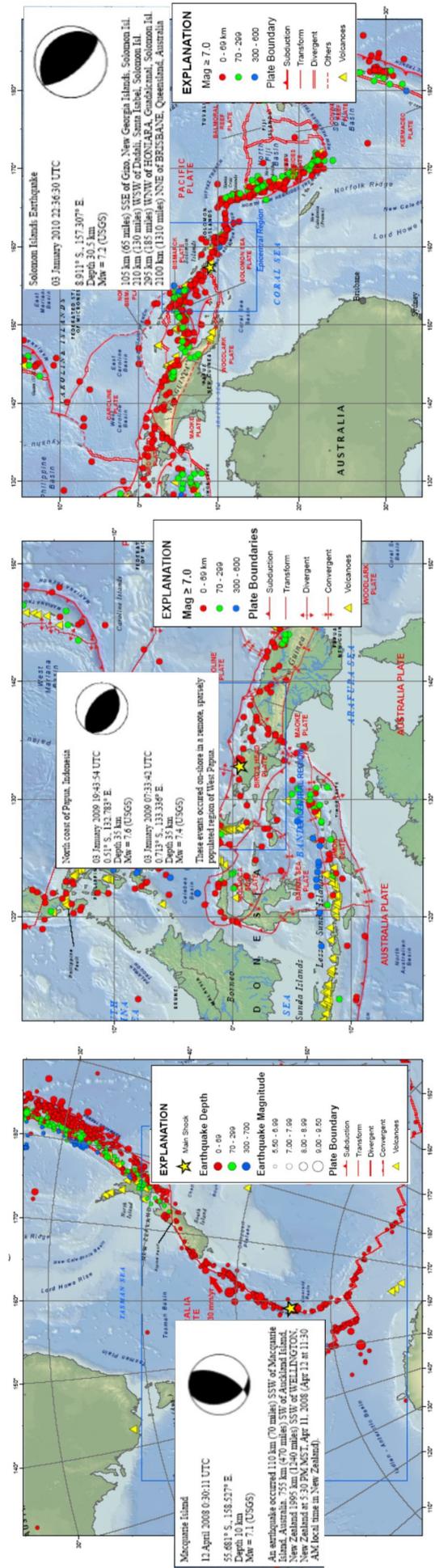


Рис. 9. Эпицентры землетрясений 12 апреля 2008 г. в районе острова Маккуори, 3 января 2009 г. в районе Западного Папуа (Индонезия) и 3 января 2010 г. в районе Соломоновых островов (по данным NEIC).

Fig. 9. Epicentres of the earthquakes of 12 April 2008 in the area of the Macquary Island, 03 January 2009 in the area of the Western Papua (Indonesia) and 03 January 2010 in the area of the Solomon Island (according to NEIC data).

kes..., 2009]. 3 января 2010 г. в районе Соломоновых островов произошло сильное землетрясение (рис. 9) с $M=7.2$ при глубине гипоцентра 30.5 км, приуроченное к Южному Соломонову желобу [*M7.2 Solomon Islands Region Earthquake...*, 2010]. В общем случае все сейсмические события приурочены к разрывным структурам, определяющим границу Австралийской и Тихоокеанской плит.

Срединно-Атлантический СП, протяженностью порядка 36 500 км в длину и ≈ 700 км в ширину, простирается с юга на север вдоль Срединно-Атлантического хребта, далее вдоль хребтов Рейкьянес и Мона к разломной зоне Шпицберген. Срединно-Атлантический хребет характеризуется медленным спредингом; вертикальные смещения по сбросам, ограничивающим ярко выраженную осевую долину хребта, составляют порядка 2 км [*Allerton, Macleod, 1998*]. Весь пояс лежит в области растягивающих напряжений $\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$, только на его ответвлении в области Азорских островов фиксируется сдвиговое напряжение $\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$.

На Срединно-Атлантический СП приходится порядка 3.5 % от общего числа землетрясений с $M \geq 4.5$. Хребет Рейкьянес характеризуется невысокой сейсмичностью с землетрясениями, имеющими небольшую силу и неглубокое залегание очагов. Магнитуда сейсмических событий не превышает 5.5. В хребте Мона происходят частые слабые неглубокие землетрясения, иногда наблюдаются рои землетрясений. Северная часть Срединно-Атлантического хребта характеризуется слабыми землетрясениями с $M \leq 4.5$. В центральной части хребта происходят частые слабые неглубокие землетрясения, не превышающие по магнитуде 5.5. В центральной части редко наблюдаются сейсмические события с $M \geq 6.5$, в основном приуроченные к поперечным трансформным разломам, секущим Срединно-Атлантический хребет. Южная часть Срединно-Атлантического хребта характеризуется землетрясениями небольшой силы и неглубокими очагами. Здесь к зонам трансформных разломов приурочены более сильные события с $M \geq 6.5$. Наиболее активными в южной части являются разломные зоны Рио-Гранде и Гоф. На протяжении всего Срединно-Атлантического хребта иногда наблюдаются рои слабых неглубоких землетрясений [*Апродов, 2000*], приуроченные или к самому хребту, или к секущим его трансформным разломам.

Всего в поясе зафиксировано 34 события с $M \geq 6.5$ (средняя глубина гипоцентров 13 км). В поясе выделена только одна СЗ – Срединно-Атлантическая, протягивающаяся на 6300 км вдоль пояса более узкой полосой с шириной ≈ 350 км между разломными зонами Чейн и Вима. За характеризуемый период времени в ней произошло 22 сейсмических события с $6.5 \leq M < 7.5$ при средней глубине гипоцентров ≈ 13 км.

Второй по протяженности СП Земли – **Средиземноморско-Трансазиатский**, порядка 42800 км в длину и

≈ 1900 км в ширину, протягивается по южной границе Евразийского континента от о. Мадейра (Атлантический океан) через Индонезийские острова к о. Кюсю (Тихий океан). Преобладающими в данном сейсмическом поясе являются области сжатия $\sigma_x > \sigma_y > \sigma_z$ и сжатия со сдвигом $\sigma_x \gg \sigma_y = \sigma_z$. Области сдвиговых напряжений $\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$ – вторые по распространенности. Также на территории пояса отмечаются области растяжения $\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$ и растяжения со сдвигом $\sigma_z = \sigma_y \gg \sigma_x$.

На Средиземноморско-Трансазиатский пояс приходится порядка 31.9 % от общего числа землетрясений с $M \geq 4.5$ с 1986 г. по 2010 г. – второй по сейсмической активности пояс Земли. Всего по нашим данным в поясе зафиксировано 390 сейсмических событий с $M \geq 6.5$ (средняя глубина гипоцентров 86 км), что позволило выделить в нем восемь сейсмических зон Земли: Альпийско-Анатолийско-Кавказскую, Загросскую, Тянь-Шаньскую, Кунь-Лунь-Тибетскую, Гималайскую, Хенгдуаньскую, Китайско-Индонезийскую и зону Кюсю. На территории всех сейсмических зон пояса, за исключением зоны Кюсю, за 1986–2010 гг. зафиксированы землетрясения с $M \geq 7.5$.

Наиболее протяженной и сейсмически активной зоной Средиземноморско-Трансазиатского пояса является Китайско-Индонезийская СЗ. Она в форме полупетли протягивается на 15 300 км при средней ширине 850 км с северо-восточной окраины Бенгальского залива до Восточно-Китайского моря. Включает в себя микроплиту Бирма, впадину и хребет Ява и Филиппинскую впадину. Китайско-Индонезийская сейсмическая зона располагается на активной коллизионной границе между Северо-Евразийской плитой с севера, Индо-Австралийской с юга и Филиппинской плитой с востока. Всего за исследуемый период времени в сейсмической зоне зарегистрировано 253 землетрясения с $M \geq 6.5$, средняя глубина гипоцентров составляет порядка 75 км. За последние 10 лет в ней зафиксировано 16 катастрофических землетрясений с $M \geq 7.5$, в т.ч. события 2004, 2005 и 2007 гг. с магнитудами соответственно 9.0; 8.7 и 8.1–8.5, произошедшие в районе острова Суматра. При этом глубина их гипоцентров постепенно увеличивается. Возможно, усиление активности глубоких землетрясений способствует появлению катастрофических коровых событий [*Xue Yan et al., 2008*]. 6 апреля 2010 г. произошло землетрясение с $M=7.8$ при глубине гипоцентра 31 км в районе Северной Суматры, приуроченное к Зондскому надвику (рис. 10) [*M7.8 Northern Sumatra, Indonesia, Earthquake...*, 2010].

Следующая по протяженности – Альпийско-Анатолийско-Кавказская СЗ. Она протягивается на 6800 км при средней ширине 750 км от Центральных Альп через Адриатическое море, Балканы, Эгейское море на севере и Средиземноморский хребет на юге, Анатолийский разлом к Кавказской горной системе. Является частью Альпийско-Гималайской орогенной систе-

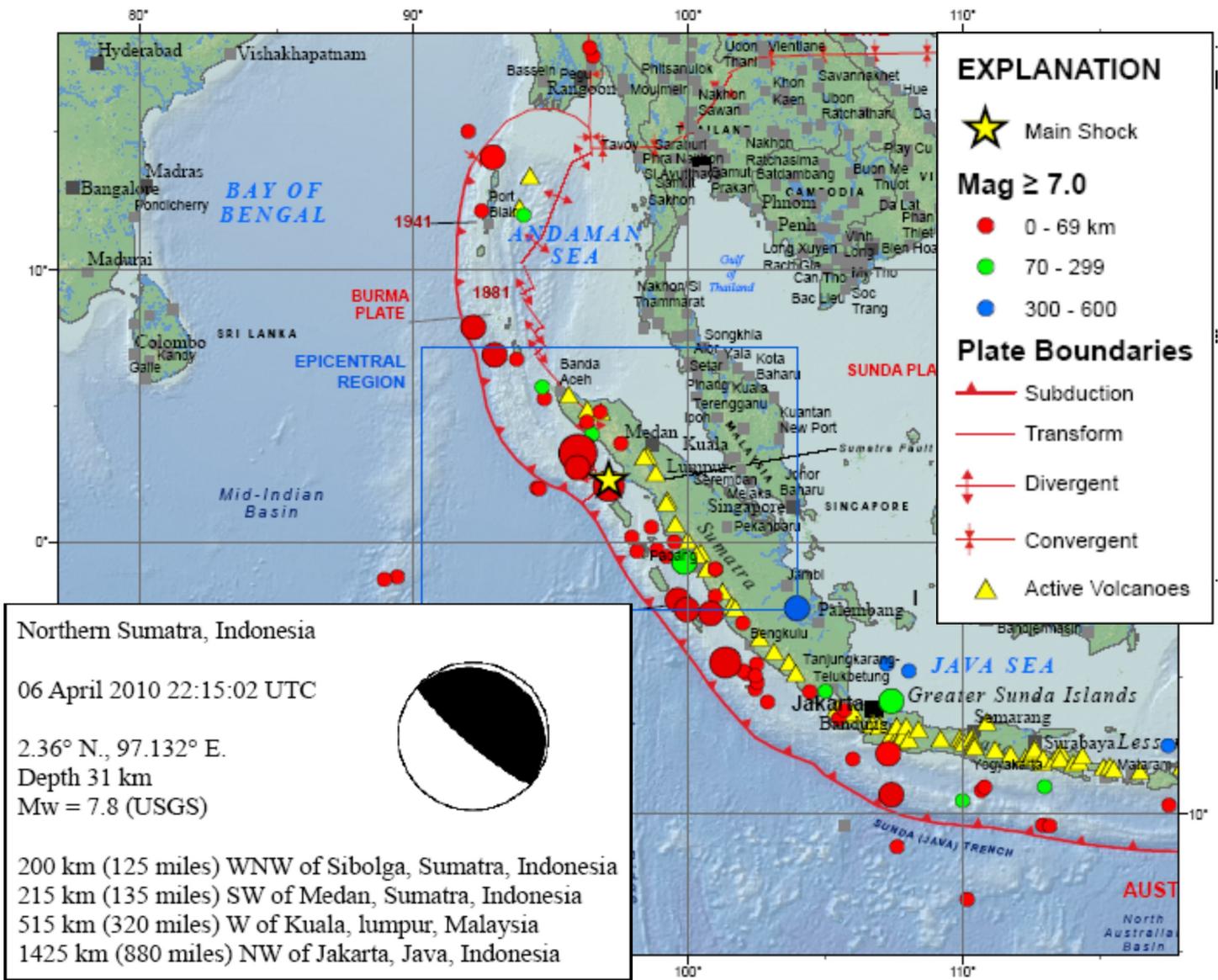


Рис. 10. Эпицентральная область землетрясения в Северной Суматре 6 апреля 2010 г. (по данным NEIC).

Fig. 10. The epicentral area of the Northern Sumatra earthquake of 06 April 2010 (according to NEIC data).

мы. Кинематика Восточного Средиземноморья определяется вращением против часовой стрелки по отношению к Северо-Евразийской плите Аравийской плиты и большинства блоков к югу от Северо-Анатолийского разлома. В настоящее время происходит воздымание Пиренейского полуострова и Альп со скоростями от 0.7 до 3.5 см/год и более на фоне понижения района Северной Италии к югу от Альп и Центрального Средиземноморья со скоростями 0.5–1.5 см/год [Гатинский и др., 2008].

Анатолийская разломная зона – одна из самых активных в мире. Она простирается от залива Сарос в северной части Эгейского моря до г. Кархова в Восточной Турции на 1200 км параллельно побережью Черного моря (на расстоянии 100 км). Анализ GPS-

данных показал, что смещение в Анатолийской разломной зоне происходит со скоростью ~24 мм/год. Она характеризуется асимметричным сдвигом северной и южной границ, при этом в северной части происходит больше деформаций, чем в южной. Анатолийская разломная система характеризуется высоким уровнем сейсмической активности. 17 августа 1999 г. произошло катастрофическое землетрясение с $M=7.4$, в ближайшие 50 лет ожидается повторное катастрофическое землетрясение в данном регионе [Utkucu et al., 2009].

Кавказская горная система образована в результате взаимодействия Африканской, Аравийской и Индо-станской плит и Северо-Евразийской плиты. Она характеризуется умеренной сейсмичностью с редкими

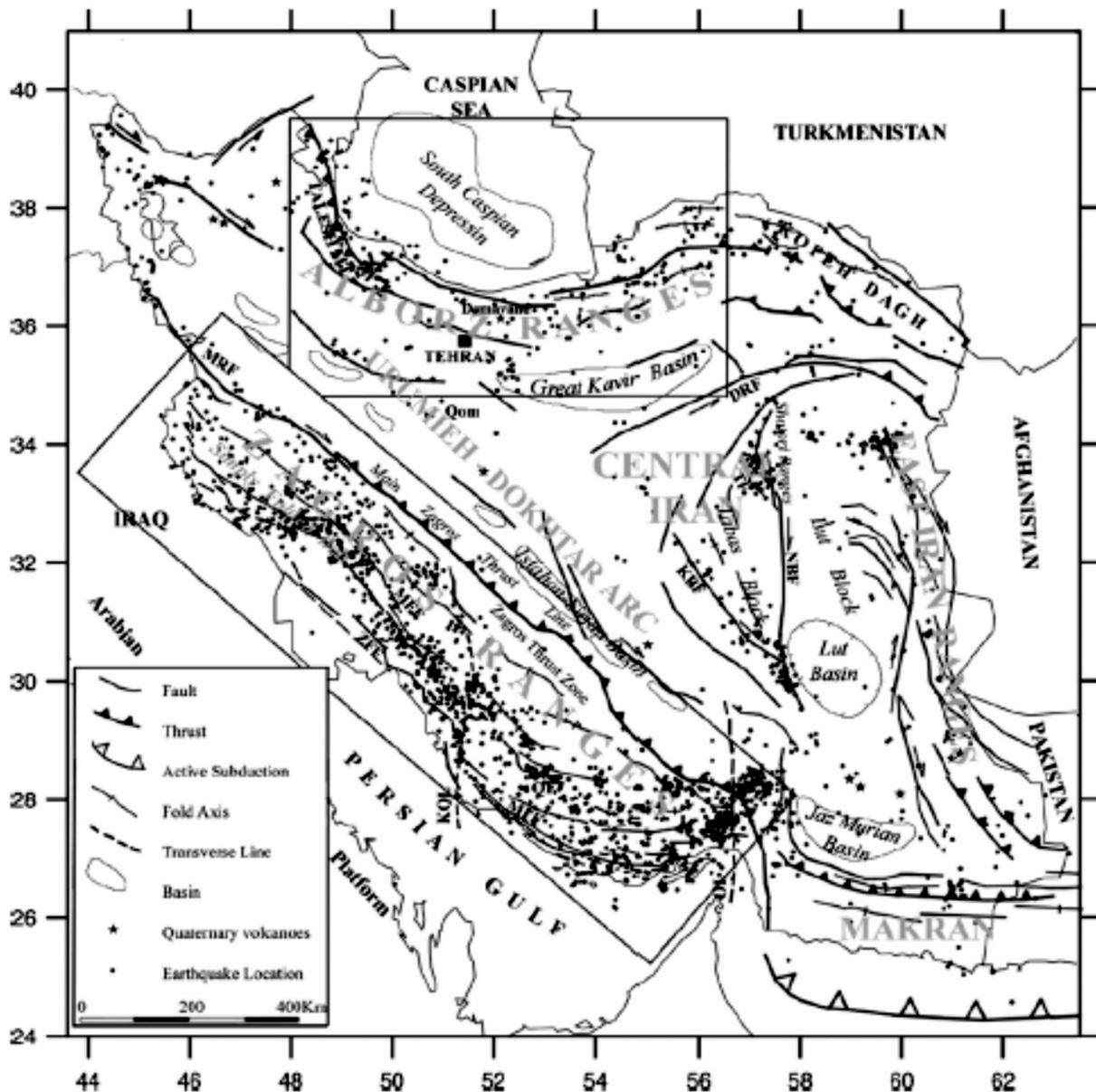


Рис. 11. Упрощенная сеймотектоническая карта Ирана [Zamani, Agh-Atabai, 2009]. Обозначения: DRF – разлом Doruneh, KBF – разлом Kuh-e-Banan, KQL – линия разлома Kazerun-Qatar, MFF – разлом Mountain Front, MRF – разлом Main Recent, NBF – разлом Nayband, OL – линия разлома Oman, ZFF – разлом Zagros Frontal. Точками показаны эпицентры землетрясений (из каталогов ISC и NEIC за 1964–2008 гг., $m_b \geq 4.4$). Прямоугольниками выделены горные системы Эльбрус и Загросс.

Fig. 11. Generalized seismo-tectonic map of Iran [Zamani, Agh-Atabai, 2009]. Legend: of faults: DRF – Doruneh; KBF – Kuh-e-Banan; KQL – Kazerun-Qatar; MFF – Mountain Front; MRF – Main Recent; NBF – Nayband; OL – Oman; ZFF – Zagros Frontal. Dots show earthquakes epicentres (from ISC and NEIC Catalogues for 1964–2008; $m_b \geq 4.4$). Boxes show the Elbrus and Zagross mountain systems.

катастрофическими землетрясениями. К ней приурочены Спитакское 1988 г. и Рачинское 1991 г. катастрофические землетрясения. В последние годы в Кавказской горной системе не наблюдалось сильных землетрясений.

Всего за период с 1896 г. по 2010 г. в Альпийско-Анатолийско-Кавказской СЗ зарегистрировано 32 землетрясения с $M \geq 6.5$, средняя глубина гипоцентров составляет порядка 27 км. С 2000 г. в ней не происходило сейсмических событий с $M \geq 7.5$.

Третьей по протяженности является Загросская СЗ. Она протягивается на 6700 км при средней ширине 600 км, проходит петлей от северной к южной части Загросской горной системы через Эльбрус и далее по параллели 30° с.ш. до меридиана 70° в.д. Система Загросс является частью Альпийско-Гималайской орогенной области и представляет собой складчатый пояс, линейно вытянутый с северо-запада на юго-восток между Аравийским плато и Центральным Ираном (рис. 11).

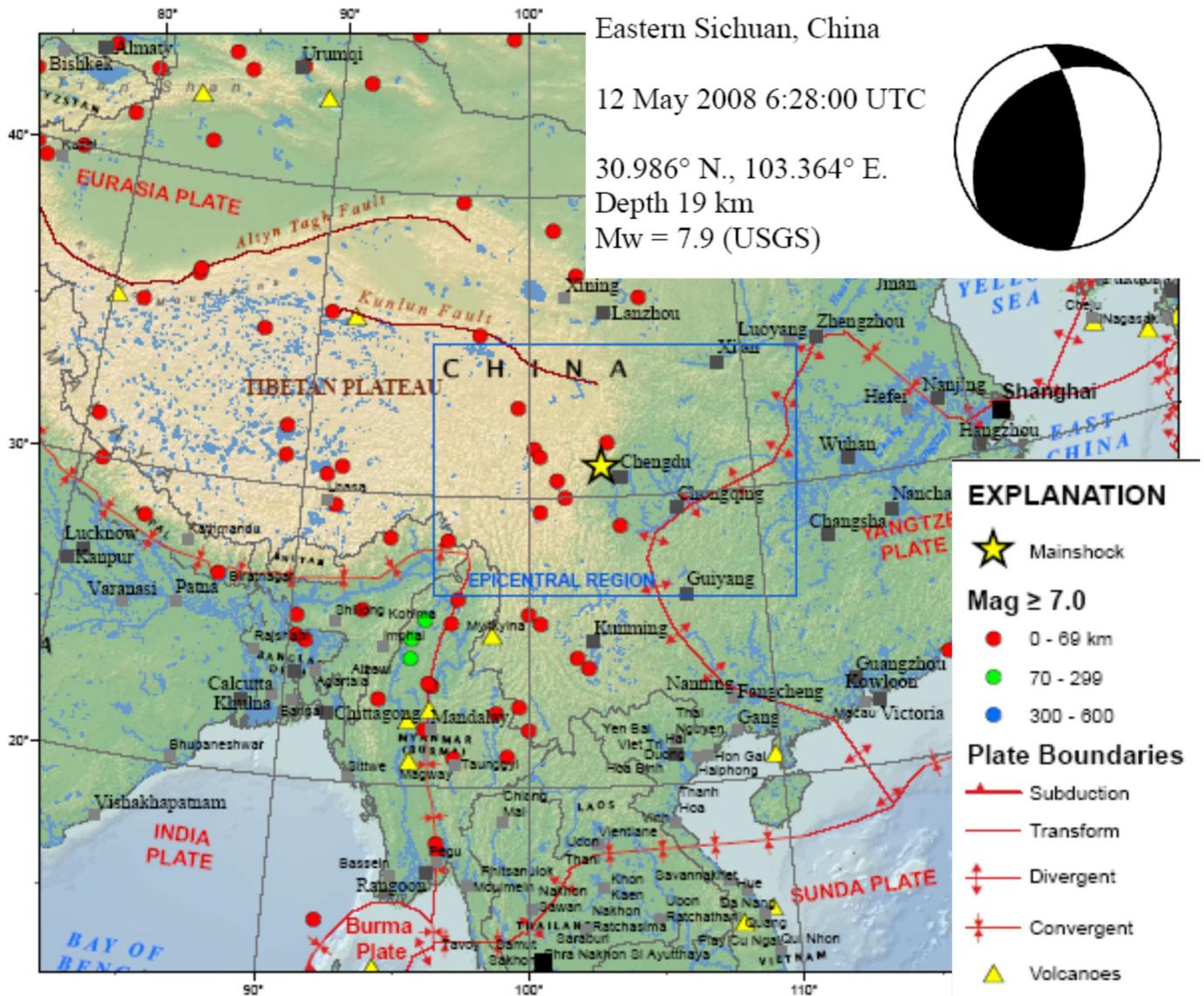


Рис. 12. Тектоническая карта Китая с эпицентром Сычуаньского землетрясения 12 мая 2008 г. (по данным NEIC).

Fig. 12. Tectonic map of China. The epicentre of the Sichuan earthquake of 12 May 2008 is shown according to NEIC data.

Большинство землетрясений в районах Загросса и Эльбруса возникают в хрупкой литосфере и приурочены к непотяженным разломам. Загросский складчатый пояс характеризуется большим количеством землетрясений умеренной силы, тогда как в районе Эльбруса отмечается низкий уровень сейсмичности с редкими сильными (катастрофическими) событиями [Zamani, Agh-Atabai, 2009]. Всего за период с 1896 г. по 2010 г. в данной сейсмической зоне зарегистрировано 23 землетрясения с $M \geq 6.5$, средняя глубина гипоцентров составляет порядка 27 км. Катастрофических землетрясений с $M \geq 7.5$ за период с 2000 г. по 2010 г. в Загросском сейсмическом поясе не зафиксировано.

Хенгдуаньская сейсмическая зона протягивается на 3000 км при ширине ≈ 750 км от восточной окраины Тибетского нагорья через горную систему Хенгдуань

(Сино-Тибетские горы) к северной части Индокитайского полуострова (от Бенгальского залива до Южно-Китайского моря). Она включает в себя Сино-Тибетские горы, плато Yunnan-Guizhou и западную часть Сычуаньского бассейна. Сино-Тибетские горы включают в себя ряд параллельных горных хребтов и долин, вытянутых в меридиональном направлении на востоке Тибета и в западном направлении от провинций Сычуань и Юньнань (Южный Китай). В районе Сино-Тибетских гор наблюдаются частые умеренные и сильные землетрясения. Всего за период с 1896 г. по 2010 г. в данной сейсмической зоне зарегистрировано 20 землетрясений с $M \geq 6.5$ при средней глубине гипоцентров порядка 30 км. 12 мая 2008 г. в провинции Сычуань произошло разрушительное землетрясение с $M=7.9$ при глубине гипоцентра ≈ 19 км (рис. 12), при-

уроченное к надвиговому поясу Лонгмен-Шань. Образовавшийся разрыв протянулся более чем на 300 км в северо-восточном направлении [Xiaofei Chen, 2009].

Кунь-Лунь-Тибетская СЗ ($\approx 2900 \times 450$ км) включает в себя Тибетское плато. Поднятие Тибетского плато в миоцене является результатом коллизионного столкновения Индостанской и Евразийской плит. Самой сейсмически активной в регионе является Кунь-Лунь-ская сдвиговая разломная зона, простирающаяся в Северном Тибете на 1200 км в ЗСЗ-ВЮВ направлении. Всего за исследуемый период времени в сейсмической зоне зарегистрировано восемь землетрясений с $M \geq 6.5$, средняя глубина гипоцентров составляет порядка 26 км. 14 ноября 2001 г. в Северном Тибете произошло катастрофическое землетрясение с $M=7.8 \div 8.1$ при глубине гипоцентра ≈ 10 км, образовав на поверхности разрыв длиной около 450 км. Это событие приурочено к западному сегменту сдвигового разлома Кунь-Лунь. До 2001 г. в западном и восточном сегментах разлома было зафиксировано два сильных землетрясения с $M=7.8$ (1997 г.) и $M=7.5$ (1937 г.) соответственно [Aiming Lin, Jianming Guo, 2009]. Последнее разрушительное событие произошло 13 апреля 2010 г. в южной провинции Цинхая (Китай) с $M=6.9$ при глубине гипоцентра порядка 10 км, эпицентр приурочен к области тектонических сдвигов в Восточном Тибете.

Тянь-Шаньская СЗ ($\approx 2400 \times 550$ км) включает в себя горные системы Гиндукуш, Памир и Тянь-Шань. Горные системы образовались в результате коллизионного столкновения Индийской и Евразийской плит. Наиболее изучаемой структурой в сейсмической зоне является Таласо-Ферганская разломная зона, протягивающаяся на ≈ 500 км с северо-запада на юго-восток, разделяя Тянь-Шань и Памир. Смещения по разлому совершаются со скоростью 8–16 мм/год [Burtman et al., 1996].

Тянь-Шаньская СЗ является одной из самых активных областей на Земле. Она характеризуется частыми умеренными и сильными землетрясениями. В районе Тянь-Шаня, в зоне сочленения Тарима и Тянь-Шаня, в зоне Дарваз-Каракульского разлома преобладают землетрясения с надвиговой и взбросовой компонентой. На территории Памира, в зоне тройного сочленения Памира, Тянь-Шаня и Тарима, наблюдаются землетрясения со сдвиговой компонентой. Землетрясения со сбросовой компонентой регистрируются только в узкой полосе 73-го градуса в.д. на Памире [Кучай, Бушенкова, 2009]. Всего за период с 1896 г. по 2010 г. в данной сейсмической зоне зарегистрировано 22 землетрясения с $M \geq 6.5$, средняя глубина гипоцентров составляет порядка 114 км. В 1992 г. в Северном Тянь-Шане произошло катастрофическое Сусамырское землетрясение с $M=7.4$. Его очаг приурочен к дизъюнктивному узлу пересечения разломов близширотной тянь-шанской (Арамсуйский взбросо-сдвиг) и северо-западной таласо-ферганской (Ичкелетау-Сусамырский сдвиг) ориентировки [Рогожин, 2000]. В последнее де-

сятилетие катастрофические разрушительные землетрясения с $M \geq 7.5$ не происходили.

Гималайская СЗ географически совпадает с Гималайской горной системой и протягивается на 2400 км при средней ширине 500 км. Она образовалась в результате коллизии Индостанской и Евразийской литосферных плит с высокой скоростью порядка 100 мм/год [Shanker, Sharma, 1998]. В настоящее время сближение плит происходит с более низкой скоростью – 56 мм/год [Basudeo Rai, 2004]. Регион является сейсмически активным – наблюдаются частые землетрясения умеренной и большой силы. Весь район Гималаев можно разделить на четыре основные структуры: Большие Гималаи, Главный центральный надвиг, Главный боковой надвиг и Индо-Гангская долина. Наиболее сейсмически активными являются Главный центральный надвиг и Главный боковой надвиг. К ним приурочена большая часть произошедших умеренных и сильных катастрофических землетрясений. Наименее активной является Индо-Гангская долина, она характеризуется слабыми и умеренными (редкими) сейсмическими событиями [Basudeo Rai, 2004]. За рассматриваемый промежуток времени – 1986–2010 гг. – в Гималайской сейсмической зоне зафиксировано восемь сейсмических событий с $M \geq 6.5$ при средней глубине гипоцентров порядка 27 км. 8 октября 2005 г. произошло катастрофическое землетрясение с $M=7.6 \div 7.8$ при глубине гипоцентра ≈ 26 км в Кашмире [Avouac et al., 2006]. Образовавшийся разрыв протянулся на 75 км, активизировав разломы Танда и Музаффарабад.

СЗ Кюсю Средиземноморско-Трансазиатского СП по протяженности составляет ≈ 1900 км при средней ширине 450 км. Она располагается в субдукционной зоне между Филиппинской и Евразийской плитами. Субдукция Филиппинской плиты под Евразийскую происходит вдоль впадины Рюкю и прогиба Нанкай со скоростью 5 см/год. СЗ характеризуется высокой сейсмичностью с возможными землетрясениями с $M > 8$. Наиболее сейсмически опасной частью СЗ Кюсю является Нанкайский прогиб, в нем неоднократно фиксировались землетрясения с $M > 8$, в то время как во впадине Рюкю приурочены сейсмические события, магнитуда которых меньше 7.5 [Nishizawa et al., 2009]. 26 февраля 2010 г. наблюдалось землетрясение с $M=7.0$ (≈ 22 км), приуроченное ко впадине Рюкю. Всего за период 1896–2010 гг. в данной сейсмической зоне зарегистрировано 24 землетрясения с $6.5 \leq M < 7.5$, средняя глубина гипоцентров составляет порядка 41 км. По имеющимся данным, за исследуемый период катастрофических землетрясений с $M \geq 7.5$ в пределах зоны не происходило.

Восточно-Африканский СП, протяженностью порядка 15200 км в длину и ≈ 700 км в ширину, простирается с юга на север от 30° ю.ш., 25° в.д. вдоль Восточно-Африканской рифтовой системы, рифта Красного моря к северу Сирийской пустыни – вдоль меж-

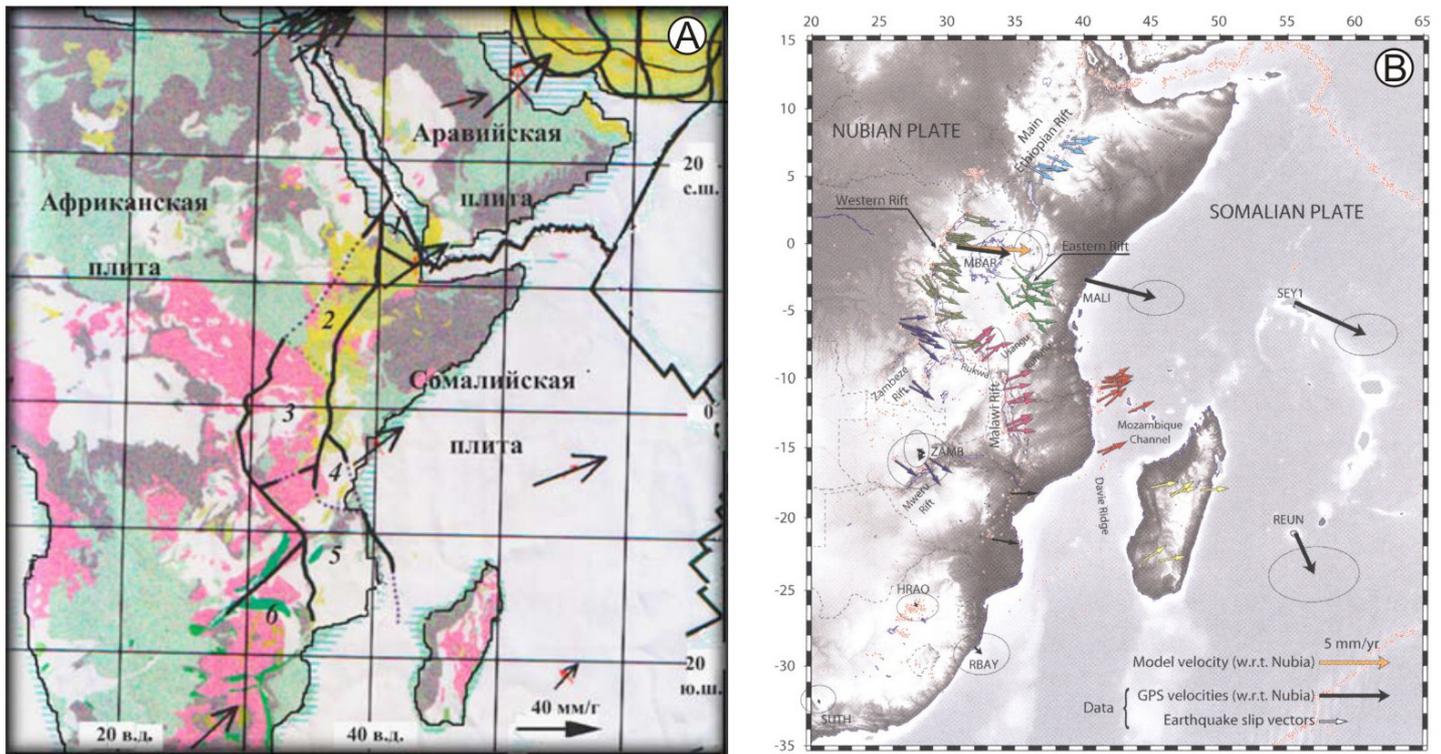


Рис. 13. А – схема блокового строения литосферы Восточной Африки между Африканской и Сомалийской литосферными плитами [Гатинский и др., 2008]. Показаны границы плит и блоков (точечный пунктир – предполагаемые) и векторы (стрелки) горизонтальных перемещений в системе International Terrestrial Reference Frame (ITRF). Цифрами обозначены блоки: 1 – Данакиль, 2 – Западно-Эфиопский, 3 – Виктория, 4 – Додома, 5 – Зомба-Рувума, 6 – Южно-Африканский; В – современная кинематика Восточно-Африканского рифта: GPS-скорости (стрелки, показаны по отношению к Нубии) и направления вектора распространения землетрясения (цветные полосы обозначают региональные группы) [Calais et al., 2006].

Fig. 13. А – Scheme of the block structure of the lithosphere of East Africa between the African and Somali lithospheric plates [Гатинский и др., 2008]. Boundaries of plates and blocks are shown by dotted lines; vectors of horizontal displacements are shown by arrows; the data are presented in International Terrestrial Reference Frame (ITRF). Blocks are numbered: 1 – Danakil; 2 – West Ethiopian; 3 – Victoria; 4 – Dodoma; 5 – Zomba-Ruvuma; 6 – South African; В – Recent kinematics of the West African rift: GPS velocities (arrows relative to Nubia) and directions of earthquake propagation vectors (coloured bands show regional groups) [Calais et al., 2006].

плитных границ Африканской (Нубийской) плиты, Сомалийской и Аравийской плит (рис. 13, А). Межплитной границей служит Восточно-Африканская рифтовая система протяженностью порядка 5000 км [Calais et al., 2006]. Движение Сомалийской и Аравийской плит на северо-восток происходит со скоростью 35–44 мм/год, восточная часть Африканской плиты смещается со скоростью 25–32 мм/год [Гатинский и др., 2008]. На протяжении всего пояса преобладает растягивающее напряжение $\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$; только на северном окончании отмечается область растяжения со сдвигом $\sigma_z = \sigma_y \gg \sigma_x$.

На долю пояса приходится 0.9 % от общей массы сейсмических событий с $M \geq 4.5$ с 1896 г. по 2010 г. Всего в нем зафиксировано 11 землетрясений с $6.5 \leq M < 7.5$ при средней глубине гипоцентров ≈ 20 км.

В поясе выделяется одна СЗ – Восточно-Африканская. Она протягивается вдоль Восточно-Африканской рифтовой системы (рис. 13, В) – южные окончания Западного и Восточного рифтов, рифта Малави и риф-

та Мверу – на 3600 км при средней ширине 200 км. В ней зафиксировано восемь землетрясений с $6.5 \leq M < 7.5$ при средней глубине гипоцентров ≈ 20 км. Землетрясений с $M \geq 7.5$ за исследуемый период времени с 1986 г. по 2010 г. в зоне не наблюдалось.

Срединно-Индийский СП, протяженностью порядка 10500 км в длину и ≈ 800 км в ширину, простирается с юга на север вдоль Срединно-Индийского хребта и хребта Карлсберг, разделяя Африканскую и Индо-Австралийскую плиты. Развитие спрединга происходит с низкой скоростью (от 1.1 до 2.5 см/год) в направлении с востока на запад в хребте Шеба (Аданский залив), с северо-запада на юго-восток в хребте Карлсберг, с севера на юг в Срединно-Индийском хребте [Radha Krishna, Arora, 1998]. Главным является растягивающее напряжение $\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$; только на северной и северо-западной границах между Аравийской и Сомалийской плитами отмечаются области растяжения со сдвигом $\sigma_z = \sigma_y \gg \sigma_x$.

На долю Срединно-Индийского пояса приходится

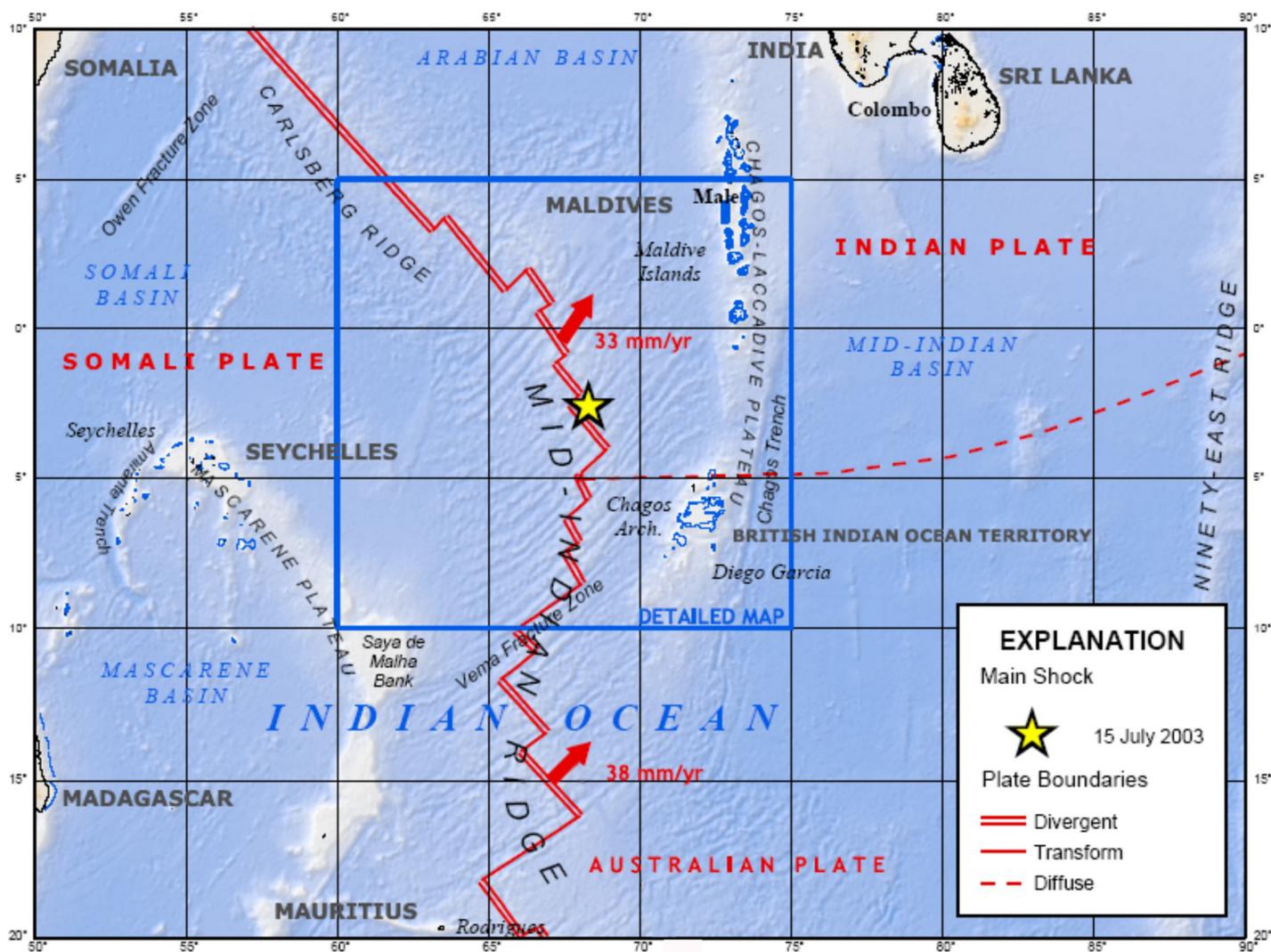


Рис. 14. Тектоническая обстановка и эпицентр землетрясения 15 июля 2003 г. в Индийском океане, приуроченный к сочленению хребтов Карлсберга и Срединно-Индийского [M7.6 Carlsberg Ridge Earthquake..., 2003].

Fig. 14. Tectonic environment and the earthquake epicentre of 15 July 2003 in the Indian Ocean, that was associated with the junction of the Carlsberg and Mid-Indian ridges [M7.6 Carlsberg Ridge Earthquake..., 2003].

1.3 % от общей массы сейсмических событий с $M \geq 4.5$ с 1896 г. по 2010 г. Землетрясения в сейсмическом поясе приурочены как к океаническим хребтам, так и к трансформным зонам, пересекающим их. При этом большинство событий сконцентрированы в местах смещения соседних сегментов хребта [Radha Krishna, Arora, 1998]. Всего в нем зафиксировано пять землетрясений с $M \geq 6.5$ при средней глубине гипоцентров ≈ 21 км. Выделить в поясе сейсмические зоны невозможно по причине недостаточного количества сейсмических событий с $M \geq 6.5$, произошедших за исследуемый период. В последние годы в поясе наблюдалось одно сильное событие – 15 июля 2003 г. с $M = 7.6$ при глубине гипоцентра ≈ 10 км, приуроченное к сочленению хребтов Карлсберга и Срединно-Индийского (рис. 14).

Самый протяженный СП Земли – Антарктический, порядка 46800 км в длину и ≈ 1250 км в ширину, опоясывает Антарктическую плиту. Антарктический СП включает в себя микроплиту Скоша, Америко-Атлантический, Атлантико-Индийский, Юго-Западный и Юго-Восточный Индийские хребты, Тихоокеанско-Антарктический хребет, южную оконечность Восточно-Тихоокеанского хребта и южную границу плиты Наска. Преобладающими в данном сейсмическом поясе являются области растягивающего напряжения литосферы $\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$. Северная и южная границы микроплиты Скоша, центральная часть Юго-Западного Индийского хребта и южная граница плиты Наска приурочены к областям растяжения со сдвигом $\sigma_z = \sigma_y \gg \sigma_x$. Также в поясе встречается область сжимающего напряжения $\sigma_x > \sigma_y > \sigma_z$, протягивающаяся от

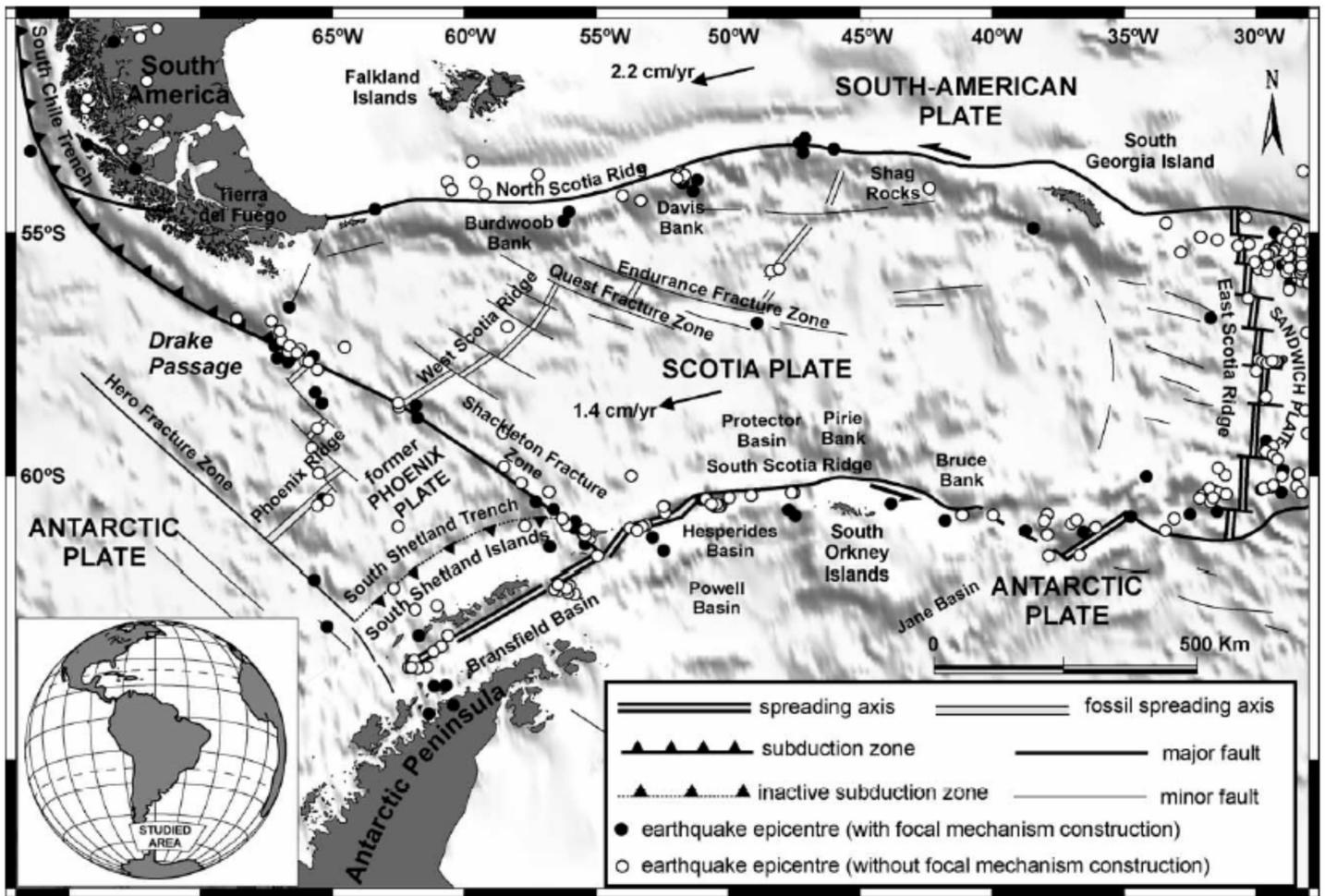


Рис. 15. Тектоническая схема основных геологических структур и межплитных границ в районе дуги Скоша и Антарктического полуострова [Giner-Robles et al., 2003].

Fig. 15. Tectonic scheme of main geological structures and inter-plate boundaries in the area of the Skosh arc and the Antarctic peninsula [Giner-Robles et al., 2003].

южной границы плиты Наска до микроплиты Скоша, затрагивая ее западную границу.

На Антарктический пояс приходится порядка 4.5 % от общего числа землетрясений с $M \geq 4.5$ с 1986 г. по 2010 г. – четвертый по степени сейсмической активности пояс Земли. Всего в поясе зафиксировано 61 событие с $M \geq 6.5$ (средняя глубина гипоцентров ≈ 14 км), что позволило выделить в нем четыре сейсмические зоны: Георгиевскую, Юго-Западную Индийскую, Юго-Восточную Индийскую и Австрало-Антарктическую.

Георгиевская сейсмическая зона располагается вдоль северной и южной границ плиты Скоша, Сандвичевой микроплиты и южной оконечности Юго-Западного Индийского хребта, разделяя Южно-Американскую и Антарктическую главные плиты. Ее протяженность составляет около 11500 км при средней ширине ≈ 500 км. Границы между плитой Скоша и Южно-Американской и Антарктической плитами вы-

тянуты в западно-восточном направлении и являются левосторонними сдвигами (рис. 15). Смещения по северному и южному хребтам Скоша происходят со скоростями 0.5 см/год и 1 см/год соответственно. Тектонические границы плиты Скоша характеризуются умеренной сейсмичностью, тогда как к Сандвичевой субдукционной зоне (между Южно-Американской и Сандвичевой плитами) приурочена большая часть произошедших за историческое время землетрясений [Giner-Robles et al., 2003]. Южная оконечность Юго-Западного Индийского хребта характеризуется низким уровнем сейсмичности с возможным возникновением землетрясений с $M > 6.5$. За исследуемый период времени с 1896 г. по 2010 г. в Георгиевской сейсмической зоне наблюдалось 34 землетрясения с $M \geq 6.5$ при средней глубине гипоцентров порядка 24 км. У Южных Оркнейских островов 4 августа 2003 г. произошло сильное землетрясение с $M = 7.6$, с глубиной гипоцентра ≈ 10 км на границе плит Скоша и Антарктической.

До этого самым сильным толчком было землетрясение 1973 г. с $M=6.4$ [Ekstrom et al., 2005].

Австрало-Антарктическая СЗ располагается на стыке Юго-Восточного Индийского и Тихоокеанско-Антарктического хребтов, ее протяженность составляет около 3600 км, а средняя ширина – 150 км. Спрединг на границе Антарктической плиты с Австралийской и Тихоокеанской происходит со скоростями 6.77 см/год и 7.27 см/год соответственно. Последнее крупное землетрясение в Австрало-Антарктической зоне произошло 25 марта 1998 г. на расстоянии 350 км от Австрало-Антарктической межплитной границы и 100 км от любого другого из хорошо локализованных землетрясений [Reading, 2006]. Всего за исследуемый период в сейсмической зоне зарегистрировано восемь землетрясений с $M \geq 6.5$, средняя глубина гипоцентров составляет порядка 13 км. Георгиевская и Австрало-Антарктическая сейсмические зоны показаны как наиболее опасные с зарегистрированными землетрясениями с $M \geq 7.5$ за столетний период.

Юго-Западная Индийская сейсмическая зона находится в центральной части Юго-Западного Индийского хребта и протягивается на 4900 км при средней ширине 200 км. Скорость спрединга в хребте колеблется от 1.1 до 2.5 см/год в направлении с северо-востока на юго-запад. За исследуемый период времени в зоне произошло шесть сейсмических событий с $6.5 \leq M < 7.5$ с глубиной гипоцентра ≈ 14 км. Юго-Восточная Индийская сейсмическая зона находится в юго-западной части Юго-Восточного Индийского хребта и протягивается на 1000 км при средней ширине 400 км. Всего зарегистрировано четыре события с $6.5 \leq M < 7.5$ с глубиной гипоцентра ≈ 16 км за 1986–2010 гг. Обе сейсмические зоны характеризуются умеренной сейсмичностью с возможными землетрясениями с $M < 7.5$. В основном сейсмические события в них приурочены к местам смещения соседних сегментов Юго-Западного и Юго-Восточного Индийских хребтов [Radha Krishna, Arora, 1998].

Арктический СП, протяженностью порядка 20300 км в длину и ≈ 300 км в ширину, простирается от разломной зоны Шпицберген вдоль хребта Гаккеля и Охотско-Ленского сейсмического района к западному побережью полуострова Камчатка. Охотско-Ленский сейсмический район охватывает структуры Верхояно-Чукотской складчатой области, краевой Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, часть акватории морей Лаптевых и Охотского; протягивается от низовьев р. Лены и северной части Верхоянского хребта через хребет Черского к северному побережью Охотского моря, соединяясь на северо-западе с хребтом Гаккеля и на юго-востоке через залив Шелихова с западным побережьем Камчатки. Гипоцентры землетрясений располагаются в пределах земной коры на глубинах не более 25–30 км. Магнитуда землетрясений не превышает в среднем ~ 6.5 [Vashchilov, Kalinina, 2008].

Наиболее протяженный в СП хребет Гаккеля рас-

полагается в Арктическом океане и является одной из самых медленно развивающихся спрединговых структур на планете. Скорость раздвижения составляет 0.6 см/год на восточном окончании (в море Лаптевых) и 1.3 см/год на западном окончании вблизи Гренландии [Coakley, Cochran, 1998; Tolstoy et al., 2001]. Хребет достаточно высокий с широкой осевой долиной и высотой стен порядка 1–2 км. Медленный спрединг сопровождается вулканизмом и землетрясениями слабой и умеренной силы. Редко отмечаются события с $M = 5.5 \div 6.5$.

Преобладающим в СП является растягивающее напряжение $\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$, только вдоль Верхоянского хребта до Корьякского хребта отмечаются области сжатия со сдвигом $\sigma_x \gg \sigma_y = \sigma_z$ и области сдвига $\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$.

Арктический СП – наименее сейсмически активный – всего 0.23 % от общей массы событий с $M \geq 4.5$ здесь зафиксировано с 1896 г. по 2010 г. Выделить в нем сейсмические зоны трудно из-за отсутствия событий с $M \geq 6.5$.

Карибский СП по протяженности составляет около 5900 км в длину и ≈ 950 км в ширину. Пояс в форме полупетли протягивается вдоль межплитной границы между Карибской, Северной и Южной Американскими плитами. Скорость движения Карибской плиты на границах с Северо-Американской и Южно-Американской плитами составляет около 20 мм/год [Mann et al., 2002; Tarr et al., 2010]. Преобладающими в поясе являются сдвиговые напряжения $\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$; в районе впадин Пуэрто-Рико и Авес отмечается область сжатия со сдвигом $\sigma_x \gg \sigma_y = \sigma_z$.

На долю Карибского СП приходится 0.8 % от общей массы сейсмических событий с $M \geq 4.5$ с 1896 г. по 2010 г. Всего в нем зафиксировано 13 землетрясений с $M \geq 6.5$ при средней глубине гипоцентров ≈ 30 км. В поясе выделяются две СЗ – Пуэрто-Рико-Тринидадская и Кубинская.

Пуэрто-Рико-Тринидадская СЗ протягивается на 1400 км при средней ширине 300 км вдоль южной части Пуэрто-Риканской впадины. В зоне зафиксировано восемь землетрясений с $M \geq 6.5$ при средней глубине гипоцентров ≈ 47 км. С 2000 г. землетрясения с $M \geq 7.5$ не зафиксированы.

Кубинская СЗ протягивается на 3600 км при средней глубине 250 км вдоль Каймановской впадины к северо-западному окончанию Пуэрто-Риканской впадины. Конвергенция между Северо-Американской и Карибской плитами в районе Эспаниолы разделена между движением по параллельным межплитным границам (разломам Septentrional и Enriquillo) и движением по сбросовой межплитной границе по Северо-Эспаниольскому разлому. На востоке движение плит происходит по наклонным сдвиговым разломам, ограничивающим Пуэрто-Риканский блок с севера (Пуэрто-Риканская субдукционная зона) и юга (надвиг Муртос). Тектонические движения по границе между

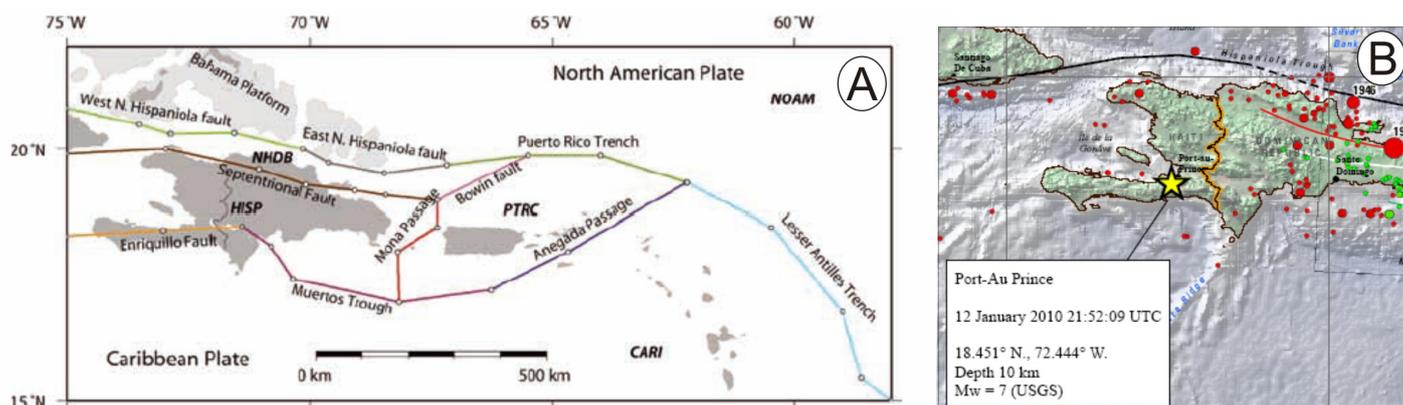


Рис. 16. А – блоковая модель Северо-Восточного Карибского бассейна. Линии разломов показаны цветом, узлы разломов показаны светлыми кружками. Аббревиатура NOAM – Северо-Американский блок, CARI – Карибский блок, PTRC – блок Пуэрто-Риканско-Виргинских островов, HISP – Гаитянский блок, NHDB – Северо-Гаитянский деформационный блок [Manaker et al., 2008]; В – эпицентр катастрофического землетрясения на Гаити 12 января 2010 г. Кружками показаны эпицентры землетрясений с глубиной гипоцентров: красные – 0–69 км, зеленые – 70–299 км (фрагмент постера [Tarr et al., 2010]).

Fig. 16. А – block model of the North-Western Caribbean basin. Faults are shown by coloured lines; fault nodes are shown by light circles. Blocks: NOAM – North American; CARI – Caribbean; PTRC – Puerto Rica – Virgin Islands; HISP – Haiti; HDB – North Haiti deformation block [Manaker et al., 2008]; В – the epicentre of the Haiti catastrophic earthquake of 12 January 2010. Earthquake epicentres are shown by circles; their depths are shown in colours: red – 0–69 km; green – 70–299 km, according to [Tarr et al., 2010].

Северо-Американской и Карибской плитами могут генерировать сильные землетрясения в разломах Septentrional ($M_w \geq 7.5$) и Enriquillo ($M_w \geq 7.2$) [Manaker et al., 2008]. Всего в Кубинской сейсмической зоне за исследуемый промежуток времени зафиксировано пять сейсмических событий с $M \geq 6.5$ при средней глубине гипоцентров ≈ 13 км. 12 января 2010 г. в Порт-о-Принсе на Гаити произошло катастрофическое землетрясение с $M = 7.0$ при глубине гипоцентра ≈ 10 км (рис. 16). Событие приурочено к разлому Enriquillo.

СП Кокос-Наска, протяженностью 12 100 км в длину и ≈ 900 км в ширину, простирается вдоль западных границ плит Кокос и Наска, а также вдоль границы между этими плитами. Главными в поясе являются растягивающие напряжения $\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$. На южной и юго-западной границах плиты Наска отмечается область растяжения со сдвигом $\sigma_z = \sigma_y \gg \sigma_x$; вдоль восточной части межплитной границы Кокос-Наска – область сдвиговых напряжений $\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$.

На пояс Кокос-Наска приходится 1.2 % от общего количества сейсмических событий с $M \geq 4.5$ с 1896 г. по 2010 г. Всего в нем зафиксировано 13 землетрясений с $M \geq 6.5$ при средней глубине гипоцентров ≈ 16 км. Северная граница плиты Наска проходит по системе рифтов Галапагос, отделяющей Наска от плиты Кокос. Для межплитной границы характерны редкие землетрясения с $M \leq 6.5$, локализующиеся преимущественно в западной части рифтовой системы Галапагос. Плита Кокос характеризуется редкими мелкофокусными слабыми землетрясениями с возможными событиями $M \approx 6.5$. На границе плит Кокос и Наска с Тихо-

океанской плитой отмечаются многочисленные слабые сейсмические события. Основная масса происходящих землетрясений приурочена к трансформным разломам, секущим Восточно-Тихоокеанский хребет. В трансформных разломах отмечаются сравнительно большие глубины очагов землетрясений. К ним также приурочены относительно сильные события с $M \sim 6.5$ [Апродов, 2000].

В поясе выделяется одна СЗ – Наска. Она протягивается вдоль юго-западной и южной границ плиты Наска на 4800 км при средней ширине 300 км от Восточной разломной зоны вдоль разломной зоны Челенджера до Чилийского поднятия. Для нее характерны частые мелкофокусные землетрясения, обусловленные интенсивным продвижением плиты Наска на ВСВ вдоль Антарктической плиты [Апродов, 2000]. В сейсмической зоне за исследуемый период времени зафиксировано десять землетрясений с $6.5 \leq M < 7.5$ при средней глубине гипоцентров ≈ 15 км. Сейсмических событий с $M \geq 7.5$ за 1986–2010 гг. в ней не отмечено.

Алтае-Охотоморский СП, протяженностью порядка 8000 км в длину и ≈ 450 км в ширину, является внутриконтинентальным и располагается в северо-восточном секторе Азии. Он включает в себя Алтайскую, Хангайскую и Саянскую горные системы, Яблоновый и Становой хребты, Байкальскую рифтовую систему, северное окончание Сихотэ-Алинского хребта. Алтае-Охотоморский СП приурочен к новейшему орогенному поясу Азии, расположенному между Сибирской и Индостанской докембрийскими платформами.

В поясе присутствуют все типы напряженного со-

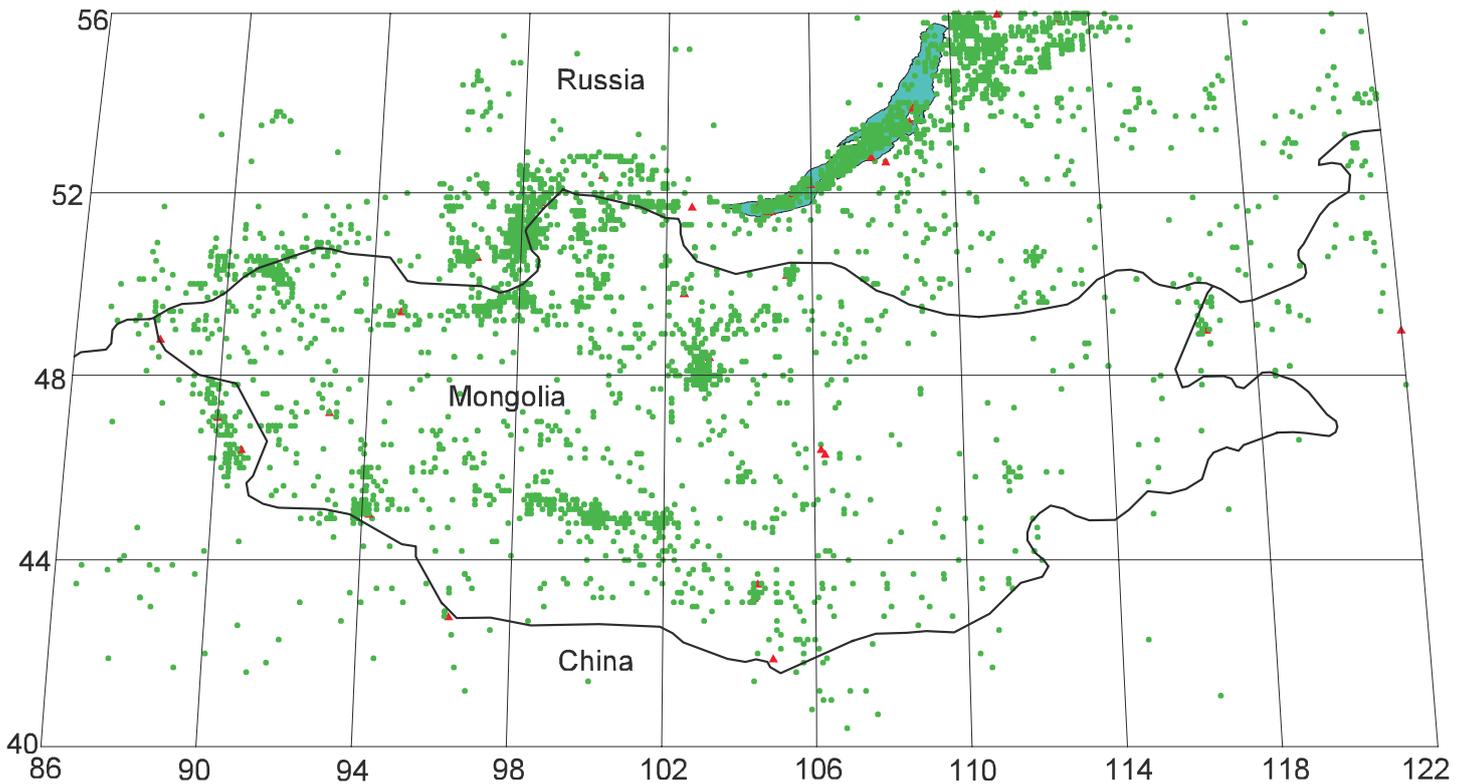


Рис. 17. Сейсмичность северо-востока Центральной Азии по данным Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН за период 1960–2003 гг. Эпицентры землетрясений показаны: зелеными точками с $3.5 \leq M < 5.5$, красными треугольниками с $M \geq 5.5$.

Fig. 17. Seismicity of the north-eastern regions of Central Asia, according to data from the Baikal Branch of the Geophysical Survey of SB RAS for the period from 1960 through 2003. Green dots show earthquakes with $3.5 \leq M < 5.5$; red triangles show earthquakes with $M \geq 5.5$.

стояния литосферы: области растяжения $\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$ и растяжения со сдвигом $\sigma_z = \sigma_y \gg \sigma_x$ – центральный и северо-восточный фланги Байкальской рифтовой системы; области сжатия $\sigma_x > \sigma_y > \sigma_z$ и сжатия со сдвигом $\sigma_x \gg \sigma_y = \sigma_z$ – Становой хребет, юго-восточный фланг Байкальской рифтовой системы, Алтай, Хангай; области сдвига $\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$ – остальная территория пояса.

На долю Алтае-Охотоморского СП приходится 1.0 % от общей массы сейсмических событий с $M \geq 4.5$ с 1896 г. по 2010 г. Всего в нем зафиксировано за столетний период 48 землетрясений с $M \geq 6.5$ при средней глубине гипоцентров ≈ 20 км. В поясе выделяются три сейсмические зоны – Байкальская, Алтайская и Монгольская. На рисунке 17 показаны эпицентры землетрясений, использованные для выделения Алтае-Охотоморского СП.

Байкальская СЗ протягивается на 3 200 км при средней ширине 350 км по центральной части Байкальской рифтовой системы. Байкальская рифтовая система образовалась в результате взаимодействия Сибирской и Амурской плит. Байкальская СЗ характеризуется высокой плотностью землетрясений с $M < 5.0$ и редкими событиями с $M > 5.0$. Большинство сильных событий происходит на флангах Байкальской рифтовой системы

[Sherman, Gladkov, 1999]. Сейсмических событий, превышающих по магнитуде 7.5, в Байкальской СЗ за исследуемый промежуток времени 1986–2010 гг. не наблюдалось. Землетрясений с $6.5 \leq M < 7.5$ зарегистрировано 26 при средней глубине гипоцентров ≈ 18 км. Наиболее сильным за последние годы стало Култукское землетрясение с $M = 6.3$, произошедшее 27 августа 2008 г. на Южном Байкале.

Алтайская СЗ протягивается на 900 км при средней ширине 350 км вдоль Горного Алтая. Большинство исследователей считают, что Алтайская СЗ образовалась в результате Индо-Евразийской коллизии. До 2003 г. территорию Алтая относили к сейсмически умеренным. Произошедшее 27 сентября 2003 г. катастрофическое Чуйское землетрясение с $M = 7.3 \div 7.5$ при глубине гипоцентра ≈ 18 км с образовавшимся крупным поверхностным разрывом [M7.3 Respublika Altay, Russian Federation Earthquake..., 2003] позволило отнести Алтайскую зону к сейсмоопасным территориям с возможными сильными разрушительными сейсмическими событиями с $M > 7.0$ (рис. 18). Очаг землетрясения располагался в пределах Северо-Чуйского хребта, Чуйской и Курайской межгорных впадин и разделяющего их Чаган-Узунского приподнятого блока. Землетрясение сопровождалось большим количеством аф-

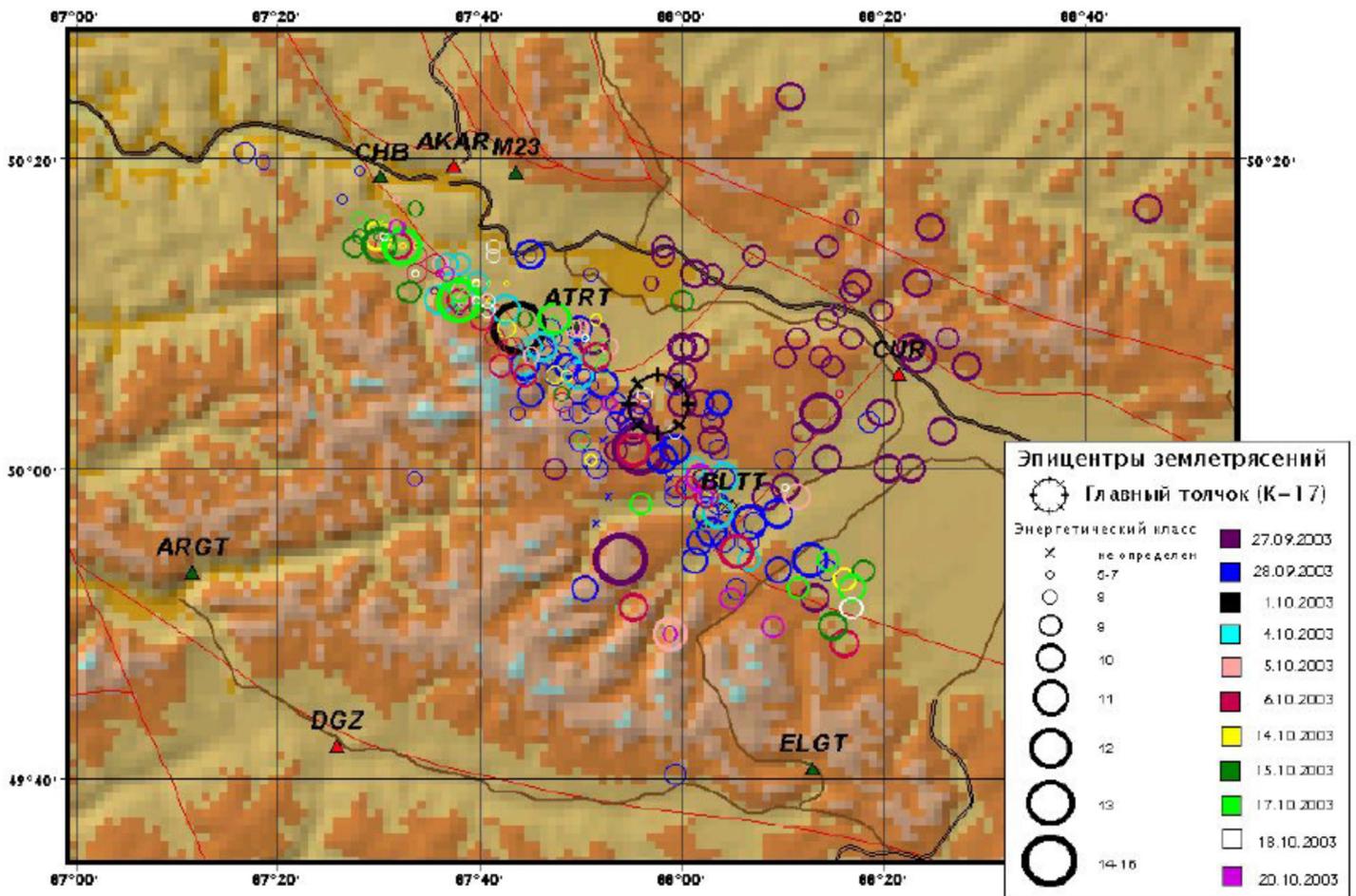


Рис. 18. Чуйское землетрясение 27 сентября 2003 г. и его афтершоки [Гольдин и др., 2003].

Fig. 18. The Chuya earthquake of 27 September 2003 and its aftershocks [Гольдин и др., 2003].

тершоков с $M \leq 7$ [Гольдин и др., 2003]. В Алтайской зоне отмечаются периодические затишья. В промежутке между тремя сильными событиями в этом регионе (Урег-Нурское 1970 г., Зайсанское 1990 г. и Чуйское 2003 г.) сейсмический режим достаточно стабилен и происходящие здесь редкие землетрясения не превышали по магнитуде 4.7. После каждого сильного события Алтайская зона становилась на несколько лет сейсмически активной с частыми землетрясениями с $M > 5.5$ [Дядьков, Кузнецова, 2008]. Всего за исследуемый период времени 1986–2010 гг. в Алтайской сейсмической зоне зарегистрировано три сильных события с $6.5 \leq M < 7.5$ при средней глубине гипоцентров ≈ 18 км. Землетрясений с $M > 7.5$ за исследуемый промежуток времени в Алтайской зоне не наблюдалось.

Монгольская СЗ протягивается на 2 500 км при средней ширине 550 км вдоль Монгольского Алтая, Гоби-Алтая и Хангая. Она характеризуется умеренной сейсмичностью с редкими сильными событиями. Сопоставляя Монгольскую зону с Байкальской, необходимо отметить, что Монгольская зона менее сейсмиче-

ски активна. В ней зарегистрировано 19 землетрясений с $6.5 \leq M < 7.5$ при средней глубине гипоцентров ≈ 24 км. Наиболее сильным событием в Монгольской зоне является Гоби-Алтайское землетрясение 4 декабря 1957 г. с $M=8.1$. В результате этого землетрясения самый крупный разрыв достигал в длину 250 км при ширине 9–11 м. Детальный геолого-структурный анализ эпицентральной зоны землетрясения показал определяющую роль разрывной тектоники и ее многофакторную функцию на различных стадиях подготовки и реализации сейсмического процесса.

Изложенные фактические материалы по СП и СЗ, их общая геодинамическая обстановка, линейно вытянутая локализация очагов землетрясений и другие данные свидетельствуют о необходимости оценивать структурные факторы контроля сейсмического процесса и его составляющей – локализации очагов землетрясений – на всех иерархических уровнях: от сейсмических поясов к сейсмическим зонам и от них – к разломным зонам как концентраторам напряжений и структурам, локализующим очаги землетрясений. Из-

за различия структурных факторов контроля СП и СЗ и масштабности их проявления возникают существенные отличия в критериях возникновения землетрясений разной силы. Редкие катастрофические землетрясения в СП являются результатом эволюционного развития межплитных и крупных межблоковых границ в интервалах геохронологической шкалы времени и/или нарушения закономерностей эволюционного процесса из-за катастрофических землетрясений в близлежащем СП. Исследователям еще предстоит разработка тектонофизических моделей СП. Землетрясения средней силы и редкие сильные события являются результатом воздействия деформационных волн на метастабильное состояние зоны современной деструкции литосферы как структурной основы СЗ [Sherman, 2009]. В них время между событиями исчисляется в шкалах реального времени (десятки лет, годы, месяцы), которое по отношению к временным периодам геологической эволюции межплитных и других крупных структурных границ может рассматриваться как мгновенное. В подобном исчислении времени метастабильное состояние зон современной деструкции литосферы может нарушаться не столько «эволюционным геологическим процессом», сколько факторами внешнего воздействия в интервалах реального времени. Подобный процесс в качестве примера и возможного тестирования в других СЗ рассмотрен на примере хорошо изученной Байкальской СЗ.

5. О СТРУКТУРНОМ КОНТРОЛЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗОН И ВОЗМОЖНОСТЯХ СРЕДНЕСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Пространственная связь СП с крупнейшими структурами Земли – границами плит, структурная ситуация в границах выделенных СЗ и концентрация очагов землетрясений в областях динамического влияния разломов дают основание акцентировать внимание на необходимости уточнять пространственно-временные закономерности локализации очагов землетрясений в границах сейсмических зон. На подобное «структуро-контролирующее» направление исследований обращали внимание очень многие исследователи [Continental Intraplate Earthquakes..., 2007; Sherman et al., 2004; и мн. др.]. Чаще всего обнаруживается, что структурный контроль очагов землетрясений осуществляют как активные в данный конкретный период времени разломы, так и деструктивные зоны различного иерархического уровня и времени активизаций. В работе [Sherman et al., 2004] показана возможность выделения зон современной деструкции литосферы – концентраторов очагов землетрясений в СЗ. Детальное изучение зоны современной деструкции литосферы в Байкальской СЗ показало возможность структуризации сейсмических очагов различных магнитуд (классов) в областях динамического влияния разломов и построения тектонофи-

зической модели сейсмической зоны [Sherman, 2009]. Модель позволила уяснить пространственно-временную организацию и зональную структуру СЗ, ее полное соответствие закону Гутенберга-Рихтера и его зональному структурному отражению на карте (рис. 19).

Модель сейсмической зоны должна обосновывать закономерную последовательную схему реализации очагов землетрясений в конкретной зоне за заданный интервал времени. Он необходим для того, чтобы исключить из анализа начальный, доисторический, период развития сейсмической зоны, для которого нет инструментальных данных об очагах землетрясений, а также ту его последующую временную часть, для которой каталожные инструментальные данные об очагах являются неполными и (или) некачественными. Наиболее важен каталог землетрясений за реальное время (годы, десятилетия), что позволит использовать модель как прогнозный инструмент на соответствующий для экстраполяции ближайший период времени.

На основе тектонофизической модели сделана попытка среднесрочного прогноза землетрясений, который осуществляется на новых концептуальных положениях [Sherman, 2009].

СЗ может рассматриваться как самостоятельная сложнопостроенная структурная область литосферы. Ее образуют линейно вытянутая зона современной деструкции литосферы (концентратор наиболее сильных землетрясений) и окружающие зону разноранговые разломы, многие из которых одно- или многократно в реальном времени (месяцы, годы, десятилетия) селективно вовлекались в кратковременный процесс активизации. В вертикальном разрезе сейсмическая зона представляет собой древовидное формирование, ствол и ветви которого – суть разноранговые разрывы, потенциально контролирующие сейсмические события при своей активизации. Короткопериодная активизация разрывов в реальном времени и пространственно-временная локализация очагов землетрясений в их зонах возбуждаются деформационными волнами, которые рассматриваются как триггерный механизм нарушения метастабильного состояния разломно-блоковой среды литосферы, находящейся под постоянным воздействием регионального поля напряжений. На основе такой модели сделана попытка среднесрочного прогноза землетрясений. На рис. 20 дана карта деструктивных зон и основных разломов Байкальской СЗ с эпицентрами очагов землетрясений с $M \geq 4.4$ за 1950–2008 гг.

Были созданы ГИС Digital faults и разработаны алгоритмы для работы с базами данных по разломной тектонике и эпицентральных полям землетрясений. По предложенной методике изучена специфика пространственно-временного распространения очагов землетрясений по основным сегментам БСЗ и избранным активным разломам (рис. 20) [Sherman, Gorbunova, 2008]. Построенные графики позволили получить новую характеристику активных разломов – векторную

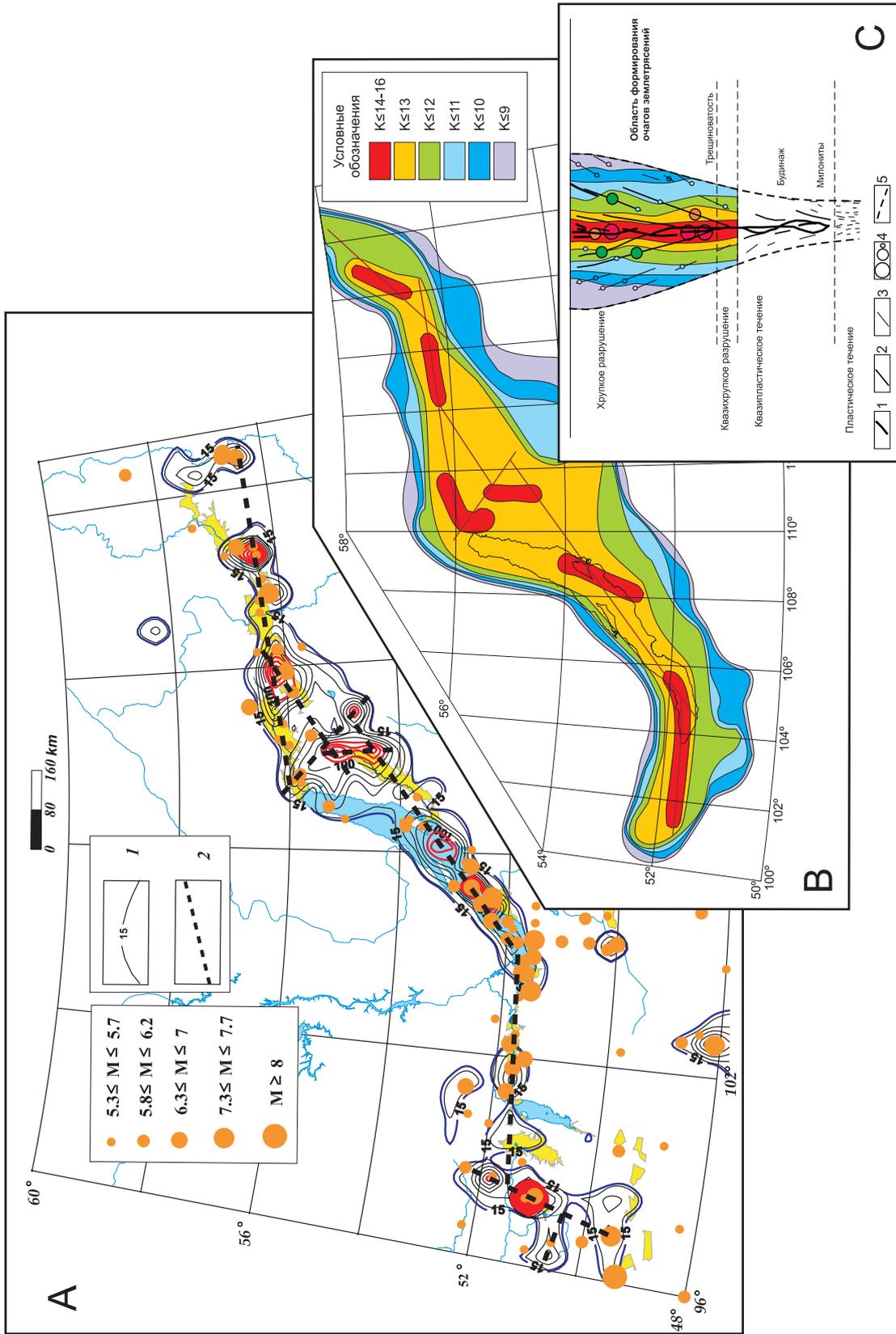


Рис. 19. Тектонофизическая модель Байкальской сейсмической зоны. *А* – сильные землетрясения в Байкальской СЗ; *1* – изолинии плотности эпицентров землетрясений; *2* – ось зоны современной деструкции литосферы; *В* – зональная структура эпицентрального поля землетрясений; *С* – вертикальный разрез сейсмической зоны; *1* – центральные области сегментов и отдельных фрагментов зоны современной деструкции литосферы; *2* – региональные разломы; *3* – локальные разломы; *4* – очаги сильных и слабых землетрясений; *5* – примерные границы сейсмической зоны.

Fig. 19. Tectonophysical model of the Baikal seismic zone. *A* – strong earthquakes in the Baikal seismic zone; *1* – isolines of earthquake epicentres density; *2* – axis of the recent lithospheric destruction zone; *B* – zonal structures of the epicentre field of earthquakes; *C* – vertical profile of the seismic zone. *1* – central areas of segments and separate fragments of the recent lithospheric destruction zone; *2* – regional faults; *3* – local faults; *4* – foci of strong and weak earthquakes; *5* – approximate boundaries of the seismic zone.

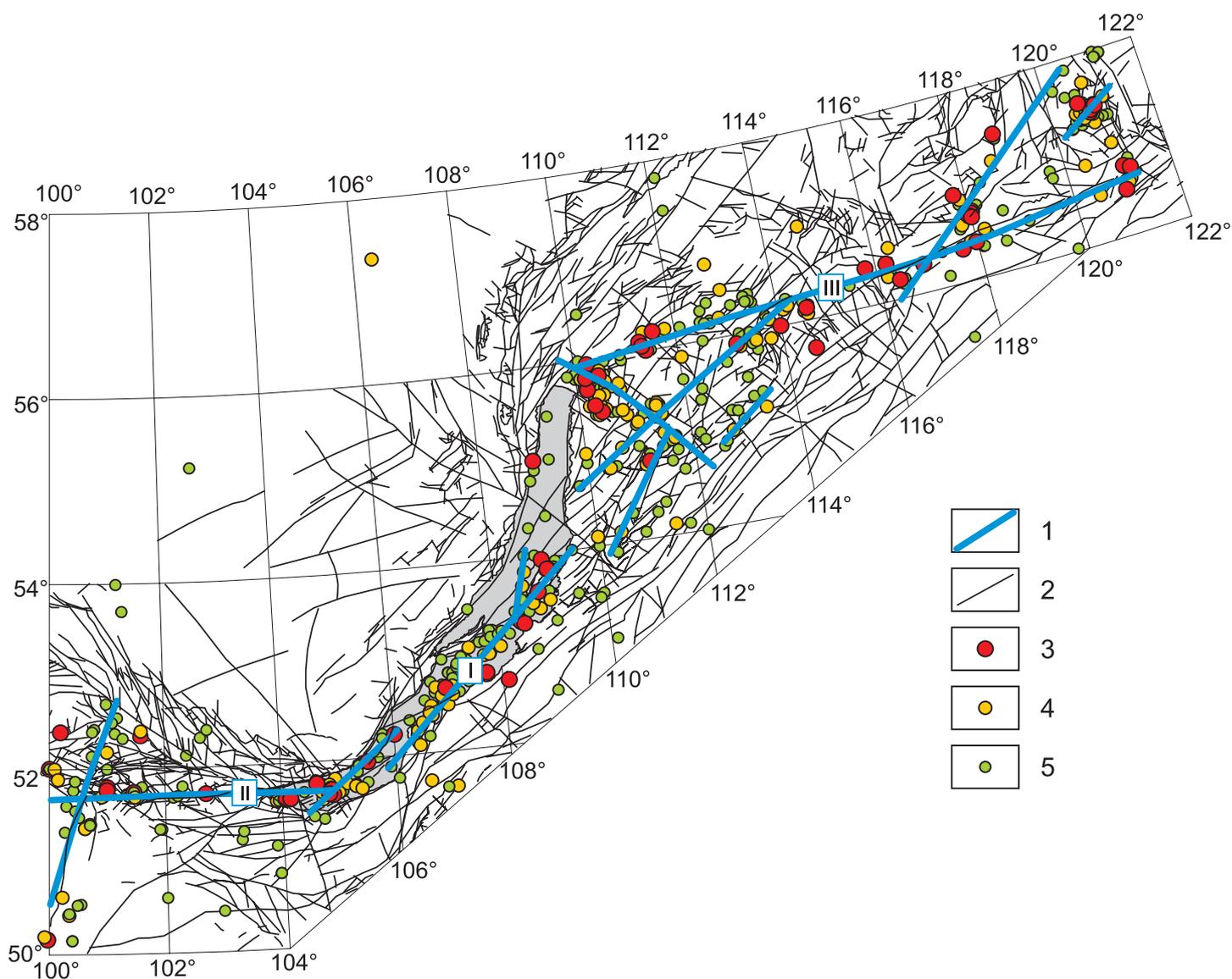


Рис. 20. Карта деструктивных зон (сегментов) и основных разломов Байкальской сейсмической зоны с эпицентрами очагов землетрясений с $K \geq 12$ ($M \geq 4.4$) за 1950–2008 гг. 1 – оси сегментов и отдельных фрагментов зоны современной деструкции литосферы; 2 – разломы Байкальской рифтовой системы; 3–5 – эпицентры очагов землетрясений с классами (магнитудами): 3 – ≥ 14 ($M \geq 5.6$), 4 – 13 ($M = 5$), 5 – 12 ($M = 4.4$).

Fig. 20. Map of destruction zones/segments and main faults of the Baikal seismic zone, showing epicentres of earthquake foci with $K \geq 12$ ($M \geq 4.4$) for the period from 1950 through 2008. 1 – axes of segments and separate fragments of the recent lithospheric destruction zone; 2 – faults of the Baikal rift system; 3–5 – earthquake epicentres: 3 – ≥ 14 ($M \geq 5.6$), 4 – 13 ($M = 5$), 5 – 12 ($M = 4.4$).

скорость активизации и вычислить математические зависимости пространственно-временной последовательности локализации мест сейсмических событий в областях динамического влияния разломов [Sherman, Gorbunova, 2010]. На графиках (рис. 21) показано время и место локализации эпицентров в основных сегментах БСЗ. Область их динамического влияния как концентраторов очагов землетрясений ограничена полосами шириной 15 км в обе стороны от обозначенных на картах осевых линий.

Выборка для составления графика содержит 242 землетрясения с $M \geq 4.4$, контролирующихся в трех сег-

ментах, в каждом из которых события группируются в три или четыре скопления, характеризующиеся достаточно высокими коэффициентами детерминации. Линии регрессии, кроме тесноты связи между событиями, характеризуют два дополнительных параметра: наклон линий воспроизводит вектор пространственно-временной последовательности миграций очагов землетрясений вдоль сегментов с запада на восток (ЮЗ и Центральный сегменты) или с востока на запад (СВ сегмент), а тангенс угла наклона линий к оси ординат характеризует среднюю фазовую скорость движения фронта волны, последовательно возбуждающей очаги

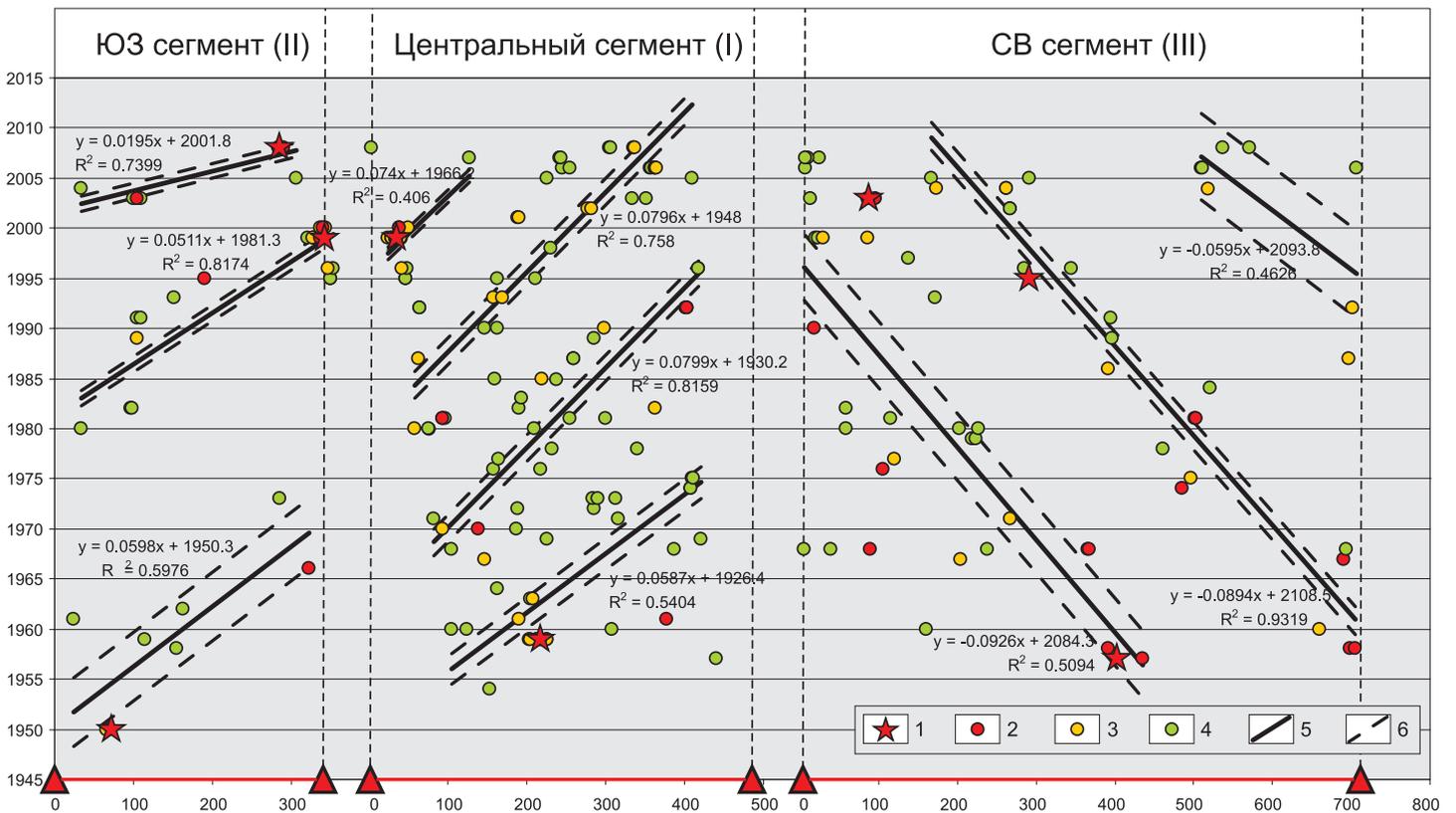


Рис. 21. Графики временных трендов сейсмических событий в сегментах (см. рис. 20) БСЗ и среднесрочный прогноз локализации землетрясений с $M \geq 4.4$ в них. Ось абсцисс – расстояние от западного окончания сегмента, км; ось ординат – годы возникновения землетрясений. 1 – сильнейшие события с $K \geq 15$ ($M \geq 5.9$); 2–4 – землетрясения с классами (магнитудами): 2 – ≥ 14 ($M \geq 5.6$), 3 – 13 ($M = 5$), 4 – 12 ($M = 4.4$); 5 – линия регрессии, описывающая пространственно-временные закономерности последовательности локализации сейсмических событий по сегментам БСЗ; 6 – границы доверительного 90%-ного интервала.

Fig. 21. Curves of temporary trends of seismic events in the segments (see Fig. 20) of the Baikal seismic zone, and mid-term forecasted locations of earthquakes with $M \geq 4.4$. X-axis – distances (km) from the western termination of the segment; Y-axis – years of earthquake occurrence. 1 – strong events with $K \geq 15$ ($M \geq 5.9$); 2–4 – earthquakes by classes (magnitudes): 2 – ≥ 14 ($M \geq 5.6$), 3 – 13 ($M = 5$), 4 – 12 ($M = 4.4$); 5 – regression line showing space-and-time regularities of the succession of earthquake locations by the segments of the Baikal seismic zone; 6 – boundaries of 90% confidence interval.

землетрясений. Движение фронта волны соответствует фазовой скорости деформационной плоской волны, в качестве триггерного механизма возбуждающей активизацию разрывов в сегментах (и вне них) и последовательное возникновение очагов землетрясений [Sherman, 2007, 2009]. Высокая регрессионная связь параметров позволяет для каждого из сегментов Байкальской СЗ осуществлять среднесрочный прогноз сейсмических событий с $M \geq 4.4$ (табл. 3).

Прогнозные локации землетрясений подтверждаются уже произошедшими сейсмическими событиями в 2010 г. (см. сайт Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН, <http://seis-bykl.ru>).

Введение и использование новых параметров для характеристики активных разломов – фазовых скоростей и векторов деформационных волн как триггерных механизмов активизации метастабильного состояния разломно-блоковой среды литосферы – позволяют выявить дополнительные геодинамические свойства раз-

ломов как объемных геологических тел, а также вероятные источники и механизмы их современной активизации. В совокупности эти два фактора определяют сейсмический процесс в реальном времени и могут быть положены в основу построения тектонофизических моделей для других СЗ. При этом необходимо исходить из того, что ведущим фактором, определяющим локализацию очагов землетрясений, являются разрывы литосферы в различных иерархических формах и масштабах проявления.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ результативности многолетних широко-масштабных и разносторонних исследований сейсмического процесса [Завьялов, 2006; Соболев, 1993, 2002; Соболев и др., 1996; Соболев, Пономарев, 2003; Зубков, 2002; Мячкин, 1978; Ризниченко, 1985; Добро-

Таблица 3. Коэффициенты корреляций и уравнения регрессий «время–место» землетрясений, произошедших в различных сегментах Байкальской СЗ за 1950–2010 гг.

Table 3. Correlation coefficients and regression equations for time and location of earthquakes which occurred in segments of the Baikal seismic zone from 1950 through 2010

Сегменты и разломы	Кол-во сейсмических событий с $K \geq 12$ ($M \geq 4.4$), используемых в анализе	Кол-во временных совокупностей (периодов)	Коэфф. корреляции в соответствии с совокупностями группировок землетрясений по годам	Уравнения регрессии t – время фиксации землетрясения, годы; ℓ – место землетрясения как расстояние от западного окончания сегмента или разлома, км
ЮЗ сегмент	51	3	$R_1=0.77$ $R_2=0.90$ $R_3=0.86$	$t = (0.0598 \cdot \ell + 1950.3) \pm 3.4$ $t = (0.0511 \cdot \ell + 1981.3) \pm 0.8$ $t = (0.0195 \cdot \ell + 2001.8) \pm 0.7$
Центральный сегмент	123	4	$R_1=0.74$ $R_2=0.90$ $R_3=0.87$ $R_4=0.64$	$t = (0.0587 \cdot \ell + 1932.3) \pm 1.5$ $t = (0.0799 \cdot \ell + 1938.2) \pm 1.3$ $t = (0.0796 \cdot \ell + 1956) \pm 1.3$ $t = (0.074 \cdot \ell + 1973.6) \pm 0.7$
СВ сегмент	68	3	$R_1=0.71$ $R_2=0.97$ $R_3=0.68$	$t = (-0.0922 \cdot \ell + 2083.2) \pm 3.4$ $t = (-0.0897 \cdot \ell + 2108.2) \pm 1.4$ $t = (-0.0595 \cdot \ell + 2093.3) \pm 1.4$

вольский, 2009; Касахара, 1985; Костров, 1975; Викулин, 2003; Маламуд, Николаевский, 1989; Ружич, 1997; Уломов, 1993; Вуков, 2005; Console et al., 2006; Jonsdottir et al., 2006; Kasahara, 1979; Kim et al., 2007; Rodkin, 2001; Scholz, 2002; Yeats et al., 1977; и мн. др.] убеждает нас в необходимости тесной увязки направленных на прогноз сейсмологических исследований с закономерностями развития разломов и их внутренней структуры в реальном времени. Трудности сопоставления заключаются не столько в привязке событий к структурам, сколько в различных временных интервалах геохронологической шкалы времени, представляющей развитие разломов в течение десятков тысяч – миллионов лет, и времени в нашей «реальной» шкале, представляющей ход сейсмичности в течение десятков – первой сотни лет. Установленные бесспорные пространственные связи сильных землетрясений с крупными разломами сегодня дополнены зональной локализацией очагов землетрясений в областях активного динамического влияния разломов: чем выше магнитуда землетрясения, тем ближе к основному сместителю разрыва (или непосредственно в его плоскости) формируется очаг. Сохраняется соподчиненность иерархии «дизъюнктивная структура – магнитуда очага»: чем сильнее событие, тем более протяженным разломом оно контролируется. Установлена и тенденция в пространственно-временной локализации событий с $M \geq 3.9$ в областях динамического влияния разломов: последовательные во времени события, за малым исключением, «мигрируют» по простиранию разлома преимущественно в одном из направлений, причем таких повторяющихся миграционных рядов может быть несколько [Горбунова, Шерман, 2011]. Их количество зависит от периодичности воздействия основного триггерного механизма активизации разломов – деформационных волн.

Пространственные и временные закономерности

локализации землетрясений в областях динамического влияния разломов в СЗ и исследования по созданию тектонофизических моделей СЗ открывают возможности среднесрочного прогноза землетрясений [Sherman, Gorbunova, 2010]. Приведенный материал является серьезной аргументацией для перехода на количественную по своей базовой основе классификацию СЗ, выделение в них активных в реальное время разломов – концентраторов очагов землетрясений и оценку в их зонах параметров, определяющих пространственно-временную локализацию очагов. Изложенное можно рассматривать как назревшую необходимость разработки тектонофизических моделей СП и на их основе более глубокого понимания взаимодействий сейсмических зон при возникновении катастрофических землетрясений в близко расположенных идентичных по напряженному состоянию СП.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят доктора физико-математических наук, профессора А.Д. Завьялова и доктора геолого-минералогических наук В.И. Мельникову за советы и замечания, высказанные при подготовке рукописи к печати.

Работы поддержаны Госконтрактами 02.740.11.0446 и 14.740.11.0411; Интеграционным проектом СО РАН № 61; Программами Президиума РАН 16.8 и ОНЗ РАН 7.

8. ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Лепиньч С.В. Сейсмоактивные тектонические структуры зоны субдукции под Восточную Камчатку // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2004. № 3. С. 18–35.
Апродов В.А. Зоны землетрясений. М.: Мысль, 2000. 461 с.

- Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГПУ, 2003. 151 с.
- Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Влодова Г.Л., Прохорова Т.В., Романик Т.В. Блоковая структура и геодинамика континентальной литосферы на границах плит // Вестник КРАУЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. № 11. С. 32–47.
- Гольдин С.В., Селезнёв В.С., Еманов А.Ф., Филина А.Г., Еманов А.А., Новиков И.С., Гибер А.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р., Дядьков П.Г., Фатеев А.В., Кашун В.Н., Подкорытова В.Г., Лескова Е.В., Янкайтис В.В., Ярыгина М.А. Чуйское землетрясение 2003 года (M=7.5) // Вестник отделения наук о Земле РАН (электронный научно-информационный журнал). 2003. № 1 (21). http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2003/screp-7.pdf.
- Горбунова Е.А., Шерман С.И. Медленные деформационные волны в литосфере: фиксирование, параметры, геодинамический анализ // Тихоокеанская геология. 2011 (в печати).
- Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2009. 240 с.
- Дядьков П.Г., Кузнецова Ю.М. Аномалии сейсмического режима перед сильными землетрясениями Алтая // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 19–25.
- Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 254 с.
- Зубков С.И. Предвестники землетрясений. М.: ОИФЗ РАН, 2002. 140 с.
- Казахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
- Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Кучай О.А., Бушенкова Н.А. Механизмы очагов землетрясений Центральной Азии // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12. № 1. С. 17–24.
- Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Циклы землетрясений и тектонические волны. Душанбе: Изд-во «Дониш», 1989. 144 с.
- Мячкин В.И. Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 232 с.
- Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии: Избранные труды. М.: Наука, 1985. 408 с.
- Рогожин Е.А. Тектоника очаговых зон сильных землетрясений Северной Евразии конца XX столетия // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 1. С. 37–62. doi:10.2205/1999ES000029.
- Ружич В.В. Сейсотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.
- Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 314 с.
- Соболев Г.А. Динамика разрывообразования и сейсмичность // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 67–78.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
- Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С., Смирнов В.Б., Завьялов А.Д. Способ среднесрочного прогноза землетрясений // Доклады АН. 1996. Т. 347. № 3. С. 405–407.
- Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. № 4. С. 43–53.
- Чипизубов А.В. Реконструкция и прогноз изменений сейсмичности Земли. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. 240 с.
- Шерман С.И. Деструктивные зоны литосферы, их напряженное состояние и сейсмичность // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: РАН, МТК, 1996. С. 157–158.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 2. С. 41–53.
- Aiming Lin, Jianming Guo. Prehistoric seismicity-induced liquefaction along the western segment of the strike-slip Kunlun fault, Northern Tibet // Geological Society, London, Special Publications. 2009. V. 316. P. 145–154. doi:10.1144/SP316.8.
- Allerton S., Macleod C.J. Fault-controlled magma transport through the mantle lithosphere at slow-spreading ridges // Geological Society, London, Special Publications. 1998. V. 148. P. 29–42. doi:10.1144/GSL.SP.1998.148.01.03.
- Avouac J.-Ph., Ayoub F., Leprince S., Konca O., Helmberger D.V. The 2005, Mw 7.6 Kashmir earthquake: Sub-pixel correlation of ASTER images and seismic waveforms analysis // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 249. № 3–4. P. 514–528. doi:10.1016/j.epsl.2006.06.025.
- Basudeo Rai. Himalayan seismicity and probability of future earthquake // IAGA WG 1.2 on Electromagnetic Induction in the Earth Proceedings of the 17th Workshop. Hyderabad, India, 2004. S.1–P.20. P. 1–11.
- Burtman V.S., Skobelev S.F., Molnar P. Late Cenozoic slip on the Tulas-Ferghana fault, the Tien Shan, Central Asia // Geological Society of America Bulletin. 1996. V. 108. № 8. P. 1004–1021. doi:10.1130/0016-7606(1996)108<1004:LCSOTT>2.3.CO;2.
- Bykov V.G. Strain waves in the Earth: Theory, field data, and models // Geologiya i geofizika (Russian geology and geophysics). 2005. V. 46. № 11. P. 1158–1170.
- Calais E., Ebinger C., Hartnady C., Nocquet J.M. Kinematics of the East African rift from GPS and earthquake slip vector data // Geological Society, London, Special Publications. 2006. V. 259. P. 9–22. doi:10.1144/GSL.SP.2006.259.01.03.
- Chaytor J.D., Goldfinger C., Dziak R.P., Fox C.G. Active deformation of the Gorda plate: Constraining deformation models with new geophysical data // Geology. 2004. V. 32. № 4. P. 353–356. doi:10.1130/G20178.1.
- Coakley B.J., Cochran J.R. Gravity evidence of very thin crust at the Gakkel ridge (Arctic ocean) // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 162. № 1–4. P. 81–95. doi:10.1016/S0012-821X(98)00158-7.
- Console R., Murru M., Catalli F. Physical and stochastic models of earthquake clustering // Tectonophysics. 2006. V. 417. № 1–2. P. 141–153. doi:10.1016/j.tecto.2005.05.052.
- Continental intraplate earthquakes: science, hazard, and policy issues / Ed. Stein S., Mazzotti S. Boulder: Geological Society of America, 2007. 402 p.
- Denali Park, Alaska Earthquake of 3 November, 2002. U.S. Geological Survey. 2002. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/poster/2002/20021103.php>.
- Ekstrom G., Dziewonski A.M., Maternovskaya N.N., Nettles M. Global seismicity of 2003: centroid–moment–tensor solutions for 1087 earthquakes // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2005. V. 148. № 2–4. P. 327–351. doi:10.1016/j.pepi.2004.09.006.
- Giner-Robles J.L., Gonzalez-Casado J.M., Gumiel P., Martin-Velazquez S., Garcia-Cuevas C. A kinematic model of the Scotia plate (SW Atlantic ocean) // Journal of South American Earth Sciences. 2003. V. 16. № 4. P. 179–191. doi:10.1016/S0895-9811(03)00064-6.
- Guang Zhu, Guo Sheng Liu, Man Lan Niu, Cheng Long Xie, Yong Sheng Wang, Biwei Xiang. Syn-collisional transform faulting of the Tan-Lu fault zone, East China // International Journal of Earth Sciences. 2009. V. 98. № 1. P. 135–155. doi:10.1007/s00531-007-0225-8.
- Jonsdottir K., Lindman M., Roberts R., Bjorn L., Bodvarsson R. Modeling fundamental waiting time distributions for earthquake sequences // Tectonophysics. 2006. V. 424. № 3–4. P. 195–208. doi:10.1016/j.tecto.2006.03.036.
- Kasahara K. Migration of crustal deformation // Tectonophysics. 1979. V. 52. № 1–4. P. 329–341. doi:10.1016/0040-1951(79)90240-3.
- Kim Y.-S., Choi J.-H. Fault propagation, displacement and damage zones // Conference Commemorating the 1957 Gobi-Altay Earthquake. Ulaanbaatar, Mongolia, 2007. P. 81–86.
- M6.5 Offshore Northern California Earthquake of 10 January 2010. U.S. Geological Survey. 2010. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/poster/2010/20100110.php>.
- M7.1 Macquarie Island, Australia Earthquake 12 April 2008. U.S. Geological Survey. 2008. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/poster/2008/20080412.php>.

- M7.2 Andreanof (Aleutian Islands), Alaska Earthquake* of 19 December 2007. U.S. Geological Survey. 2007. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/poster/2007/20071219.php>.
- M7.2 Baja, Mexico, Earthquake* of 4 April 2010. U.S. Geological Survey. 2010. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/poster/2010/20100404.php>.
- M7.2 Gorda Plate Earthquake* of 15 June 2005. U.S. Geological Survey. 2005. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/poster/2005/20050615.php>.
- M7.2 Solomon Islands Region Earthquake* of 3 January 2010. U.S. Geological Survey. 2010. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/poster/2010/20100103.php>.
- M7.3 Respublika Altay, Russian Federation Earthquake* of 27 September 2003. U.S. Geological Survey. 2003. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/poster/2003/20030927.php>.
- M7.5 Mariana Islands Region Earthquake* 28 September 2007. U.S. Geological Survey. 2007. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/poster/2007/20070928.php>.
- M7.6 and M7.4 Papua, Indonesia, Earthquakes* of 3 January 2009. U.S. Geological Survey. 2009. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/poster/2009/20090103.php>.
- M7.6 Carlsberg Ridge Earthquake* of 15 July 2003. U.S. Geological Survey. 2003. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/poster/2003/20030715.php>.
- M7.8 Northern Sumatra, Indonesia, Earthquake* of 6 April 2010. U.S. Geological Survey. 2010. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/poster/2010/20100406.php>.
- M7.8 Rat Islands, Alaska Earthquake* of 17 November 2003. U.S. Geological Survey. 2003. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/poster/2003/20031117.php>.
- M8.3 Hokkaido, Japan Earthquake* of 25 September 2003. U.S. Geological Survey. 2003. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/poster/2003/20030925.php>.
- M8.8 Maule, Chile, Earthquake* of 27 February 2010. U.S. Geological Survey. 2010. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/poster/2010/20100227.php>.
- Manaker D.M., Calais E., Freed A.M., Ali S.T., Przybylski P., Mattioli G., Jansma P., Prepetit C., de Chabaliere J.B.* Interseismic Plate coupling and strain partitioning in the Northeastern Caribbean // *Geophysical Journal International*. 2008. V. 174. № 3. P. 889–903. doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03819.x.
- Mann P., Calais E., Ruegg J.-C., DeMets C., Jansma P.E., Mattioli G.S.* Oblique collision in the Northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations // *Tectonics*. 2002. V. 21. № 6. P. 1057. doi:10.1029/2001TC001304.
- McCue K.* Seismic hazard mapping in Australia? The Southwest Pacific and Southeast Asia // *Annali di Geofisica*. 1999. V. 42. № 6. P. 1191–1198.
- Nishizawa A., Kaneda K., Oikawa M.* Seismic structure of the northern end of the Ryukyu Trench subduction zone, southeast of Kyushu, Japan // *Earth Planets Space*. 2009. V. 61. № 8. P. e37–e40.
- Panagiotopoulos D.G.* Long-term earthquake prediction along the seismic zone of the Solomon Islands and New Hebrides based on the time- and magnitude-predictable model // *Natural Hazards*. 1995. V. 11. № 1. P. 17–43. doi:10.1007/BF00613308.
- Radha Krishna M., Arora S.K.* Space-time seismicity and earthquake swarms: certain observations along the slow-spreading mid-Indian ocean ridges // *Journal of Earth System Science*. 1998. V. 107. № 2. P. 161–173. doi:10.1007/BF02840467.
- Reading A.M.* On Seismic Strain-Release within the Antarctic plate // Antarctica. 2006. Theme 7. Chapter 7.1 / Eds. D.K. Futterer, D. Damaske, G. Kleinschmidt, H. Miller, F. Tessensohn. Berlin, Heidelberg: Springer. 2006. P. 351–356. doi:10.1007/3-540-32934-X_43.
- Rodkin M.V.* The problem of the earthquake source physics: Models and contradictions // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2001. V. 37. № 8. P. 653–662.
- Ruppert N.A., Lees J.M., Kozyreva N.P.* Seismicity, earthquakes and structure along the Alaska-Aleutian and Kamchatka-Kurile subduction zones: a review // *Volcanism and Subduction: The Kamchatka region*. Geophysical Monograph Series. 2007. V. 172. P. 129–144.
- Sato T., Ishimura Ch., Kasahara J., Maegawa K., Tatetsu H., Tanaka M.* The seismicity and structure of Izu-Bonin arc mantle wedge at 31°N revealed by ocean bottom seismographic observation // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2004. V. 146. № 3–4. P. 551–562. doi:10.1016/j.pepi.2004.06.003.
- Scholz C.H.* The mechanics of earthquakes and faulting, 2nd ed. New York: Cambridge University Press, 2002. 496 p. doi:10.2277/0521655404.
- Seismicity of the World (1977–2007)*. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo. Tokyo Cartographic CO LTD. 2010.
- Shanker D., Sharma M.L.* Estimation of seismic hazard parameters for the Himalayas and its vicinity from complete data files // *Pure and applied geophysics*. 1998. V. 152. № 2. P. 267–279. doi:10.1007/s000240050154.
- Sherman S.I.* New data on regularities of fault activation in the Baikal rift system and the adjacent territory // *Doklady Earth Sciences*. 2007. V. 415. № 5. P. 794–798. doi:10.1134/S1028334X07050303.
- Sherman S.I.* A tectonophysical model of a seismic zone: Experience of development based on the example of the Baikal rift system // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2009. V. 45. № 11. P. 938–951. doi:10.1134/S1069351309110020.
- Sherman S.I., Dem'yanovich V.M., Lysak S.V.* Active faults, seismicity and fracturing in the lithosphere of the Baikal rift system // *Tectonophysics*. 2004. V. 380, № 3–4. P. 261–272. doi:10.1016/j.tecto.2003.09.023.
- Sherman S.I., Gladkov A.S.* Fractals in studies of faulting and seismicity in the Baikal rift zone // *Tectonophysics*. 1999. V. 308. № 1–2. P. 133–142. doi:10.1016/S0040-1951(99)00083-9.
- Sherman S.I., Gorbunova E.A.* Variation and origin of fault activity of the Baikal rift system and adjacent territories in real time // *Earth science frontiers*. 2008. V. 15, № 3. P. 337–347. doi:10.1016/S1872-5791(08)60069-X.
- Sherman S.I., Gorbunova E.A.* New data on the regularities of the earthquake manifestation in the Baikal seismic zone and their forecast // *Doklady Earth Sciences*. 2010. V. 435. № 2. P. 1659–1664. doi:10.1134/S1028334X10102238.
- Sherman S.I., Lunina O.V.* A new map representing stressed state of the upper part of the Earth's lithosphere // *Doklady Earth Sciences*. 2001. V. 379. № 5. P. 553–555.
- Tarr A.C., Rhea S., Hayes G., Villasenor A., Furlog K.P., Benz H.* Poster of the seismicity of the Caribbean Plate and vicinity. U.S. Geological Survey. 2010. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/poster/regions/caribbean.php>.
- The World Physical Map*. Washington: National Geographic Society. 2005. Revised 2007.
- Tolstoy M., Bohnenstiehl D.R., Edwards M.H., Kurras G.J.* Seismic character of volcanic activity at the ultraslow-spreading Gakkal ridge // *Geology*. 2001. V. 29. № 12. P. 1139–1142. doi:10.1130/0091-7613(2001)029<1139:SCOVAA>2.0.CO;2.
- Tonga-Fiji Earthquakes* of 19 August 2002 – Magnitude 7.6 and 7.7. U.S. Geological Survey. 2002. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/poster/2002/20020819.php>.
- Utkucu Murat, Kanbur Zakir, Alptekin Omer, Sunbul Fatih.* Seismic behaviour of the North Anatolian fault beneath the Sea of Marmara (NW Turkey): implications for earthquake recurrence times and future seismic hazard // *Natural Hazards*. 2009. V. 50. № 1. P. 45–71. doi:10.1007/s11069-008-9317-4.
- Vashchilov Yu. Ya., Kalinina L. Yu.* Deep-seated faults and lineaments, and the location of earthquake epicenters in the Russian Northeast on Land // *Journal of Volcanology and Seismology*. 2008. V. 2. № 3. P. 158–169. doi:10.1134/S0742046308030032.
- Wang Zhenming.* Seismic hazard and risk assessment in the Intraplate environment: The New Madrid seismic zone of the central United States // *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues*. Geological Society of America Special Paper 425. 2007. P. 363–374. doi:10.1130/2007.2425(24).
- Xiaofei Chen.* Preface to the special issue on the 2008 great Wenchuan earthquake // *Earthquake Science*. 2009. V. 22. № 2. P. 107–108. doi:10.1007/s11589-009-0107-1.

Xue Yan, Song Zhi-ping, Mei Shi-rong, Ma Hong-shen. Characteristics of seismic activity before several large Sumatra, Indonesia, earthquakes // *Acta Seismologica Sinica*. 2008. V. 21. № 3. P. 325–329. doi:10.1007/s11589-008-0325-y.

Yeats R.S., Sieh K., Allen C.R. The geology of Earthquakes. New York: Oxford University Press, 1977. 568 p.

Zamani A., Agh-Atabai M. Temporal characteristics of seismicity in the

Alborz and Zagros regions of Iran, using a multifractal approach // *Journal of Geodynamics*. 2009. V. 47. № 5. P. 271–279. doi:10.1016/j.jog.2009.01.003.

Zhaohua Yu, Shiguo Wu, Dongbo Zou, Deyong Feng, Hanqing Zhao. Seismic profiles across the middle Tan-Lu fault zone in Laizhou Bay, Bohai Sea, Eastern China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2008. V. 33. № 5–6. P. 383–394. doi:10.1016/j.jseas.2008.03.004.



Шерман Семен Ийнович, академик Российской академии естественных наук, докт. геол.-мин. наук, профессор, г.н.с. лаборатории тектонофизики

Научные работы связаны с тектонофизикой разломообразования в литосфере и синхронно протекающими процессами. Автор и соавтор более 300 опубликованных работ.

Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: (3952)428261; ✉ e-mail: ssherman@crust.irk.ru

Sherman, Semen I., Academician of the Russian Academy of Natural Sciences, Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Chief Researcher, Laboratory of Tectonophysics

Field of research: Tectonophysics of faulting in the lithosphere, and processes synchronous to faulting. Author and co-author of more than 300 publications.

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia
Tel.: (3952)428261; ✉ e-mail: ssherman@crust.irk.ru



Злогодухова Ольга Геннадьевна, аспирант лаборатории тектонофизики
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: Olga_zlogoduhova@mail.ru

Zlogodukhova, Olga G., Postgraduate in Laboratory of Tectonophysics
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia
e-mail: Olga_zlogoduhova@mail.ru