

УДК 550.34 + 551.24 (571.6)

3D-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОЛЕЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В ЮЖНЫХ РАЙОНАХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Петрищевский Александр Митрофанович,

д-р геол.-минерал. наук, проф. каф. геофизики Института природных ресурсов ФГБОУ ВПО «Национальный исследовательский политехнический университет», Россия, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30; зав. лабораторией моделирования геологических структур Института комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Россия, 679016, г. Биробиджан, ул. Шолом Алейхема, 4. E-mail: petris2010@mail.ru

Васильева Мария Александровна,

аспирант Института комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Россия, 679016, г. Биробиджан, ул. Шолом Алейхема, 4. E-mail: mahaonn2008@mail.ru

Актуальность работы обусловлена необходимостью выяснения тектонических причин землетрясений в Дальневосточном регионе России и анализом связи интенсивности сейсмических событий с реологическим состоянием тектонических сред.

Цель работы: обоснование связи распределений гипоцентров и магнитуд землетрясений с глубинным строением и реологическим состоянием тектонических сред в земной коре и верхней мантии Северо-Восточной Азии.

Методика исследований: построение 3D-моделей распределений гипоцентров и магнитуд землетрясений и на этой основе – послойных схем и разрезов распределений средних магнитуд.

Результаты. В распределениях гипоцентров и магнитуд землетрясений обнаружена вертикальная дискретность, связанная с реологической неоднородностью тектонических сред в земной коре и верхней мантии. Районы, характеризующиеся повышенными магнитудами землетрясений ($M=3,5-6$) в верхнем слое земной коры до глубины 10–15 км, пространственно коррелируются с древними метаморфическими комплексами, обнажающимися в Алдано-Становом блоке Северо-Азиатского и северном фланге Северо-Китайского кратонов. В пределах Амурской плиты максимумы магнитуд приурочены к блокам кратонного типа: Аргуно-Мамыньскому, Дягдагачинскому и Цзямусы-Буренинскому. По глубине залегания и форме верхнего сейсмического слоя в этих блоках можно судить о глубине залегания, вертикальной мощности и поведении кровли кристаллического слоя земной коры, а также о степени нарушенности коры, обусловленной дизъюнктивными и вулканическими процессами. В частности, установлено погружение гранитно-метаморфического слоя земной коры Северо-Китайского кратона под Цзямусы-Буренинский террейн и кристаллических комплексов Алдано-Станового щита под Монголо-Охотскую и Сихотэ-Алинскую складчато-надвиговые системы. В акваториях окраинных морей максимумами магнитуд отображаются островные дуги (Сахалинская, Курильская), в фундаменте которых присутствуют высокоплотные океанические ультрабазиты. Пониженными и низкими магнитудами землетрясений ($M=2,5-3,2$) отмечаются зоны пониженной вязкости в нижнем слое земной коры, подкоровом слое верхней мантии и астеносфере, где они коррелируются с низкими удельными электрическими сопротивлениями и пониженной скоростью распространения сейсмических волн. Обнаружены три геометрических типа таких зон: вертикальные линейные, слоисто-горизонтальные и локальные изометричные. Первые совпадают со структурами растяжения литосферы и магмопроницаемыми зонами глубинных разломов, вторые – с границами раздела структурно-вещественных комплексов в разрезах, а третьи – с центрами тектоно-магматических структур плюмовой природы. Во всех случаях зоны низкой сейсмичности сопровождаются комплексом геолого-геофизических признаков, указывающих на флюидную, магматическую или тектоническую проработку соответствующих им геологических структур. Охарактеризована вертикальная прерывистость и продольная неоднородность сейсмофокальных зон в Охотоморском регионе. Пододвигание (субдукция) тихоокеанской литосферы под Охотоморскую плиту читается в разрезах $M(x,y,z)$ -модели, однако это пододвигание уверенно прослеживается только до глубины 100 км.

Ключевые слова:

Магнитуды землетрясений, реология, глубинное строение земной коры и верхней мантии, Северо-Восточная Азия.

Постановка задачи

Применяемые на Дальнем Востоке России методы тектонического анализа причин землетрясений сводятся в основном к изучению связи сейсмических событий с разрывной тектоникой [1, 2] и новейшими тектоническими движениями [3, 4], реже – с орографией земной поверхности [4] и геологическим строением земной коры [5–7]. В последнее время здесь [6, 8] и в других районах [9, 10] появляется интерес к исследованию связи землетрясений с зонами пониженной вязкости в земной коре и подкоровом слое верхней мантии,

диагностируемыми по аномалиям высокой электрической проводимости, низким скоростям сейсмических волн и аномалиям теплового потока. Однако чаще всего протяженные пояса сейсмичности увязываются с глубинными разломами на границах литосферных плит, а более мелкие линейные зоны концентрации землетрясений – с разломами более высоких порядков.

Отображения следов сейсмических процессов в разрезах тектоносферы обычно ограничиваются группированием гипоцентров землетрясений в сейсмофокальных зонах на границах литосферных

плит с целью обоснования субдукции последних [1, 11], реже – корреляцией гипоцентров со скоростными границами раздела земной коры [7, 8].

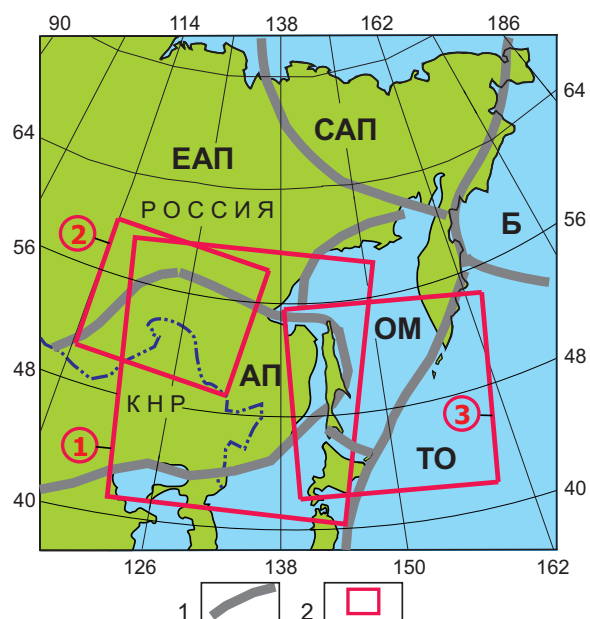


Рис. 1. Схема расположения районов исследований. 1 – границы литосферных плит; 2 – районы исследований. Обозначения плит: ЕАП – Евразийская, САП – Северо-Американская, БП – Беринговоморская, ОП – Охотоморская, АП – Амурская, ТП – Тихоокеанская, Беринговоморская. Регионы исследований: 1 – Средне-Амурский, 2 – Верхне-Амурский, 3 – Охотоморский

Fig. 1. Map of regions. 1 – boundaries of tectonic plates; 2 – study areas. Plates: ЕАП – Euro-Asia, САП – Northern American, БП – Bering, ОП – Okhotsk sea, АП – Amur, ТП – Pacific, Беринговоморская. Study regions: 1 – Middle-Amur, 2 – Upper-Amur, 3 – Okhotsk sea

Реализуемый нами подход к изучению тектонических причин и закономерностей пространственного распределения землетрясений основывается на анализе 3D-моделей полей сейсмичности, которые дают возможность проследить связь сейсмических событий с объемным геологическим строением исследуемой территории в непрерывном пространстве. Такой подход учитывает не только положение гипоцентров землетрясений, но и их магнитуды. Последние опосредованно связаны с вязкостью (реологическим состоянием) и, как следствие, прочностью (жесткостью) и хрупкостью тектонических сред, а также величинами тектонических напряжений, обеспечивающих условия для накопления сейсмической энергии.

Описываемые ниже статические модели распределений магнитуд иллюстрируют связь землетрясений с тектоническими средами разной степени вязкости, оцениваемой по средним значениям магнитуд. Подразумевается, что не только жесткие кристаллические, но и менее вязкие среды способны передавать сейсмогенные тектонические напряжения, однако в последнем случае более ве-

роятными представляются реактивные перемещения геологических масс, ослабляющие накопление упругих напряжений. Более вязкие (жесткие) блоки способны накапливать большие сейсмогенные напряжения. Полученный эмпирический материал в трех изученных авторами районах (рис. 1) доказывает справедливость такого предположения.

Методика построения пространственных моделей распределений магнитуд землетрясений

Исходными данными для рассматриваемых ниже моделей являются оперативные и ежегодные сейсмические каталоги Геофизической Службы РАН (г. Обнинск) и КНР [12]. По этим данным были сформированы цифровые 3D-массивы $M(x, y, z)$, где M – магнитуды землетрясений; x, y, z – координаты гипоцентров. С помощью стандартных средств перевода цифровой информации в графические образы (Surfer-8) и вспомогательного интерфейса Глаголева–Петрищевского [13] был составлен комплект послойных карт-срезов и разрезов распределений средних магнитуд землетрясений. При использовании стандартного пакета Surfer-8 авторы применяли двумерную (в пространствах координат: x, y ; и x, z) крайгинг-интерполяцию для получения гладкой функции, описывающей распределения магнитуд землетрясений по их дискретным значениям в заданных интервалах глубин.

При изучении верхнего слоя земной коры интервалы глубин условных слоев обычно составляли: 0–4, 4–6, 6–8, 8–12, 12–16, 16–20 и 20–24 км. В зависимости от количества землетрясений в разных районах слои увеличивались либо уменьшались по мощности с тем, чтобы число учитываемых землетрясений обеспечивало статистический минимум и относительную равномерность заполнения модели. Для изучения распределений магнитуд в корово-мантийном диапазоне слои ограничивались поверхностями на глубинах: 5, 10, 20, 30, 50 и 70 км. В континентальных районах землетрясения с гипоцентрами ниже глубины 70 км отсутствовали. В Охотоморском регионе число землетрясений в верхней мантии позволяло изучать распределения магнитуд землетрясений в верхней мантии до глубины 150 км, ниже которой неравномерное распределение гипоцентров сейсмических событий не дает оснований делать обоснованные выводы о реологических свойствах глубоких слоев верхней мантии на территории этого региона. Для каждого условного слоя вычислялись тренды распределений магнитуд, относимые к средней глубине слоя. В дальнейшем они использовались для построения разрезов M -моделей. Методика построения разрезов подробно описана в работе [13].

Средняя точность определения глубин гипоцентров землетрясений в верхнекоровом слое (0–20 км), по данным каталогов ГФС РАН, составляет $\pm 3,5$ км, в нижнекоровом слое $\pm 4,1$ км, а в верхней мантии (100–300 км) ± 15 км. Такая точ-

ность позволяет осуществлять построение 3D-моделей распределения средних магнитуд, начиная с глубины 5–6 км.

С целью анализа представительности использованного материала сделаны три выборки из каталогов землетрясений для территории Среднего Приамурья. Первая выборка (n=348) охватывает период 2007–2008 гг., вторая (n=205) – период

2009–2010 гг., а третья выборка (n=43) за 2010 г. составлена без учета землетрясений, повторяющихся в эпицентрах сейсмических событий в предшествующие периоды (2007–2010 гг.). Горизонтальные срезы М-моделей (рис. 2, а-в) характеризуют распределения магнитуд землетрясений в главном сейсмическом (гранитно-метаморфическом) слое земной коры в диапазоне глубин

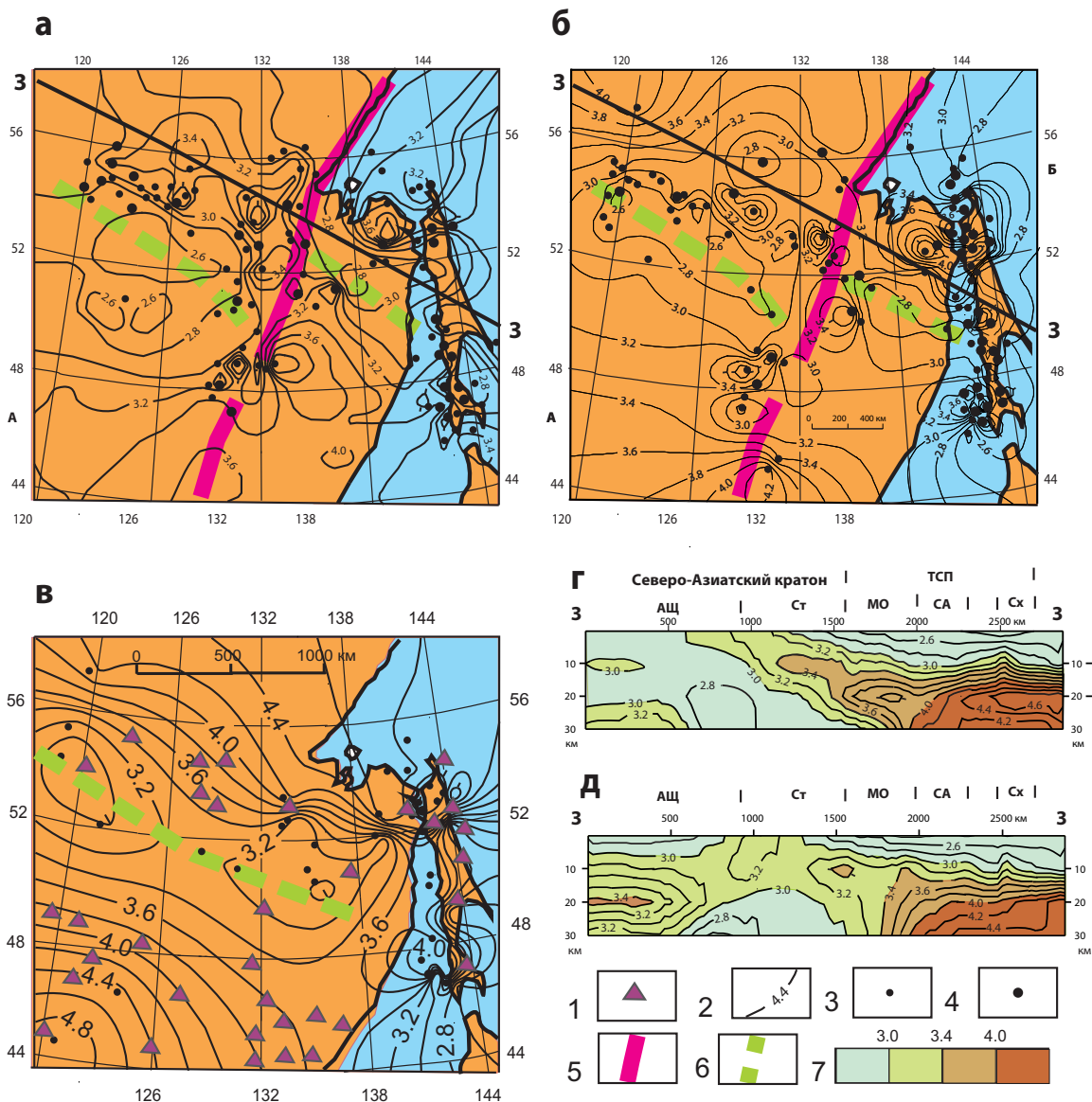


Рис. 2. Сравнение распределений магнитуд землетрясений в верхнем слое земной коры Приамурья (интервал глубин 5–20 км) в разные периоды: а, г) 2007–2008 гг.; б, д) 2009–2010 гг.; в) 2010 г. без учета повторяющихся землетрясений. 1 – сейсмические станции; 2 – изолинии равных магнитуд; 3, 4 – эпицентры землетрясений: единичных (3) и повторяющихся в одном гипоцентре (4); 5 – ось сдвига-раздвиговой зоны Танлу; 6 – ось поперечной зоны пониженной сейсмичности; 7 – шкала раскраски разрезов. Обозначения структур: АЩ – Алданский щит, Ст – Становой террейн; складчато-надвиговые системы: МО – Монголо-Охотская, СА – Сихотэ-Алинская, Сх – Сахалинская, ТП – Тихоокеанский складчатый пояс. n – количество землетрясений, учтенных при построении схем

Fig. 2. Comparison of earthquake intensity distribution in crust upper layer of Amur region (depth interval is 5–20 km) in different periods: а, г) 2007–2008; б, д) 2009–2010; в) 2010 without repeated earthquakes. 1 – seismic stations; 2 – isoseismal lines; 3, 4 – earthquake hypocenters: single (3) and repeated in one hypocenter (4); 5 – axis of shear-spreading area of Tanlu; 6 – axis of cross area of low seismic activity; 7 – scale of section coloring. Structures: АЩ – Aldanian shield, Ст – Stanovoy terrain; fold-thrust systems: МО – Mongol-Okhotsk, СА – Sikhote-Alin, Сх – Sakhalin, ТП – Pacific folded zone. n – amount of the earthquakes considered when mapping

5–20 км. Вертикальные разрезы (рис. 2, *з, д*) характеризуют распределения магнитуд до глубины 30 км.

Сравнение полученных данных (рис. 2) свидетельствует о том, что основные черты распределений магнитуд землетрясений в разные годы удовлетворительно согласуются между собой. В Среднем и Нижнем Приамурье большая часть землетрясений в среднекоревом слое в первый (2007–2008 гг.) и второй (2009–2010 гг.) периоды концентрируется в двух поясах (рис. 2, *а, б*). Пояс северо-восточного простирания совпадает с положением зоны Танлу, сопровождаемой поднятием кровли астеносферы (рис. 3, *а*), а пояс субширотного простирания – с восточным отрезком Байкало-Охотского сейсмического пояса. Второй особенностью поля сейсмичности Приамурья на обеих сравниваемых схемах является существование зоны пониженных магнитуд землетрясений северо-западного простирания, которая проявляется даже при малом числе учитываемых сейсмических событий (рис. 2, *в*) и разделяет земную кору Амурской плиты на 2 жестких блока. Южный блок примыкает к Северо-Китайскому кратону, а северный – к Северо-Азиатскому. Область пониженной сейсмичности смещена по сдвиговой зоне Танлу, и ее восточный фланг перемещен на северо-восток на расстояние порядка 400 км (рис. 2, *а, б*), что соответствует тектонической интерпретации этой зоны [14].

Разрезы (рис. 2, *з, д*), построенные для разных периодов сейсмичности, тоже характеризуются общими чертами распределений магнитуд землетрясений. В обоих разрезах похожим образом диагностируется погружение кровли жесткого сейсмогенного гранитно-метаморфического слоя со стороны Северо-Азиатского кратона под складчатые комплексы Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской систем. Второй повторяющейся особенностью является повышение магнитуд землетрясений под западным флангом Алданского щита. Третьей особенностью является существование зоны пониженных магнитуд под Становым террейном, пронизанным юрско-меловыми гранитоидами. Понижение вязкости нижнекоревых слоев на южной границе Северо-Азиатского кратона, выраженное в уменьшении магнитуд землетрясений, может быть связано с существованием здесь большого числа не полностью кристаллизовавшихся магматических очагов, являвшихся в позднем мезозое и кайнозое источником андезитово-базальтовых вулканических покровов в Умлекано-Огджинском вулканическом поясе [1], и источником тепла и флюидов, способствовавшим выплавкам огромного количества «становых» щелочных гранитоидов в верхнем слое земной коры.

Проведенный анализ убеждает нас в том, что при статистическом минимуме исходных данных (30 точек) и их близком к равномерному распределению в слоях разработанная методика способна улавливать связи полей сейсмичности с реологическими неоднородностями в земной коре и верхней мантии.

Тектонический анализ распределений магнитуд землетрясений в земной коре и верхней мантии южных районов Дальнего Востока России

Средне-Амурский регион

Этот регион располагается на стыке 3-х литосферных плит: Евразийской, Амурской и Охотоморской [1, 2], к границам которых приурочены субширотный Байкало-Охотский сейсмический пояс и меридиональная Сахалинская сейсмическая зона. На схемах тектонического районирования здесь выделяют [15] Северо-Азиатский и Северо-Китайский кратоны, Центрально-Азиатский палеозойско-мезозойский и Тихоокеанский мезозойско-кайнозойский складчатые пояса. В контуры восточного фланга Центрально-Азиатского пояса проецируется Амурская литосферная плита [1, 15], северная и южная границы которой в пределах рассматриваемой территории (рис. 3, *б*) совпадают, соответственно, с границами Северо-Азиатского и Северо-Китайского кратонов, а восточная проходит по острову Сахалин.

Приповерхностный слой земной коры кратонов сложен архейско-протерозойскими метаморфическими комплексами, в наибольшей степени способными накапливать упругие тектонические напряжения, которые в завершающих фазах разряжаются в разломах или в зонах горизонтальных расслоений земной коры. Тектонический анализ сейсмичности этого региона основывается на 1363 землетрясениях, произошедших здесь в период с января 2003 по март 2011 гг. Магнитуды землетрясений, происходившие повторно в тех же точках, осреднялись и относились к одному гипоцентру и после этого в массиве, используемом для построения М (x, y, z)-модели (рис. 3), осталось 253 точки.

В 3D-поле сейсмичности Приамурья расположение гипоцентров землетрясений и соответствующие им распределения магнитуд характеризуются вертикальной дискретностью. В разрезах тектоносферы регистрируется 3 слоя повышенной сейсмичности: первый в средней части коры в интервале глубин 10–20 км с магнитудами 2,8–3,4; второй в интервале глубин 30–60 км, где гипоцентры землетрясений с магнитудами от 4 до 6 распределены неравномерно, а третий слой в интервале глубин 100–200 км с магнитудами от 5,5 до 6,0 на рассматриваемой территории представлен редкими землетрясениями, сосредоточенными преимущественно вдоль юго-восточной границы Амурской плиты и северного фланга Северо-Китайского кратона. Первый уровень повышенной концентрации и интенсивности землетрясений приурочен к гранитно-метаморфическому слою земной коры в сейсмических разрезах [7, 15], второй – к переходному слою «кора-мантия» и третий – к нижнему жесткому литосферному слою. Во втором слое широко распространены линзы и прослойки сред пониженной вязкости, диагностируемые минимумами скорости сейсмических волн и удель-

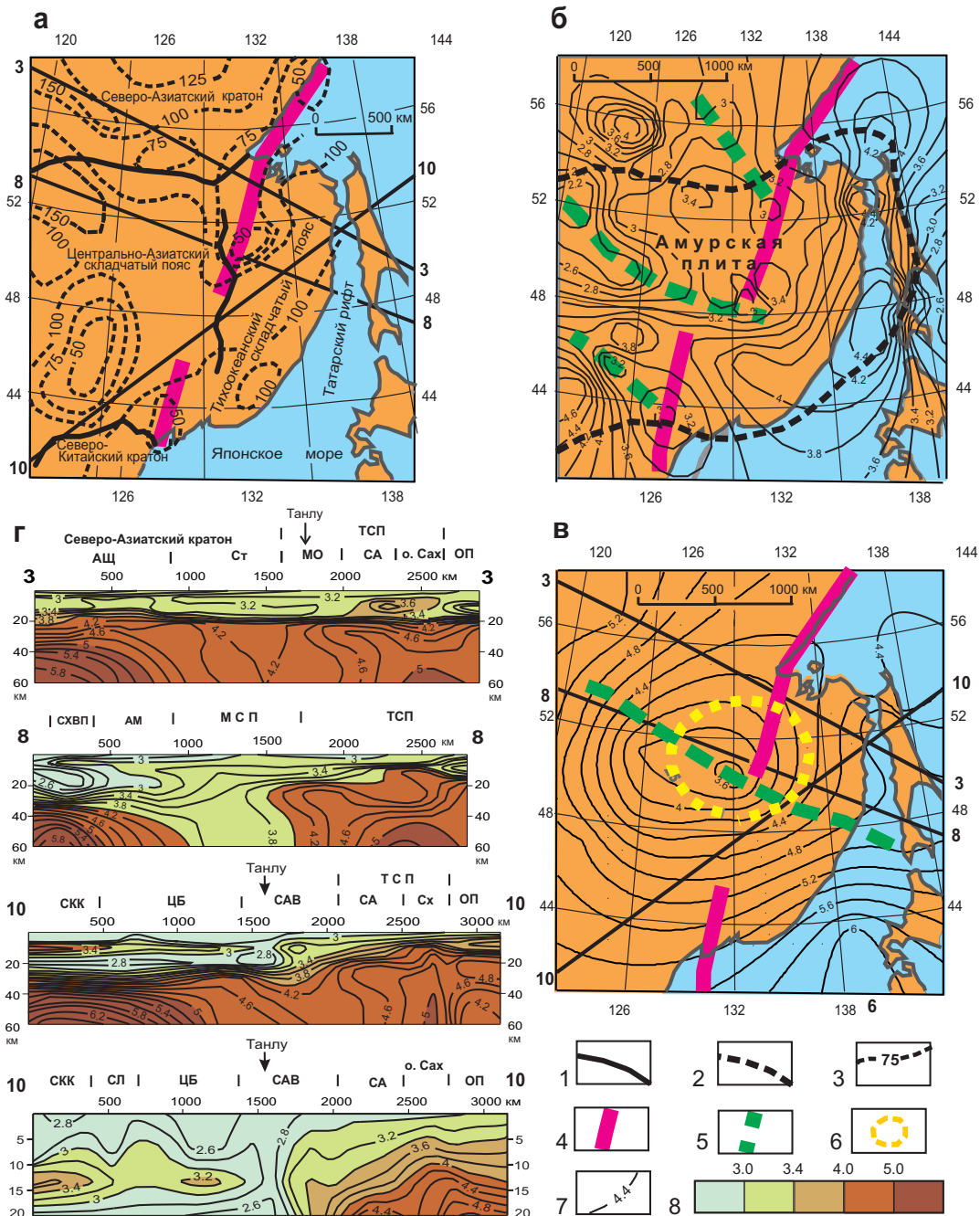


Рис. 3. Тектоническая схема (а) [15], распределения магнитуд землетрясений в интервалах глубин 10–14 (б) и 30–60 км (в); разрезы (г) 3D-модели распределения магнитуд землетрясений в земной коре Приамурья и Северо-Восточного Китая. 1, 2 – границы тектонических структур (1) и Амурской плиты (2); 3 – изопахиты мощности литосферы [19]; 4 – свдвигораздвиговая зона Танлу; 5 – оси зон пониженной сейсмичности; 6 – контур Мая-Селемджинского плюма; 7 – изолинии равных магнитуд; 8 – шкала раскраски разрезов. Обозначения структур над разрезами: ОП – Охотоморская плита; о. Сах – остров Сахалин; архейские и протерозойские структуры: СКК – Северо-Китайский кратон, АЩ – Алданский щит; массивы с дорифейским фундаментом: АМ – Аргуно-Мамынский, ЦБ – Цзямусь-Буренинский; мезозойско-кайнозойские впадины: САВ – Средне-Амурская, СЛ – Сунляю; СХВП – Северо-Хинганский вулканический пояс; МСП – Мая-Селемджинский плюм. Другие обозначения см. на рис. 1

Fig. 3. Tectonic map (a) [15], distributions of earthquake magnitudes in the range of 10–14 (b) and 30–60 km (v); sections (r) of 3D-model of earthquake magnitude distributions in earth crust of Amur region and North-East China. 1, 2 – boundaries of tectonic structures (1) and Amur plate (2); 3 – isopachytes of lithosphere thickness [19]; 4 – shear-spreading area of Tanlu; 5 – axes of low seismic activity areas; 6 – edge of Mai-Selemdzinsk plume; 7 – equal magnitude isolines; 8 – scale of section coloring. Structures over sections: ОП – Okhotsk sea platform; о. Сах – Sakhalin island; Archean and Proterozoic structures: СКК – North Chinese craton, АЩ – Aldanian shield; missives with pre-Riphean base: АМ – Argun-Mamyn, ЦБ – Jiamusi-Bureninsk; mesozoic-kainozoic cavities: САВ – Middle-Amur, СЛ – Sunlyao; СХВП – North-Khingan volcanic belt; МСП – Mai-Selemdzinsk plume. The other symbols are in Fig. 1

ных электрических сопротивлений [7, 15, 16], что обуславливает его высокую реологическую неоднородность и соответственно дифференцированную в пространстве сейсмичность.

Тонкий слой верхнекоревой повышенной сейсмичности в интервале глубин 10–14 км резко обособлен от поля сейсмичности в нижнем слое коры (разрезы 3–3 и 10–10 на рис. 3, *г*). В этом слое сдвигаемо-раздвиговая зона Танлу [7, 14, 17], сопровождаемая резким сокращением мощности литосферы (рис. 3, *а*), разделяет области с различным распределением магнитуд землетрясений. Восточная область характеризуется субмеридиональным простираем пояса повышенной сейсмичности на границе Амурской и Охотоморской плит, а западная – чередованием линейных минимумов и максимумов сейсмичности северо-западного простираения (рис. 3, *б*). Такие распределения магнитуд могут быть обусловлены разными векторами приложения современных тектонических напряжений. Сейсмичность большей части Центрально-Азиатского складчатого пояса является отражением конвергенции Индийской и Евразийской плит, начало которой относится к олигоцену [18], а сейсмичность его восточного фланга – циклическими процессами сжатия-растяжения на границе Амурской и Охотоморской плит. Ось восточной зоны высокой сейсмичности в слое 10–14 км проходит по Татарскому рифту, а на схеме расположения эпицентров всех землетрясений [3] – по западному побережью о. Сахалин. Эта зона повторяет восточный контур Амурской плиты (рис. 3, *б*).

Линеамент Танлу представляет собой широкую зону мезозойско-кайнозойских деформаций и дислокаций растяжения-сдвига, мигрирующую [20] в восточном направлении. В мезозое эта структура контролировала формирование впадины Сунляо и внедрение вулканических магм в Хингано-Охотском поясе [1], а в кайнозое сместилась к востоку и приобрела признаки сдвиговых дислокаций [14, 17]. По указанной причине ось зоны Танлу (главный разлом) на тектонических картах российских и китайских исследователей занимает разное положение [4, 14, 21, 22]. На некоторых картах и схемах [23] эта зона вообще не показывается. Зону Танлу иногда называют сейсмогенной, однако на изученном авторами северном отрезке этой зоны (рис. 3) сильные землетрясения в последние 10 лет не происходили, а большинство землетрясений с магнитудами $M = 3,5–4$ происходили на флангах этой зоны (рис. 2, *а, б*). На рассматриваемой территории магнитуды в среднем слое земной коры (5–20 км) не превышают 4,0 (в среднем составляют 3–3,5), а в нижней коре – 6,0 (средний уровень 4,0). И только на южном продолжении зоны Танлу, где она пересекает Северо-Китайский кратон, происходили землетрясения с магнитудами 7,0–8,5 (районы Чижань, Анкин, Бохайский залив) [17]. Различная интенсивность сейсмических процессов на северном и южном отрезках зоны Танлу объясняется различными реологи-

ческими свойствами земной коры Северо-Китайского кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса. Аналогичным образом отличается сейсмичность Алданского щита и северо-западного фланга Амурской плиты (рис. 4, *а*).

Намного более интенсивные, чем в зоне Танлу, сейсмические процессы произошли на о. Сахалин и в зоне Татарского рифта, однако из рассмотренных моделей (рис. 2; 3, *б, г*) следует, что рифтогенные процессы затронули преимущественно коровый диапазон литосферы, а ниже этой глубины литосфера переходной зоны «континент–океан» сохранила свои реологические свойства, существовавшие до отрыва Японских островов от континента 20 млн лет назад [1].

Распределение магнитуд землетрясений в разрезах $M(x, y, z)$ -модели до глубины 60 км опосредованно связано с глубинным строением Приамурья и прилегающих районов. К западу от разлома Танлу зоны повышенной сейсмичности в интервале глубин 10–30 км совпадают с архейскими блоками земной коры в составе Северо-Азиатского и Северо-Китайского кратонов (разрезы 3–3 и 10–10, рис. 3, *г*). По распределению магнитуд в разрезе 10–10 можно предположить продолжение гранитно-метаморфического слоя Северо-Китайского кратона под вулканогенно-складчатые комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса и Цзямусы-Буреинский массив (террейн) кратонного типа. Сейсмичность среднего слоя земной коры Тихоокеанского складчатого пояса в интервале глубин 7–20 км пространственно коррелируется с жесткими пластинами океанической коры, пододвинутыми под складчатые комплексы материковой окраины [24]. Это пододвигание проявлено в распределениях магнитуд землетрясений в разрезах (рис. 3, *г*) и в плане (рис. 3, *б*). В разрезе 10–10 (рис. 3, *г*) граница между континентальным и океаническим среднекоровыми слоями проходит по оси Средне-Амурской впадины, маркирующей современное положение раздвиго-сдвиговой зоны Танлу [15, 21]. Позднемезозойское положение этой зоны совпадает с Хингано-Охотским вулканическим поясом [4, 19]. В поле магнитуд землетрясений зона Танлу характеризуется минимумом в широком интервале глубин (рис. 3, *г*). Пониженная сейсмичность осевой части зоны Танлу объясняется ее интенсивной позднемезозойско-кайнозойской тектонической (раздробление) и магматической (подплавление) проработкой. В подкоровом слое верхней мантии мезозойское положение зоны Танлу отмечается понижением электрических сопротивлений и сокращением мощности земной коры [15].

Зона низкой сейсмичности в среднем слое земной коры (интервал глубин 10–20 км) наблюдается под северным флангом Северо-Хинганского вулканического пояса [25] (разрез 8–8 на рис. 3, *г*). В надкупольной зоне Мая-Селемджинского плюма [24] область пониженной сейсмичности расширяется в плане до 900 км (рис. 3, *в, г*). По мнению ав-

торов, наблюдаемые уменьшение магнитуд землетрясений являются индикатором пониженной вязкости средне- или нижнекорового слоев вследствие неполной кристаллизации мезозойских магматических очагов – источников широких вулканических полей на поверхности Земли.

Граница раздела гранитно-метаморфического и нижнего слоев земной коры на глубине порядка 20 км выражена сгущением (повышенным градиентом) средних магнитуд землетрясений (разрезы 3–3 и 10–10, рис. 3, *г*).

В западной половине разреза 10–10 (рис. 3, *г*) хорошо выражен тонкий слой низких магнитуд ($M=2,6-3,0$) на глубине порядка 16–20 км. Этот слой разделяет гранитно-метаморфический и мафический нижний слои земной коры в Северо-Китайском кратоне и Цзямусы-Буреинском террейне кратонного типа. В последнее время в этом же интервале глубин здесь [7, 20] и в других районах с древней корой [9, 26] выявлены слои с низкими значениями скорости сейсмических волн и удельных электрических сопротивлений. Существование слоя пониженной вязкости на границе гранитно-метаморфического и мафического слоев земной коры обеспечивает условия для горизонтальных перемещений тектонических масс, выраженных на поверхности многочисленными надвигами и сдвигами в Танлу-Сихотэ-Алинской системе трансформных деформаций притихоокеанской континентальной окраины [14, 27] и на южной границе Северо-Азиатского кратона [1].

Изучение пространственных распределений магнитуд землетрясений в подкоровом слое верхней мантии (рис. 3, *в*) обнаружило сейсмологические признаки существования тектоно-магматической структуры центрального типа – Мая-Селемджинского плюма, наложенного на линейные структуры и сопровождающегося изометричным поднятием астеносферы, концентрической реологической зональностью земной коры и рудной минерализации [24]. В центральной, асейсмичной, зоне плюма (рис. 3, *в*) предшествующими исследованиями выявлена зона резкого уменьшения скорости сейсмических волн и резкое поднятие изотермы 1000 °С до глубины 50 км [11], объясняющие пониженную вязкость подкупольной (корово-мантийной) зоны плюма. 3D-анализ поля сейсмичности рассматриваемого района приводит к выводу, что Мая-Селемджинский плюм нашел выход к поверхности Земли в месте пересечения линейных асейсмичных зон пониженной вязкости северо-восточного и северо-западного простираний (рис. 3, *б*, *в*), маркирующих глубинные разломы литосферы. Первая из них принадлежит сдвиго-раздвиговой зоне Танлу, которая в позднем мезозое сопровождалась интенсивной магматической проработкой в Хингано-Охотском вулкано-плутоническом поясе [1]). Вторая, столь же широкая, зона пониженной вязкости северо-западного простирания (рис. 2, *в*; 3, *б*) разделяет области с разным типом деформаций верхнего слоя земной коры

[22, 25]. К северу от нее преобладают северо-западные простирания разломов и осей складок, а к югу – северо-восточные. Зона резкого структурного несогласия шириной порядка 100 км «обрезает» северо-восточный фланг Цзямусы-Буреинского массива и нарушает субширотные структуры Монголо-Охотской складчатой системы на отрезке между 129 и 133 °N. Разломы, теневая складчатость и зоны расланцевания северо-западного простирания формируют структурный рисунок фанерозойских деформаций Алданского щита. Западной границей области проявления этих деформаций является Желтулакский разлом, разделяющий районы с разным типом земной коры [15]. В примыкающем к разлому с востока Байкало-Витимском супертеррейне опять преобладают деформации и дислокации северо-восточного простирания [25]. В поле механических напряжений литосферы Амурской плиты [28] зоне низких магнитуд землетрясений в широтном интервале 48–52 °N (рис. 2, *б*, *в*; 3, *б*) соответствует зона растяжения.

Верхне-Амурский регион

Рассматриваемый регион (рис. 4) располагается в зоне сочленения северо-западного фланга Амурской литосферной плиты с Северо-Азиатским кратоном – допалеозойским основанием Евразийской плиты [1, 2, 15]. В верхнекоровом диапазоне глубин (0–10 км) здесь с резким угловым несогласием граничат палеозойские и мезозойские складчатые и вулканические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса с архейско-протерозойскими метаморфическими комплексами Северо-Азиатского кратона [22, 25]. В конце юрского – начале мелового периода Амурская плита жестко сочленилась с Северо-Азиатским кратоном [1], однако вещественная и реологическая неоднородность этих структур в глубоких слоях земной коры до сих пор продолжает находить отражение в распределениях магнитуд землетрясений (рис. 4).

Распределение магнитуд землетрясений в верхнем слое земной коры (рис. 4, *а*) вполне определенно объясняется вещественным составом и степенью жесткости (вязкости) приповерхностных тектонических комплексов. Землетрясения с наибольшими магнитудами вписываются в контуры Алданского щита, сложенного глубоко метаморфизованными кристаллическими комплексами. Палеозойские и мезозойские складчатые комплексы Амурской плиты, перекрытые на юго-востоке рассматриваемого района мезозойско-кайнозойскими вулканогенно-осадочными образованиями Амуро-Зейской впадины, характеризуются резко пониженными магнитудами землетрясений ($M=2,0-2,4$) относительно кратона. Граница между архейско-протерозойскими и преимущественно палеозойско-мезозойскими комплексами, которую большинство исследователей отождествляет с границей Евразийской и Амурской плит, выражена зоной повышенных градиентов магнитуд в интервале значений $M=2,4-2,8$ (рис. 4, *а*).

В среднем слое земной коры (рис. 4, б) области повышенных магнитуд землетрясений совпадают с расположением Алданского щита и блоками кратонного типа: Аргуно-Мамынского, Дягдагачинского и Мамынского. Область пониженной сейсмичности ($M=2-2,6$) совпадает с Северо-Хинганским вулканическим поясом, сложенным поздне-мезозойскими вулканитами [25]. В разрезе 8–8 (рис. 3, з) под этим поясом располагается зона низких магнитуд в интервале глубин 10–20 км.

В следующем (по возрастанию глубин) слое земной коры (рис. 4, в) отмеченные особенности распределения магнитуд в основном сохраняются, однако Алданский щит в этом срезе резко обособлен от Становика, пронизанного юрско-меловыми гранитоидами, а в пределах Амурской плиты локальные максимумы магнитуд расширяются и объединяются. В этом слое максимальные магнитуды землетрясений регистрируются в южной части Алданского щита, в Аргуно-Мамынском и Цзямусы-Буреинском террейнах кратонного типа. Разделяющие их зоны пониженных магнитуд совпадают со Становым гранитным и Хингано-Охотским вулканическими поясами, где они, вероятно, отображают зоны пониженной вязкости, обусловленные неполной кристаллизацией магматических расплавов.

Линейные элементы поля сейсмичности Верхнего Приамурья, отражающие характер современных тектонических напряжений в зонах сочленения Северо-Азиатского кратона с Амурской плитой, сопряжены с существованием глубинной структуры центрального типа – Алдано-Зейского плюма [29]. Эта структура выражена концентрическим расположением эпицентров землетрясений и аномалий нормированной поверхностной плотности (μ_z -параметра), закономерным изменением направлений векторов сейсмотектонического сжатия в полях сильных землетрясений и дугowymi магнитными аномалиями, ориентированными согласно контурам плюма. На северных, восточных и западных флангах структуры широко распространены кайнозойские щелочные базальты – признанные индикаторы мантийных плюмов во многих районах мира, а к центру структуры приурочены аномалии теплового потока интенсивностью более 50 мВт м⁻² [29].

В поле сейсмичности Алдано-Зейский плюм выражен минимумом магнитуд землетрясений в слое 18–22 км (рис. 4, з). Асейсмичность центральной (стволовой) зоны плюма может быть обусловлена неполной кристаллизацией магматического очага – источника поздне-мезозойских андезитов и кайнозойских щелочных базальтов [25], либо его повышенной флюидонасыщенностью, о чем косвенно свидетельствует мощная зона аномальной электрической проводимости в интервале глубин 20–60 км, кровля которой куполообразно воздымается в центре плюма [30]. Судя по разрезу 1–1 (рис. 4, д), асейсмичная зона пониженной вязкости в центре плюма продолжается в верхнюю ман-

тию, где находит подтверждение в гравитационной модели: минимум μ_z -параметра, сопровождающий поднятие астеносферного слоя [29]. В разрезе 1–1 (рис. 4, д) слой пониженной вязкости, диагностируемый по минимуму магнитуд землетрясений, имеет грибовидную форму, типичную для подкоровых и внутрикоровых зон плюмов [24].

Полученные данные (рис. 4) приводят к выводу, что Алдано-Зейский плюм нашел выход в приповерхностные слои земной коры в узле пересечения допоздне-мезозойской границы Евразийской и Амурской литосферных плит Джелтулакским глубинным разломом, ориентированным в северо-западном направлении. Таким образом, его структурная позиция близка к позиции рассмотренного выше Мая-Селемджинского плюма.

3D-анализ поля сейсмичности Приамурья и Северо-Восточного Китая обнаружил близкие черты связи магнитуд землетрясений с глубинным строением северо-западного (рис. 4) и восточного (рис. 3) флангов Амурской плиты:

1. В обоих районах наибольшей сейсмичностью характеризуется гранитно-метаморфический слой земной коры, обнажающийся на земной поверхности в Северо-Азиатском и Северо-Китайском кратонах и фрагментарно в выступах дорифейского фундамента (Байкало-Витимском, Мамынском, Дягдагачинском и Туранском) в зонах домезозойской складчатости и палеозойского гранитоидного магматизма.
2. Нарушения жесткости (понижение вязкости) гранитно-метаморфического слоя, выраженные в уменьшении магнитуд землетрясений, наблюдаются в зонах глубинных разломов (Танлу, Станового) и в стволочных частях плюмов (Алдано-Зейского и Мая-Селемджинского).
3. По распределениям магнитуд землетрясений в обоих районах в интервале глубин 20–25 км выявлен слой пониженной вязкости, разделяющий гранитно-метаморфический и нижнекоревой мафический слои земной коры. Этот слой находит выход к поверхности Земли в поздне-мезозойских вулканических поясах (Северо-Хинганском, Хингано-Охотском) и утолщается в стволочных зонах плюмов (Алдано-Зейском и Мая-Селемджинском).
4. Обнаружены признаки приуроченности глубинных структур центрального типа к узлам пересечения северо-западных и северо-восточных глубинных разломов.

Охотоморский регион

Охотоморский регион является местом сочленения допоздне-мезозойской континентальной окраины с Охотоморской буферной плитой 2-го порядка, которая на востоке граничит с Тихоокеанской плитой (рис. 1). Имеются геологические и геофизические признаки субдукции Охотоморской плиты под континентальную окраину [31, 32] и Тихоокеанской – под Охотоморскую [1, 33]. С подводных возвышенностей Охотского моря дра-

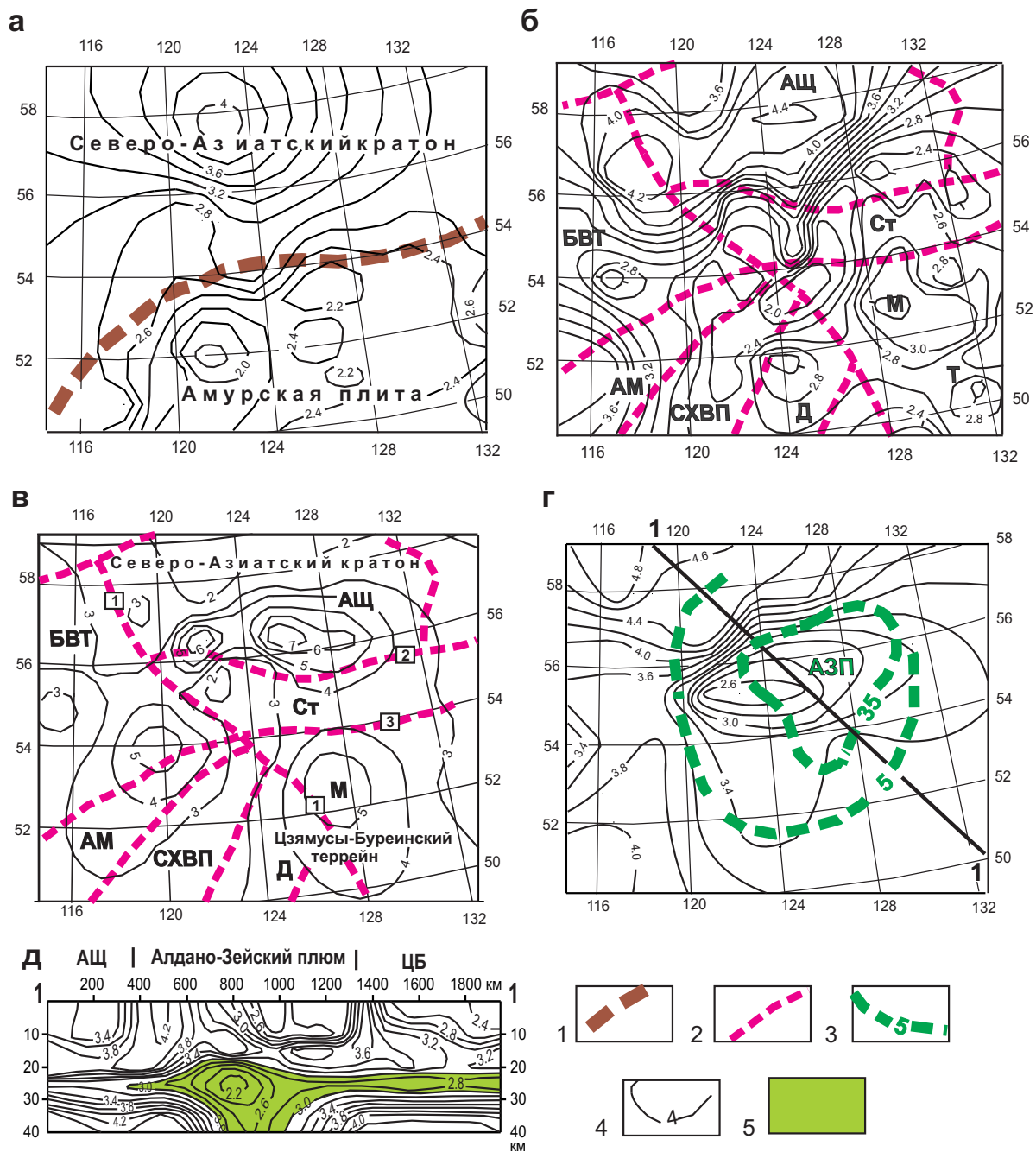


Рис. 4. Распределения магнитуд землетрясений в интервалах глубин 1–6 (а), 30–60 (б), 14–18 (в) и 18–22 км (г); разрез (д) 3D-модели распределения магнитуд землетрясений в Верхнем Приамурье и Северо-Восточном Забайкалье. 1, 2 – границы литосферных плит (1) и тектонических структур (2); 3 – контуры Алдано-Зейского плюма в горизонтальных сечениях, км [24]; 4 – изолинии равных магнитуд; 5 – зона пониженной сейсмичности в разрезе. Обозначения структур [15, 25]: массивы с дорифейским основанием: БВТ – Байкало-Витимский, АМ – Аргуно-Мамынский, Д – Дягдагачинский, ЦБ – Цзямусы-Буреинский; локальные выступы дорифейского фундамента: М – Мамынский, Т – Туранский; СХВП – Северо-Хинганский вулканический пояс. Глубинные разломы (цифры в квадратах): 1 – Джелтулакский, 2 – Становой (Южно-Якутский), Северо-Тукурингринский. Другие обозначения см. на рис. 1 и 2

Fig. 4. Distributions of earthquake magnitudes in depth range of 1–6 (a), 30–60 (б), 14–18 (в) and 18–22 km (г); section (д) of 3D-model of earthquake magnitude distribution in upper Amur region and North-East Baikal region. 1, 2 – boundaries of lithosphere platforms (1) and tectonic structures (2); 3 – edges of Aldan-Zeisk plume in horizontal sections, km [24]; 4 – isoseismal lines; 5 – region of low seismic activity in section. Structures [15, 25]: massives with pre-Riphean basement: БВТ – Baikalo-Vitim, АМ – Argun-Mamun, Д – Dyagdagachinsky, ЦБ – Jiamusi-Bureninsk; local bowings of pre-Riphean basement: М – Mamun, Т – Turan; СХВП – North-Khingan volcanic belt. Deep faults (numbers are squared): 1 – Dzheltulaks, 2 – Stanovoy (Sothern-Yakutsk), North-Tukuringrinsk. The other symbols are in Fig. 1, 2

гированы разнообразные по возрасту (PZ₂–KZ), составу и происхождению породы, изучение которых, однако, не дало однозначного ответа на происхождение Охотоморской плиты. Одни исследователи [11] отождествляют эту плиту с затопленной окраиной континента, другие [34] предполагают ее океаническое происхождение и отождествляют плиту с океаническим базальтовым плато, приключенным к континенту в позднем мезозое,

третьи [35] связывают ее образование с подъемом мантийного диапира.

Начиная с миоцена и до настоящего времени Охотоморская плита является местом проявления интенсивных деструктивных рифтогенных процессов [36], в результате которых ее земная кора была раздроблена и пронизана магматическими инъекциями преимущественно андезитового состава. В приповерхностном слое земной коры эти

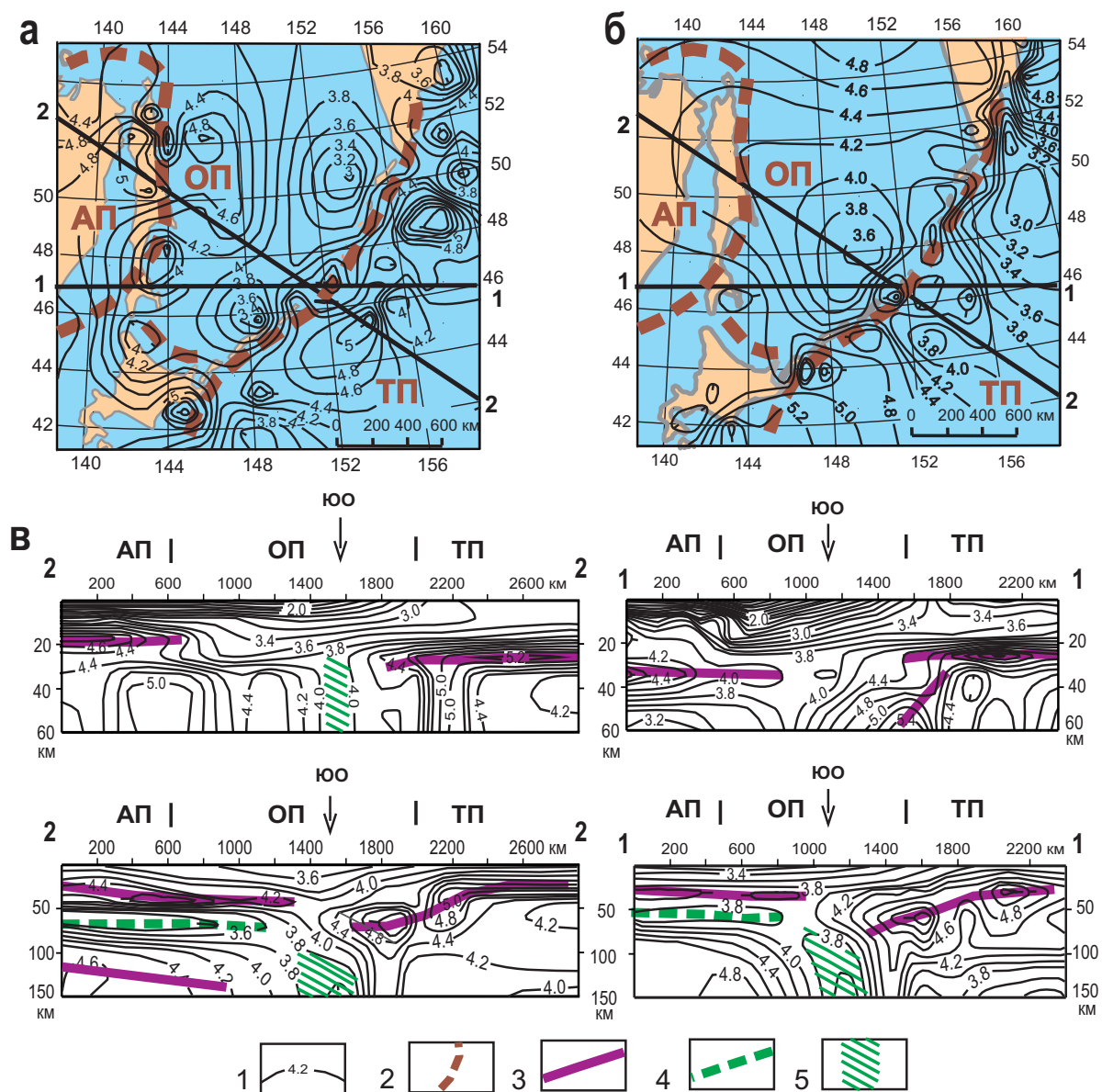


Рис. 5. Карты-срезы 3D-модели распределения магнитуд землетрясений в нижнем слое земной коры, интервал глубин 32–36 км (а), и верхней мантии, интервал глубин 80–150 км (б) с разрезами (в) в Охотоморском регионе. 1 – изолинии равных магнитуд; 2 – границы литосферных плит; 3, 4 – оси линейных зон повышенной (3) и пониженной (4) сейсмичности в разрезах; 5 – зона пониженных магнитуд в стволовой части Охотоморского плюма. Обозначения плит: АМ – Амурская, ОП – Охотоморская, ТП – Тихоокеанская. ЮО – Южно-Охотский рифт

Fig. 5. Map-section of a 3D-model of earthquake magnitude distribution in low layer of earth crust, depth range is 32–36 km (a), and in upper mantle, depth range is 80–150 km (b) with sections (v) in Okhotsk sea region. 1 – isoseismic lines; 2 – boundaries of lithospheric platforms; 3, 4 – axes of linear areas of high (3) and low (4) seismic activity on sections; 5 – region of low magnitudes in stem part of Okhotsk plume. Platforms: АМ – Amur, ОП – Okhotsk, ТП – Pacific. ЮО – South-Okhotsk rift

процессы выражены многочисленными рифтогенными впадинами, мощность осадков в которых достигает 8 км (в среднем 3–4 км) [36].

Согласно предшествующим исследованиям [1, 37] здесь выделяют шесть сейсмогенерирующих горизонтов, связанных со скоростными границами раздела тектоносферы: верхнекоровый, нижнекоровый, корово-мантийный, астеносферный, подастеносферный и сейсмический горизонт в переходной зоне мантии (ПЗМ-горизонт). Коровые землетрясения сосредоточены преимущественно в Хоккайдо-Сахалинской и Курило-Камчатской сейсмических зонах, а глубокофокусные мантийные – в восточных районах Охотского моря и в прибрежных районах континента. Несмотря на очевидную дискретность распределений роев землетрясений [1, 37], их гипоцентры большинство исследователей коррелирует в сейсмофокальных зонах, увязываемых с геометрией субдуцирующей Тихоокеанской литосферы. Моделирование сейсмофокальных зон осуществляется путем проектирования гипоцентров на вертикальную плоскость разрезов в широких (до 1000 км в поперечнике) полосах, пересекающих регион. Такой способ заранее предполагает существование устойчивых трендов сейсмичности по азимутам разрезов и не учитывает локальные особенности проявления сейсмичности на прилегающих к разрезам участках. В результате таких процедур коррелируемыми в 3D-пространстве оказываются гипоцентры землетрясений, располагающиеся в разных тектонических средах (слоях), которые априорно относятся только к одному слою – субдуцирующей литосфере.

Более полное представление о характере сейсмичности в Охотоморском регионе дают послойные схемы-срезы 3D-модели распределений магнитуд землетрясений, которые, наряду с линейными трендами сейсмичности (рис. 5, а, б), предоставляют возможность увидеть пространственные закономерности в распределениях локальных роев землетрясений на разных глубинных уровнях и качественные характеристики сейсмических неоднородностей, обусловленные реологическим состоянием тектонических сред. Так же как и в рассмотренных выше континентальных районах, более вязкие (прочные, жесткие) среды отображаются высокими значениями магнитуд землетрясений, а менее вязкие – низкими.

Изучение связи сейсмичности с глубинным геологическим строением в Охотоморском регионе основывается на распределениях магнитуд 1286 землетрясений, произошедших здесь в период с января 1991 по октябрь 2011 гг. Из расчетов исключены землетрясения, многократно повторяющиеся в близко расположенных гипоцентрах

В распределении магнитуд нижнекоровых землетрясений (рис. 5, а) отчетливо проявлены главные особенности строения земной коры Охотоморского региона. Резким скачком магнитуд выражена граница между Охотоморской и Тихоокеанской

плитами, которая проходит параллельно Курильской островной дуге. Западная зона высокой сейсмичности совпадает с северо-восточным флангом Амурской плиты. Здесь в Восточно-Сахалинской складчатой системе выходят на поверхность высокоплотные юрско-меловые офиолиты, ультрабазиты и габбро-диабазы островодужного происхождения [1, 31], способные накапливать сейсмогенные тектонические напряжения. Тихоокеанская и Амурская области высокой сейсмичности разделяются линейным минимумом магнитуд (рис. 5, а), совпадающим с расположением Южно-Охотской рифтогенной впадины. В этой впадине мощность земной коры сокращена до 12–15 км [11, 36], а в гравитационной модели [24] она выражена минимумом параметра (μ), отражающего реологическое состояние тектонических сред. Судя по распределениям магнитуд землетрясений в разрезах (рис. 5, в), зона корового реологического разуплотнения продолжается в верхнюю мантию до глубины 150 км или более.

В интервале глубин 80–150 км (рис. 5, б) изометричным минимумом магнитуд землетрясений отображается астеносферная часть (голова) Охотоморского плюма [24], которая в тепловой модели [36] выражена куполообразным поднятием астеносферы, а в гравитационной – изометричным минимумом градиента сферической плотности в срезе на глубине 120 км [24]. Магнитуды землетрясений в тихоокеанской части этого слоя резко понижены относительно магнитуд в нижнекоровом слое (рис. 5, а) и характеризуются высокой неоднородностью по простиранию сейсмофокальной зоны. При этом изолинии средних магнитуд в тихоокеанской верхней мантии ориентированы поперек границы Тихоокеанской и Охотоморской плит. Последнее может рассматриваться в качестве признака поперечных (сдвиговых?) глубинных сейсмогенных деформаций на этой границе.

Пододвигание тихоокеанской литосферы под Охотоморскую плиту читается в разрезах $M(x, y, z)$ -модели, однако это пододвигание в приводимых данных (рис. 5, в), уверенно прослеживается только до глубины 100 км. Литосфера Амурской плиты характеризуется двухслойным строением: кристаллическая кора и нижний слой литосферы разделены слоем пониженной вязкости, выраженным снижением магнитуд землетрясений до 3–3–3–6.

Земная кора Охотоморской плиты менее сейсмична, чем кора окружающих ее Тихоокеанской и Амурской плит. В разрезах она выражена асимметричным прогибанием изолиний средних магнитуд до глубины 20–25 км (рис. 5, в). Судя по распределениям магнитуд, кровля сейсмичного нижнекорового слоя тихоокеанской коры погружается под верхнекоровый вязкий слой Охотоморской плиты. Пространственному положению этой границы соответствует зона сгущения изолиний средних магнитуд в интервале глубин 18–25 км.

Выполненный анализ пространственных распределений магнитуд землетрясений в Охотомор-

ском регионе лучше всего согласуется с тектонической моделью расслоенной литосферы [38], частным случаем которой является модель двухслойной литосферы Л.И. Лобковского [39], обосновывающая широкое присутствие в литосфере подкорового вязкого слоя, разделяющего литосферу на две жесткие составляющие. Этот слой выражен минимумами магнитуд землетрясений в интервале глубин 40–80 км. Зона субдукции тихоокеанской литосферы под охотоморскую разрывается (slab window) Охотоморским плюмом и наложенным на него Южно-Охотским рифтом.

Заключение

Рассмотренные данные свидетельствуют о более широком разнообразии связей сейсмических процессов с глубинным строением земной коры и верхней мантии в Дальневосточном регионе России, чем это предполагается в доминирующих моделях «разлом-землетрясение» и «субдукция-землетрясение». Распределения магнитуд землетрясений в непрерывном геологическом пространстве содержат информацию о глубинном строении изучаемых объемов тектоносферы. По 3D-распределениям магнитуд отчетливо картируются среды, различающиеся по реологическим свойствам, что может быть использовано при тектоническом районировании геодинамически активных районов (в которых $M > 2$), а при дальнейшем развитии сети сейсмических станций и совершенствовании аппаратуры, способной регистрировать слабые землетрясения ($M = 0,5 - 1,5$), – вообще любых районов.

Во всех изученных нами районах области и зоны повышенных магнитуд землетрясений в верхнем слое земной коры до глубины 10–15 км пространственно коррелируются с древними метаморфическими комплексами кратонов (Северо-Азиатского, Северо-Китайского) и с блоками кратонного типа (Цзямусы-Буреинским, Дягдагачинским, Мамыньским, Туранским), в основании которых эти комплексы предполагаются по геолого-геофизическим данным. Карты-срезы и разрезы $M(x, y, z)$ -моделей дают приблизительную оценку глубины залегания, вертикальной мощности и объемных границ этих комплексов. В акваториях окраинных морей максимумами магнитуд отобра-

жаются островные дуги (Сахалинская, Курильская), в фундаменте которых присутствуют высокоплотные океанические ультрабазиты.

В разрезах континентальной окраины выявлены признаки пододвигания жестких пластин океанической коры под мезозойские складчатые комплексы. На западной границе Тихоокеанской плиты обнаружены признаки пододвигания коровомантийного океанического слоя под земную кору Охотского моря. Однако в приводимых моделях безусловные сейсмологические признаки субдукции тихоокеанской литосферы под Охотоморскую плиту ограничиваются глубиной 100 км.

Пониженными и низкими магнитудами землетрясений ($M = 2,5 - 3,2$) отмечаются зоны пониженной вязкости в среднем слое земной коры, подкоровом слое верхней мантии и астеносфере. Обнаружены три геометрических типа таких зон: вертикальные линейные, слоисто-горизонтальные и локальные изометричные. Первые совпадают со структурами растяжения литосферы и магмопроницаемыми зонами глубинных разломов, вторые – с границами раздела структурно-вещественных комплексов в разрезах, а третьи – с центрами тектоно-магматических структур плюмовой природы. Во всех случаях зоны низкой сейсмичности сопровождаются комплексом геолого-геофизических признаков, указывающих на флюидную, магматическую или тектоническую проработку соответствующих им геологических структур.

Охарактеризованные связи сейсмичности с глубинными структурами земной коры могут быть использованы в качестве дополнительных признаков при тектоническом районировании и мелкомасштабном глубинном картировании геодинамически нестабильных территорий. Они могут быть полезны при выборе мест заложения будущих региональных сейсмических и магнитотеллурических профилей (трансектов), преследующих цели выявления главнейших черт и особенностей глубинного строения тектоносферы Дальневосточного региона на стыках геологических структур разного происхождения, возраста и ранга (литосферных плит, кратонов и складчатых областей, вулканоплутонических поясов, плюмов и рифтовых систем).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / под ред. Ханчука А.И. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – 81 с.
2. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) / под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. – М.: Наука, 2001. – 71 с.
3. Василенко Н.Ф., Прытков А.С. Моделирование взаимодействия литосферных плит на о. Сахалин по данным JPS-наблюдений // Тихоокеанская геология. – 2012. – Т. 31. – № 1. – С. 42–48.
4. Горкуша С.В., Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г. Сейсмичность и неотектоника юга дальнего Востока // Тихоокеанская геология. – 1999. – Т. 18. – № 5. – С. 61–68.
5. Имаев В.С. Взаимосвязь распределений гранитоидных интрузий и сейсмической активности землетрясений на Северо-Востоке России // Современная геодинамика, активные разломы и сейсмическое районирование. – М.: ГИН АН СССР, 1990. – С. 5–7.
6. Петрищевский А.М. Связь сейсмичности с плотностными неоднородностями литосферы Дальнего Востока России // Вулканология и сейсмология. – 2007. – № 6. – С. 60–71.
7. Бормотов В.А., Меркулова Т.В. Кайнозойский этап развития северной ветви Тан-Лу-Охотской рифтовой системы: глубинное строение и сейсмогеодинамика // Тихоокеанская геология. – 2012. – Т. 31. – № 1. – С. 26–41.
8. Мониторинг сейсмогенных зон Хабаровского края / отв. ред. Ф.Г. Корчагин. – Владивосток: Дальнаука, 2002. – 240 с.
9. Кушнир А.Н., Зайцев Г.Н. Региональные аномалии высокой электропроводности Австралийского континента и эпицентры землетрясений // Геодинамика. – 2011. – № 2. – С. 152–154.

10. Lithosphere versus asthenosphere mantle sources at the Big Pine Volcanic Fields, California / E. Gazel, K.T. Plank, D.W. Forsyth, C. Bendersky, C.T.A. Lee, E. Hauri // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2012. – V. 13. – № 1. – P. 1–25.
11. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии / под ред. В.В. Гордиенко. – Владивосток: ДВО РАН, 1992. – 238 с.
12. China earthquake data center. URL: <http://data.earthquake.cn/data/> (дата обращения: 01.05.2014).
13. Глаголев В.Н., Петрищевский А.М. Простой алгоритм построения разрезов с использованием 3D-массивов геолого-геофизической информации (Юго-Восток России) // *Тихоокеанская геология*. – 2010. – Т. 4. – № 3. – С. 78–85.
14. Уткин В.П. Тан-Лу-Сихотэ-Алинский структурный парагенез // *Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: Матер. Всеросс. конф. – Хабаровск, 12–15 сентября 2011. – Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 2011. – С. 141–144.*
15. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / ред. А.Н. Диденко, В.Б. Каплун, Ю.Ф. Малышев. – Владивосток: Дальнаука, 2010. – 332 с.
16. Каплун В.Б. Структура литосферы Дальневосточного региона по данным МТЗ // *Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: Всеросс. конф.: IV Косыгинские чтения. – Хабаровск, 21–23 января 2003. – Хабаровск: ДВО РАН, 2003. – С. 153–163.*
17. Cenozoic extensional stress evolution in North China / Zhang Yequiao, Ma Yinsheng, Yang Nong, Shi Wei, Dong Shuwen // *Journal of Geodynamics*. – 2003. – V. 36. – P. 591–613.
18. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. – М.: Недра, 1990. – 334 с.
19. Горнов П.Ю. Тепловое поле области сопряжения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов и смежных окраин Сибирской и Северо-Китайской платформ: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. – Хабаровск, 2010. – 28 с.
20. Петрищевский А.М. Отражения рифтогенных структур в гравитационных моделях Северо-Востока Азии // *Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. – Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 2011. – С. 298–301.*
21. Lin G., Wang Ya. The P-wave velocity structure of the crust-mantle transition zone in the continent of China // *Journal of Geophysics and Engineering*. – 2005. – № 2. – P. 268–276.
22. Zhi S., Cai Yo., Shi Ya. The contemporary tectonic strain rate field of continental China predicted from GPS measurements and geodynamics implication // *Pure and Applied Geophysics*. – 2006. – V. 163. – P. 1477–1493.
23. Тектоническая карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов масштаба 1:1500000 / ред. Л.П. Карсаков, Чжао Чуньцинь, Ю.Ф. Малышев, М.В. Горшков. – Владивосток; Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 2005.
24. Петрищевский А.М. Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). – М.: Наука, 2013. – 192 с.
25. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000 / гл. ред. Л.И. Красный, Пэн Юнь Бяо. – Л.: ВСЕГЕИ, 1999. – 3 л. с объяснит. запиской 135 с.
26. Ваньян Л.Л., Павленкова Н.И. Слой пониженной скорости и повышенной электропроводности в основании верхней части земной коры Балтийского щита // *Известия РАН. Физика Земли*. – 2002. – № 1. – С. 1–9.
27. Результаты анализа данных GPS измерений (2003–2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алинской сети / В.Ю. Тимофеев, П.Ю. Горнов, Д.Г. Ардюков, Ю.Ф. Малышев, Е.В. Бойко // *Тихоокеанская геология*. – 2008. – Т. 27. – № 4. – С. 39–49.
28. Шевченко Б.Ф., Саксин Б.Г., Рассказов И.Ю. Глубинное строение и морфоструктуры Амурской тектонической плиты (континентальная часть) // *Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. – Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 2011. – С. 336–338.*
29. Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Геофизические, магматические и металлогенические признаки проявления мантийного плюма в верховьях рек Алдан и Зея // *Геология и геофизика*. – 2014. – Т. 55. – № 4. – С. 568–593.
30. Каплун В.Б. Геоэлектрические строение Верхнеамурского района по данным магнитотеллурических зондирований // *Тихоокеанская геология*. – 2006. – Т. 25. – № 1. – С. 33–53.
31. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. – Владивосток: Дальнаука, 2008. – 297 с.
32. Van der Voo R., Spakman W., Bijwaard H. Mesozoic subducted slabs under Siberia // *Nature*. – 1998. – V. 397. – P. 246–249.
33. Volcanism and Subduction: the Kamchatka Region / J. Eichelberger, E. Gordeev, P. Izbekov, M. Kasahara, J. Lees // *Geophys. Monogr. Ser.* – Washington: AGU, 2007. – V. 172. – 369 p.
34. Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // *Геотектоника*. – 2002. – № 1. – С. 72–85.
35. Злобин Т.К. Охотская литосферная плита и модель эволюции системы «окраинное море – островная дуга – глубоководный желоб» // *Вестник ДВО РАН*. – 2006. – № 1. – С. 26–32.
36. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Результаты исследований по международным геофизическим проектам / ред. А.Г. Родников. – М.: РАН. Национальный геофизический комитет, 1996. – 337 с.
37. Сасорова Е.В., Андреева М.Ю. Глубинное распределение гипоцентров землетрясений Курильского региона // *Тихоокеанская геология*. – 2010. – Т. 29. – № 6. – С. 107–115.
38. Соколов С.Д. Концепция тектонической расслоенности литосферы: история создания и основные положения // *Геотектоника*. – 1990. – № 6. – С. 3–19.
39. Лобковский Л.И. Геодинамика спрединга, субдукции и дьюхъярусная тектоника плит. – М.: Наука, 1988. – 256 с.

Поступила 08.10.2014 г.

UDC 550.34 + 551.24 (571.6)

3D-TECTONIC ANALYSIS OF SEISMICITY FIELDS IN THE SOUTH REGIONS OF RUSSIAN FAR EAST**Aleksandr M. Petrishchevsky,**Dr. Sc., National Research Tomsk Polytechnic University, 30, Lenin Avenue, Tomsk, 634050, Russia; Institute of Complex analysis of regional problems, 4, Sholom Aleikhema street, Birobidzhan, 679016, Russia.
E-mail: petris2010@mail.ru**Mariya A. Vasileva,**

Institute of Complex analysis of regional problems, 4, Sholom Aleikhema street, Birobidzhan, 679016, Russia. E-mail: mahaonn2008@mail.ru

The relevance of the research is caused by the need to detect tectonic reasons of earthquakes in the Far East Russia and to analyze the relation of seismic intensity with rheological state of tectonic media.

The aim of the research is to justify the relation of earthquake hypocenter and magnitude distributions with a deep structure and rheological state of tectonic media in the crust and the upper mantle of Northeast Asia.

The method used in the study: 3D modeling of earthquake hypocenters and magnitudes distributions and development of layer-by-layer schemes and sections of average magnitude distributions on this basis.

Results. In distributions of hypocenters and magnitudes of earthquakes the authors have found out vertical resolution. It is related with rheological heterogeneity of tectonic media in the crust and the upper mantle. The areas characterized by increased magnitudes of earthquakes ($M=3,5-6$) in the upper layer of the crust up to the depth of 10–15 km are spatially correlated with ancient metamorphic complexes. They are outcropped in the Aldano-Stanovy shield of North Asian craton and the northern flank of North Chinese cratons. Within the Amur plate the maxima of magnitudes are dated for blocks of cratonic type: Arguno-Mamynsky, Dyagdagachinsky and Tszyamusy-Bureninsky. By the depth and shape of the upper seismic layer in these blocks it is possible to define the depth, thickness and behavior of the crystal crust layer roof, as well as the degree of a rework of the crust caused by disjunctive and volcanic processes. In particular, the authors determined the immersion of a granite-metamorphic layer of the crust in the North Chinese craton under Tszyamusy-Bureninsky terrane and crystal complexes of the Aldano-Stanovy shield under Mongolo-Okhotskaya and Sikhote-Alin fold-thrust systems. In margin seas the maxima of magnitudes coincide with island arcs (Sakhalin, Kuril) in which basement there are high density oceanic ultrabasites. Zones of lowered viscosity are associated with lowered and low magnitudes of earthquakes ($M=2,5-3,2$) in the lower crust, subcrustal layer of the upper mantle, and an asthenosphere where they are correlated with low electric resistance and lowered seismic velocity. Three geometrical types of such zones: vertical linear, layered in horizontal, and local izometric are found. The first ones coincide with lithosphere stretching structures and magma-permeable zones of deep faults. The second zones coincide with the boundaries of tectonic layers in sections, and the third ones coincide with the centers of tectonic-magmatic structures of the plume nature. In all cases the low seismicity zones are followed by a complex of geologic-geophysical signs indicating fluid, magmatic or tectonic rework of geological structures corresponding to them. The paper characterizes vertical discontinuance and longitudinal heterogeneity of seismic focal zones in the Sea of Okhotsk and Japanese regions. In the region of Okhotsk Sea the Pacific lithosphere subduction under the plate of the Sea of Okhotsk shows itself in the sections of $M(x,y,z)$ -model, however this subduction is traced only up to the depth of 100 km.

Key words:

Earthquake magnitudes, rheology, deep structure of the crust and upper mantle, Northeast Asia.

REFERENCES

1. *Geodinamika, magmatizm i metalogeniya Vostoka Rossii* [Geodynamics, magmatism and metallogeny of the Eastern Russia]. Ed. by A.I. Khanchuk. Vladivostok, Dalnauka Publ., 2006. 81 p.
2. *Tectonika, geodynamika i metallogeniya territorii respublik Sakha (Yakutiya)* [Tectonics, geodynamics and metallogeny of the Sakha republic territory]. Ed. by L.M. Parfenov, M.I. Kuzmin. Moscow, MAIK «Nauka» Publ., 2001. 71 p.
3. Vasilenko N.F., Prytkov A.S. Modelirovanie vzaimodeystviya litosfernykh plit na o. Sakhalin po dannym JPS-nablyudeniy [Modelling of lithosphere plate interactions in the Sakhalin Island by JPS-observations]. *Russian Journal of Pacific geology*, 2012, vol. 31, no. 1, pp. 42–48.
4. Gorkusha S.V., Onukhov F.S., Korchagin F.G. Seysmichnost i neotektonika yuga Dalnego Vostoka [Seismicity and neotectonics of the Southern Far East]. *Russian Journal of Pacific geology*, 1999, vol. 18, no. 5, pp. 61–68.
5. Imaev V.S. Vzaimosvyaz raspredeleniy granitoydnykh intruziy i seysmicheskoy aktivnosti zemletryaseniy na Severo-Vostoke Rossii [Relation of granite body distribution with seismic activity of earthquakes in the Russian Far East]. *Sovremennaya geodinamika, aktivnye razlomy i seysmicheskoe rayonirovanie* [Current geodynamics, active faults and seismic division into districts]. Moscow, Academy of Sci. USSR, 1990, pp. 5–7.
6. Petrishchevsky A.M. Svyaz seysmichnosti s plotnostnymi neodnorodnostyami litosfery Dalnego Vostoka Rossii [Relation of seismicity with lithospheric density inhomogeneities in Russian Far East]. *Volcanology and seismology*, 2007, vol. no. 7, pp. 60–71.
7. Bormotov V.A., Merkulova T.V. Kaynozoykiy etap razvitiya severnoy vetvi Tan-Lu-Okhotskoy riftovoy sistemy: glubinnoe stroenie i seysmogeodinamika [Cenozoic evolution of northern branch of Tanlu-Okhotsk rift system: deep structure and seismic geodynamics]. *Russian Journal of Pacific geology*, 2012, vol. 31, no. 1, pp. 26–41.
8. *Monitoring seysmogennykh zon Khabarovskogo kraya* [Monitoring of seismic zones of Khabarovsk District]. Ed. by F.G. Korchagin. Vladivostok, Dalnauka Publ., 2002. 240 p.
9. Kushnir A.N., Zaitsev G.N. Regionalnye anomalii vysokoi elektroprovodnosti Avstraliyskogo kontinenta i epitsentry zemletryasenii [Regional anomalies of high conductivity of the Australian continent and epicenters of earthquakes]. *Geodinamika*, 2011, no. 2, pp. 152–154.
10. Gazel E., Plank K.T., Forthys D.W., Bendesky C., Lee C-T.A., Hauri E. Lithosphere versus asthenosphere mantle sources at the

- Big Pine Volcanic Fields, California. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2012, vol. 13, no. 1, pp. 1–25.
11. *Tektonosfera Tikhookeanskoy okrainy Azii* [Tectonosphere of the Pacific Margin of Asia]. Ed. by V.V. Gordienko. Vladivostok, DVO RAN Publ., 1992. 238 p.
 12. Chine earthquake data center. Available at: <http://data.earthquake.cn/data/> (accessed 01 May 2014).
 13. Glagolev V.N., Petrishchevsky A.M. Prostoy algoritm postroeniya razrezov s ispolzovaniem 3D-masivov geologo-geofizicheskoy informatsii (Yugo-Vostok Rossii) [A simple algorithm for generating cross sections using 3D geological and geophysical data sets (Southeastern Russia)]. *Russian Journal of Pacific geology*, 2010, vol. 4, no. 3, pp. 78–85.
 14. Utkin V.P. Tanlu-Sikhote-Alinskiy strukturny paragenез [The Tanlu-Sikhote-Alin structure paragenesis]. *Tektonika, magmatizm i geodinamika Vostoka Azii: Materialy Vserossiyskoy konferentsii* [Tectonics, magmatism and geodynamics of the Eastern Asia. Proc. All-Russian conference]. Khabarovsk, Institute of Tect. and Geophys., 2011. pp. 141–144.
 15. *Glubinnoe stroenie i metallogeniya Vostochnoy Azii* [Deep structure and metallogene of the Eastern Asia. Eds. A.N. Didenko, V.B. Kaplun, Yu.F. Malyshev. Vladivostok, Dalnauka Publ., 2010. 332 p.
 16. Kaplun V.B. Struktura litosfery Dalnevostochnogo regiona po dannym MTZ [The lithosphere structure of the Far East region by MTS-data]. *Tektonika, magmatizm i geodinamika Vostoka Azii. Vserossiyskaya konferentsiya: IV Kosygin'skie chteniya* [Tectonics, magmatism and geodynamics of the Eastern Asia. Proc. of All-Russian conference. IV Kosygin readings]. Khabarovsk, Institute of Tect. and Geophys., 2003. pp. 153–163.
 17. Zhang Yequiao, Ma Yinsheng, Yang Nong, Shi Wei, Dong Shuwen. Cenozoic extensional stress evolution in North China. *Journal of Geodynamics*, 2003, vol. 36, pp. 591–613.
 18. Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. *Tektonika litosfernykh plit territorii SSSR* [Tectonics of lithospheric plates on the USSR territory]. Moscow, Nedra Publ., 1990. 334 p.
 19. Gornov P.Yu. *Teplovoe pole oblasti sopryazheniya Tsentralno-Asiatskogo i Tikhookeanskogo skladchatykh pojasov i smezhnykh okrayn Sibirskoy i Severo-Kitayskoy platform. Avtoreferat Dis. Kand. nauk* [Thermal field of the connect area of Central Asian and Pacific fold belts and adjacent margins of Siberian and North-China platforms. Cand. Diss. Abstract]. Khabarovsk, 2010. 28 p.
 20. Petrishchevsky A.M. Otrazheniya riftogennykh struktur v gravitatsionnykh modelyakh Severo-Vostoka Azii [Reflections of rift structures in gravity models of the North East Asia]. *Tektonika, magmatizm i geodinamika Vostoka Azii* [Tectonics, magmatism and geodynamics of the Eastern Asia]. Khabarovsk, Institute of Tect. and Geophys., 2011. pp. 298–301.
 21. Lin G., Wang Ya. The P-wave velocity structure of the crust-mantle transition zone in the continent of China. *Journal of Geophysics and Engineering*, 2005, no. 2, pp. 268–276.
 22. Zhi S., Cai Yo., Shi Ya. The contemporary tectonic strain rate field of continental China predicted from GPS measurements and geodynamics implication. *Pure and Applied Geophysics*, 2006, vol. 163, pp. 1477–1493.
 23. *Tektonicheskaya karta oblasti sochleneniya Tsentralno-Aziatskogo i Tikhookeanskogo pojasov masshtaba 1:1500000* [Tectonic map of the connect area of Central Asian and Pacific belts in scale 1:1500000]. Eds. L.P. Karsakov, Chzhao Chuntszin, Yu.F. Malyshev, M.V. Gorshkov. Vladivostok; Khabarovsk, Institute of Tect. and Geophys., 2005.
 24. Petrishchevskiy A.M. *Gravitatsionnyy metod otsenki reologicheskikh svoystv zemnoy kory i verkhney mantii (v konvergentnykh i plyumovykh strukturakh Severo-Vostochnoy Azii)* [Gravity method for evaluating rheological properties of the crust and uppermost mantle (in convergent and plume structures of the North-East Asia)]. Moscow, Nauka Publ., 2013. 192 p.
 25. Geologicheskaya karta Priamurya i sopredelnykh territoriy. Masshtab 1:2500000. [Geological map of the Amur River Area and adjacent territories. Scale 1:2500000]. Eds. L.I. Krasny, Pen Yun Byao. Leningrad, VSEGEI Press, 1999.
 26. Vanyan L.L., Pavlenkova N.I. Layer with increased wave-velocity and decreased conductivity in the base of upper part of the Baltic shield crust // *Izvestiya RAS. Fizika Zemli*, 2002, no. 1, pp. 1–9.
 27. Timofeev V.Yu., Gornov P.Yu., Ardyukov D.G., Malyshev Yu.F., Boyko E.V. Rezultaty analiza dannykh GPS izmereniy (2003–2006) na Dalnem Vostoke po Sikhote-Alinskoy seti [Results of the analysis of GPS-measurements data (2003–2006 years) at the Sikhote-Albin network]. *Russian Journal of Pacific geology*, 2008, vol. 27, no. 4, pp. 39–49.
 28. Shevchenko B.F., Saksin B.G., Rasskazov I.Yu. Glubinnoe stroenie i morfostruktury Amurskoy tektonicheskoy plity (kontinentalnaya chast) [Deep structure and morphostructures of the Amurian tectonic plates (continental hart)]. *Tektonika, magmatizm i geodinamika Vostoka Azii* [Tectonics, magmatism and geodynamics of the Eastern Asia]. Khabarovsk, Institute of Tect. and Geophys., 2011. pp. 336–338.
 29. Petrishchevskiy A.M., Yushmanov Yu.P. Geofizicheskie, magmaticheskie i metallogenicheskie priznaki proyavleniya mantiynogo plyuma v verkhovyakh rek Aldan i Zeya [Geophysical, magmatic and metallogenic manifestations of a mantle plume in the upper reaches of the Aldan and Amur Rivers]. *Russian Geology and Geophysics*, 2014, vol. 55, no. 4, pp. 568–593.
 30. Kaplun V.B. Geoelektricheskoe stroenie Verkhneamurskogo rayona po dannym magnetotelluricheskikh zondirovaniy [Geoelectric structure of the Upper Reach of Amur River area by MTS-data]. *Russian Journal of Pacific geology*, 2006, vol. 25, no. 1, pp. 33–53.
 31. Grannik V.M. *Geologiya i geodinamika yuzhnoy chasti Okhotomorskogo regoina v mezazoe i kaynozoe* [Geology and geodynamics of Southern part of the Sea of Okhotsk Area in the Cenozoic and Mesozoic]. Vladivostok, Dalnauka Publ., 2008. 297 p.
 32. Van der Voo R., Spakman W., Bijwaard H. Mesozoic subducted slabs under Siberia. *Nature*, 1998, vol. 397, pp. 246–249.
 33. Eichelberger J., Gordeev E., Izbekov P., Kasahara M., Lees J. Volcanism and Subduction: the Kamchatka Region. *Geophys. Monogr. Ser.* Washington, AGU, 2007. Vol. 172, p. 369.
 34. Bogdanov N.A., Chekhovich V.D. O kollizii Zapadno-Kamchatskoy i Okhotomorskoy plit [On collision of the West Kamchatka with the Sea of Okhotsk plates]. *Geotectonics*, 2002, no. 1, pp. 72–85.
 35. Zlobin T.K. Okhotskaya litosfernaya plita i model evolyutsii sistemy «okrainnoe more – ostrovnaya duga – glubokovodnyy zhelob» [The Sea of Okhotsk plate and the evolution model of the «margin sea – island arc – deep-water trough»]. *Vestnik DVO RAN – Vestnik of the Far East Branch of the RAS*, 2006, no. 1, pp. 26–32.
 36. Struktura i dinamika litosfery i astenosfery Okhotomorskogo regiona. Resultaty issledovaniy po mezhdunarodnym geofizicheskim proektam [Structure and dynamics of lithosphere and asthenosphere of the Sea of Okhotsk area. Results of researches by international geophysical projects]. Ed. A.G. Rodnikov. Moscow, National Geophysical Committee, 1996. 337 p.
 37. Sasorova E.V., Andreeva M.Yu. Glubinnoe raspredelenie gipotsentrov zemletryaseny Kuril'skogo regiona [Deep distribution of the earthquake hypocenters of the Kuril region]. *Russian Journal of Pacific geology*, 2010, vol. 29, no. 6, pp. 107–115.
 38. Sokolov S.D. Kontseptsiya tektonicheskoy rassloennosti litosfery: istoriya sozdaniya i osnovnye polozheniya [The concept of tectonic layering of a lithosphere: the history of creation and basic states]. *Geotectonics*, 1990, no. 6, pp. 3–19.
 39. Lobkovskiy L.I. *Geodinamika spreyinga, subduktsiya i dvukhyarnaya tektonika plit* [Geodynamics of spreading, subduction and two-layered tectonics of plates]. Moscow, Nauka Publ., 1988. 256 p.

Received: 08 October 2014.