

УДК 550.83+550.34+551.24(571.6)

ГРАВИТАЦИОННЫЕ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ РЕОЛОГИЧЕСКОГО РАССЛОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ ОКРАИН РОССИИ

© 2014 г. М. А. Губанова, А. М. Петрищевский

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН
679016, г. Биробиджан, ул. Шолом-Алейхема, 4
E-mails: mahaonn2008@mail.ru, petris2010@mail.ru*

Поступила в редакцию 21.03.2014 г.

Сопоставляются 3D-пространственные распределения гравитационного параметра (μ_z), характеризующего реологические свойства тектонических сред, и магнитуд землетрясений в земной коре и подкоревой мантии Охотоморского и Приамурского регионов. Оба параметра диагностируют расслоение литосферы на два жестких слоя (кристаллическая кора и нижний слой литосферы) и разделяющий их менее вязкий подкоревой слой. По низким значениям μ_z -параметра и магнитуд землетрясений картируется астеносфера, кровля которой приближается до глубины 60–80 км в структурах центрального типа плюмовой природы.

Ключевые слова: *реология литосферы, гравитационные модели, распределения магнитуд землетрясений.*

ВВЕДЕНИЕ

Изучение реологических свойств земной коры и верхней мантии является актуальной задачей тектонофизики, решение которой имеет не только важное теоретическое значение, но и множественные практические следствия, поскольку с реологическим состоянием геологических сред во многом связаны механизмы формирования и эволюции тектонических структур, металлогения и сейсмичность.

Традиционными методами изучения земной коры и верхней мантии, по которым можно косвенно судить о реологических свойствах глубинных горизонтов, являются сейсмические (ГСЗ, МОВЗ), магнито-теллурические (МТЗ) и термометрические исследования. Прямым индикатором термического режима глубинных недр является тепловой поток на поверхности Земли. По результатам его измерений в скважинах прогнозируются распределения температуры на глубину и, как следствие, оценивается фазовое состояние вещества в глубоких слоях тектоносферы [7, 27, 28]. Информацию о термическом режиме нижней коры и верхней мантии содержат также результаты сейсмической томографии [12]. При этом наиболее чутко на изменения температуры реагируют поперечные сейсмические волны (V_s), скорости распространения которых коррелируют с температурными аномалиями: высокие и нормальные значения скоростей фиксируются в “холодных” областях, а пониженные значения скоростей – в “теплых” и “горячих” регионах, там, где

обычно тепловой поток повышен. Пониженными сейсмическими скоростями проявляются области вещественной переработки коры под мезозойскими и современными вулканическими и рифтовыми структурами [10, 13]. Астеносфера, отождествляемая со слоем или линзами частичного плавления вещества верхней мантии [6, 27, 28], уверенно диагностируется не только по пониженным сейсмическим скоростям, но и по повышенным затуханиям и поглощениям сейсмических волн.

Области повышенного магмо-флюидонасыщения наиболее достоверно определяются по данным электромагнитных исследований. На Дальнем Востоке России, по данным МТЗ [6, 14, 15], астеносфера характеризуется низкими удельными электрическими сопротивлениями (5–20 Ом · м), а кристаллический слой коры и нижний слой литосферы – высокими (сотни и тысячи Ом · м). Кроме того, низкими удельными электрическими сопротивлениями часто обладают области и зоны тектонических нарушений с повышенной проницаемостью флюидов. Для них характерны также низкие скорости сейсмических волн и отношений V_p/V_s [16].

Перечисленных признаков было бы достаточно для оценки реологических свойств литосферы и подстилающей ее верхней мантии Северо-Восточной Азии, если бы они были представлены здесь в непрерывном 3D-геологическом пространстве. Однако сеть сейсмических, магнитотеллурических наблюдений и измерений теплового потока в труднодоступных районах Дальнего Востока России очень редка и это вы-

нуждает искать другие методы моделирования и оценки реологических состояний тектонических и магматических сред, дополняющие существующие данные. Гравиметрическая съемка является несоизмеримо более дешевым методом изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии, однако традиционное плотностное моделирование – подбор плотности геологических сред под наблюдаемые гравитационные аномалии – практически не используется для оценки реологического состояния тектоносферы вследствие крайней неоднозначности плотностного моделирования сложных геологических сред. Лишь в редких случаях и только на отдельных участках разрезов [6, 28] уменьшение плотности в астеносфере и, как следствие, понижение вязкости последней увязывается с повышением температуры и, соответственно, с изменениями фазового состояния среды.

Новый подход к изучению реологических состояний геологических и тектоно-физических сред, используемый в данной статье, основывается на анализе 3D-распределений μ_z -параметра [17–24], отражающего плотностную контрастность геологической среды на отрезке между центром аномальных масс и поверхностью, на которую выметаются (по Пуанкаре) эти аномальные массы. На основании сопоставления распределений этого параметра с распределениями удельных электрических сопротивлений, скоростью сейсмических волн и температуры в разрезах тектоносферы Северо-Восточной Азии было установлено [21], что этот параметр отражает степень вязкости тектонических сред. Его низким значениям соответствуют области (в плане) и слои (в разрезе) низких скоростей сейсмических волн (ГСЗ, МОВЗ) и удельных электрических сопротивлений (МТЗ), сопровождаемые повышением температуры в тепловых моделях – признанными индикаторами пониженной вязкости сред. Области и зоны низких значений μ_z -параметра (5–15 усл. ед.) наблюдались под вулканическими поясами [18, 19], в подкупольных зонах плюмов [23, 24] и повсеместно в астеносфере [21]. В верхних горизонтах земной коры они совпадают с аккреционными комплексами, сложенными преимущественно турбидитами [20].

Областям высоким значений этого параметра (30–50 усл. ед.) соответствуют кратоны и террейны кратонного типа, фундамент которых сложен древними (AR-PR) метаморфическими комплексами, а в разрезах – кристаллический слой земной коры и нижний слой литосферы [21].

Вторым методом, позволяющим проводить сравнительную оценку реологических состояний тектонических сред, является анализ 3D-распределений осредненных магнитуд землетрясений. Первый опыт таких исследований [9] показал, что в жестких (т.е. более вязких) средах, способных длительное время накапливать тектонические напряжения, магнитуды (M) сейсмических событий занимают интервал значений от 3.5 до 6–7. В менее вязких средах маг-

нитуды землетрясений редко превышают значения 2.5–3, чаще землетрясения там вообще не происходят. Тектонический анализ карт-срезом и разрезов M(x, y, z)-моделей обнаружил способность схематического 3D-картирования с их помощью древних кристаллических блоков на территории Амурской плиты, Северо-Азиатского и Северо-Китайского кратонов, а также зон пониженной вязкости в рифтах, подкупольных зонах плюмов и в основаниях вулканических поясов [8, 9].

Целью этой статьи является сопоставление распределений μ_z -параметра и магнитуд землетрясений в типичных разрезах земной коры и верхней мантии Северо-Восточной Азии на конвергентных границах литосферных плит, в структурах центрального типа плюмовой природы и зонах растяжения литосферы. Дважды независимыми методами будут приведены доказательства дискретности реологических свойств в тектоносфере и сделаны выводы о пространственных закономерностях распределений землетрясений в этом регионе.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

По физическому определению μ_z -параметр, отражающий в сравнительном плане плотностную контрастность геологических сред, является нормированной по глубине центра масс поверхностной плотностью сферы, эквивалентной объемному источнику гравитационной аномалии. Теоретическим обоснованием его является тождественность сферического и объемного потенциалов [26], что позволяет осуществлять прием “выметания” масс объемных источников на поверхность эквивалентных сфер, впервые предложенный Жюлем Анри Пуанкаре. Этот параметр вычисляется по формуле

$$\mu_z = \frac{V_{zm} Z_0}{4\pi K (Z_0 - H_c)^2}, \quad (1)$$

где V_{zm} – амплитуда локального симметричного гравитационного возмущения, мГл; Z_0 – глубина залегания центра объемного и эквивалентного ему сферического источника гравитационной аномалии, км; $H_c = Z_0 - R$ – глубина поверхности “конденсации” масс объемных источников на поверхность эквивалентных сфер, км; чтобы исключить обращение знаменателя в ноль, всегда: $H_c < Z_0$; R – радиус сферы, км; K – гравитационная постоянная ($6.673 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3 / \text{кг с}^2$).

В жестких, т.е. более вязких средах, способных длительное время сохранять первичную плотностную дифференциацию элементарных объемов геологического пространства, этот параметр имеет повышенные и высокие значения. В менее вязких, пластичных и текучих средах, вследствие расползания масс и стирания плотностных границ он имеет низкие значения. Методика построения $\mu_z(x, y,$

Нс)-моделей подробно описана в работе [21]. Там же сформулированы геологические условия применения данного метода и показана слабая зависимость распределений этого параметра от относительного знака привлекаемых к расчетам элементарных гравитационных возмущений и ориентировок расчетных сетей. Приведены многочисленные примеры, подтверждающие связь μ_z -параметра с реологическими свойствами геологических сред.

Предшествующими исследованиями [17–24] для территории Северо-Восточной Азии составлены 3D-модели распределений μ_z -параметра до глубины 150 км, насчитывающие около 8000 единичных определений, с помощью которых можно строить горизонтальные срезы и вертикальные разрезы распределений этого параметра в выбранных диапазонах глубин и направлениях разрезов с помощью стандартных программ перевода цифровой информации в графические образы, например Surfer-8 или MapInfo Professional.

Второй подход к изучению реологических состояний геологических сред и тектонических причин землетрясений основывается на анализе 3D-распределений магнитуд землетрясений, 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 интенсивность сейсмических событий, выраженную в значениях магнитуд. Магнитуды землетрясений, в свою очередь, опосредованно связаны со степенью вязкости и, как следствие, – прочности (жесткости) и хрупкости тектонических сред и величинами тектонических напряжений, обеспечивающих условия для накопления сейсмической энергии. Как показал первый опыт моделирования 3D-распределений магнитуд [9], слоям, зонам и областям повышенных и высоких магнитуд соответствуют блоки и террейны, сложенные кристаллическими комплексами, способными длительное время накапливать тектонические напряжения. Низкие значения осредненных магнитуд наблюдались в рифтогенных структурах, под вулканическими поясами и в подкупольных зонах плюмов, где реологические свойства сред “ослаблены” вследствие их динамометаморфических и флюидно-магматических изменений.

Предполагается, что менее вязкие среды тоже способны передавать сейсмогенные напряжения, однако в таких средах более вероятны реактивные перемещения тектонических масс, ослабляющие накопление упругих напряжений. Более вязкие (жесткие) блоки способны накапливать большие сейсмогенные напряжения. Иллюстрируемые ниже модели доказывают справедливость такого предположения.

Исходными данными для рассматриваемых ниже моделей являются ежегодные сейсмические каталоги Геофизической службы РАН (г. Обнинск)

и КНР. Средняя точность определения глубин гипоцентров землетрясений в верхнекоровом слое (0–20 км), по данным каталогов ГФС РАН, составляет ± 3.5 км, в нижнекоровом слое – ± 4.1 км, а в верхней мантии (на глубине 100–300 км) – ± 15 км. Эти оценки вполне позволяют осуществлять построение и тектонический анализ 3D-моделей распределений магнитуд.

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–Петрицевского [5] был составлен комплект карт-срезов и разрезов 3D-моделей распределений 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: 0, 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 500 км. 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 [5].

Полученные $M(x, y, z)$ -модели сопоставлены с $\mu_z(x, y, Нс)$ -моделями, составленными по гравиметрическим данным.

РЕОЛОГИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ЮЖНЫХ РАЙОНАХ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА РОССИИ

Охотоморский регион

В Охотоморском регионе сопоставляются схемы распределений μ_z -параметра (рис. 1а) и магнитуд землетрясений в подкоровом слое верхней мантии (рис. 1б), а так же распределения этих параметре-

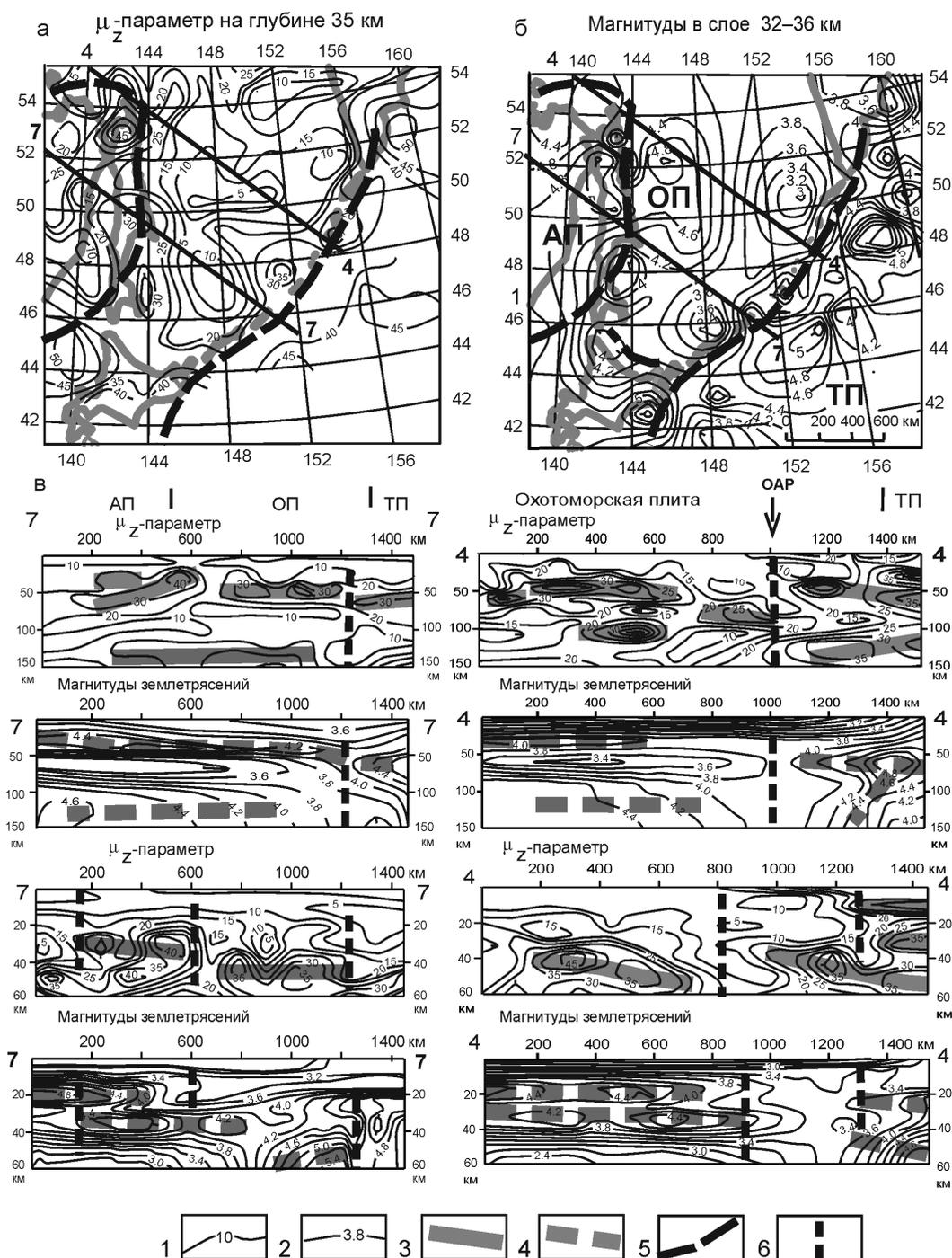


Рис. 1. Карты-срезы μ_z -параметра (а) и магнитуд землетрясений (б) с разрезами объемных моделей (в) этих параметров в Охотоморском регионе.

Здесь и на рис. 2–4: 1, 2 – изолинии: 1 – μ_z -параметра, 2 – осредненных магнитуд землетрясений; 3, 4 – оси жестких пластин: 3 – по распределениям μ_z -параметра, 4 – по распределениям магнетуд землетрясений; 5 – границы литосферных плит; 6 – глубинные разломы. Литосферные плиты: АП – Амурская, ОП – Охотоморская, ТП – Тихоокеанская; ОАР – Охотско-Анадырский рифт.

Fig. 1. Maps-slices of μ_z -parameter (а) and earthquake magnitudes (б) with sections of 3D-models (в) of these parameters in the Sea of Okhotsk region.

Here and on fig.2–4: 1, 2 – isolines: 1 – μ_z -parameters, 2 – the averaged earthquake magnitudes; 3, 4 – axis of rigid layers: 3 – by the μ_z -parameter, 4 – by the eazhquake magnitudes; 5 – plate boundaries; 6 – deep faults. Lithospheric plates: АП – Amur, ОП – Okhotsk, ТП – Pacific; ОАР – Okhotsk-Anadyr rift.

тров в разрезах (рис. 1в) для двух интервалов глубин: 0–150 и 0–60 км.

В подкоровом слое верхней мантии областям повышенных значений обоих параметров соответствуют: на востоке – тихоокеанская литосфера, на западе – литосфера Амурской плиты. Охотоморская плита в этом диапазоне глубин выражена низкими значениями обоих параметров, что объясняется существованием одноименного плюма, в центре которого расплавленная магма приближена до глубины 40–60 км [21, 27].

В разрезе 7–7 (см. рис. 1в) в обеих моделях одинаково проявлено расслоение литосферы на два жестких слоя: нижнекоровый (25–50 км) и подастеносферный (100–150 км). Между ними залегает слой пониженной вязкости ($\mu_z = 10\text{--}15$ ед., $M = 3.4\text{--}3.6$) мощностью 35–40 км. В обеих моделях в восточной части разрезов проявлено резкое смещение жесткого слоя тихоокеанской литосферы относительно охотоморской. При детализации распределений магнитуд в разрезе 7–7 (корово-мантийный интервал глубин: 0–60 км) жесткий слой распался на два слоя: среднекоровый (на глубине 20 км) и нижнекоровый (на глубине 40 км). При этом нижнекоровый жесткий слой близким образом проявился в обеих моделях. В детальных разрезах одинаковым образом проявились глубинные разломы, разделяющие области с разным характером распределений μ_z -параметра и магнитуд землетрясений.

Аналогичное реологическое расслоение тектоносферы наблюдается в разрезе 4–4 (см. рис. 1в). В западной части разреза оба параметра регистрируют слой пониженной вязкости ($\mu_z = 10\text{--}20$ ед., $M = 3.4\text{--}3.8$), который в интервале глубин 50–80 км разделяет тонкую охотоморскую литосферу и подастеносферную мантию. В восточной части этого разреза по обоим признакам проявлено расщепление тихоокеанской плиты на коровую и нижнюю литосферную пластины, что является характерной особенностью зон коллизии плит [21]. При детализации разреза 4–4 в его восточной части проявлено расслоение Тихоокеанской плиты на нижнекоровый (интервал глубин 20–35 км) и подкоровый (60–40 км) жесткие слои, а в гравитационной модели просматривается третий – верхнекоровый жесткий слой (интервал глубин 5–25 км). Зоны низких магнитуд и значений μ_z -параметра маркируют Охотско-Анадырскую структуру растяжения литосферы [22].

Прикамчатский район

В этом районе высокие значения магнитуд землетрясений в слое 21–50 км (рис. 2б) обусловлены жесткой океанической пластиной (слэбом), пододвинутой под Восточную Камчатку вплоть до Центрального разлома. Области высоких значений маг-

нитуд соответствует область высоких значений μ_z -параметра (рис. 2а). Земная кора западной Камчатки в этом интервале глубин асейсмична и характеризуется обширным минимумом μ_z -параметра (см. рис. 2б), что объясняется реологическим разуплотнением нижнекорового слоя вследствие неполной кристаллизации магм под плиоцен-миоценовым Центрально-Камчатским вулканическим поясом [17]. Об этом же свидетельствуют данные магнитотеллурических и сейсмических зондирований [14]. Современное положение Камчатки смещено относительно μ_z -минимума к востоку на 120–150 км. Можно предположить, что Камчатский полуостров, представляющий собой систему сближенных островных дуг, в палеоцен-миоцене мог целиком переместиться к востоку над нижнекоровым вязким слоем, чему не противоречат постколлизийные (рифтогенные) восточные перемещения тектонических покровов, сорванных с основания островных дуг [17].

В разрезе 5–5 (см. рис. 2в) распределения магнитуд землетрясений и μ_z -параметра под Восточной и Западной Камчаткой (и Западно-Камчатским шельфом) резко различаются по морфологии, что согласуется с резко различным типом земной коры в сравниваемых районах [1, 17, 25]. Вулканогенно-осадочный слой Восточной Камчатки залегает на океанической коре, которая выражена интенсивным μ_z -максимумом в интервале глубин 15–40 км. В этом же интервале глубин залегает слой повышенных магнитуд землетрясений (до 4.6), который простирается под Восточную Камчатку на расстояние 100 км. В разрезе 5–5 верхний слой земной коры Западной Камчатки и прилегающего охотоморского шельфа менее сейсмичен и характеризуется низкими значениями μ_z -параметра. В основании слоя пониженной вязкости на западе полуострова залегает жесткая пластина, положение которой в разных моделях неодинаково. В гравитационной модели кровля жесткой пластины залегает на глубине 40 км, а в сейсмологической – на глубине 25–30 км. Это может быть обусловлено тем, что в земной коре и верхней мантии под вулканическими поясами Камчатки элементарные реологические неоднородности резко дифференцированы. Об этом свидетельствуют результаты сейсмической томографии в Восточно-Камчатском вулканическом поясе [10], которые обнаружили многочисленные локальные уплотнения и соответствующие повышения скорости сейсмических волн в низкоскоростных, менее вязких, средах. По предположению В.А. Ермакова [10], эти уплотнения объясняются подсолидусной перекристаллизацией вмещающих сред в кровле магматических очагов. Приобретая жесткость, такие среды способны сейсмически реагировать на региональный тектонический стресс.

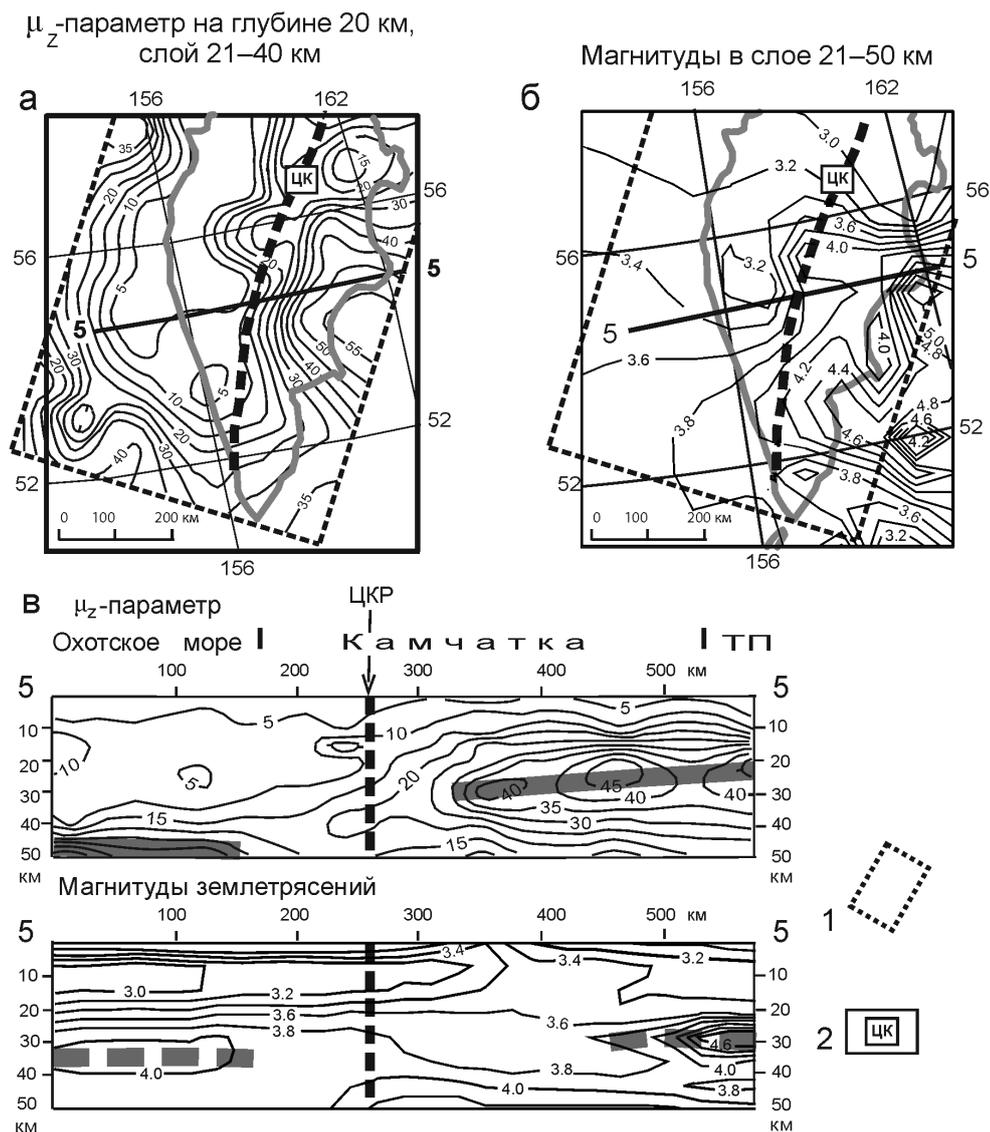


Рис. 2. Карты-срезы μ_z -параметра (а) и магнитуд землетрясений (б) с разрезом объемных моделей (в) этих параметров в Прикамчатском районе.

1 – контур гравитационной модели, 2 – Центральный Камчатский разлом.

Fig. 2. Maps-slices of μ_z -parameters (а) and earthquake magnitudes (б) with sections of 3D-models (в) of these parameters in the Kamchatka region.

1 – contour of gravity model, 2 – Central Kamchatka fault.

Другой причиной пространственных несовпадений М- и μ_z -максимумов может быть волновой характер тектонических напряжений, усиление которых в жестких средах, диагностируемых μ_z -максимумами, проявляется периодически. Этот вопрос требует проведения специальных детальных исследований.

Приамурский регион

Современные тектонические напряжения в литосфере рассматриваемого региона характеризуются

тремя главными векторами механических сил. Первый вектор запад-северо-западного направления обусловлен давлением Тихоокеанской плиты на континентальную окраину [3]. Вторым – субмеридиональный вектор – обусловлен конвергенцией Индийской и Евразийской плиты, начало которой относят к олигоцену [11, 32]. Этот вектор проявлен в деформациях Центрально-Азиатского складчатого пояса. Третья пара векторов северо-восточного и встречного юго-западного направления связана с трансформными перемещениями литосферных плит [2, 31, 32].

Следы таких напряжений выявлены в зонах разломов Танлу, Центрально-Сихотэ-Алинского [29, 30] и грабене Шанси [32]. Тектонические напряжения трех преобладающих направлений накладываются друг на друга, что обуславливает различный характер горизонтальных перемещений земной поверхности, регистрируемых GPS-наблюдениями, в том числе вращение коровых сегментов [2, 29]. Это находит отражение в сложных распределениях μ_z -параметра и их корреляции с распределениями магнитуд землетрясений. Однако и в таких условиях удается увидеть совмещения пространственного положения жестких и вмещающих их менее вязких слоев в гравитационных и сейсмологических реологических моделях (рис. 3, 4).

В Приамурском регионе по распределениям μ_z -параметра было выявлено четкое расслоение земной коры на верхнекоровый (интервал глубин 5–20 км и нижнекоровый (25–40 км) слои (разрезы 21, 22 и 26 на рис. 3 и 4). Между ними на глубине около 20 км залегает тонкий слой пониженной вязкости, выраженный резким уменьшением (до 10 ед.) μ_z -параметра. Разрезы 21–21 и 22–22 располагаются по направлению тектонического стресса со стороны Охотоморской плиты. На восточном фланге разреза 22–22 (см. рис. 3в), в интервале глубин 15–30 км, точно совмещаются жесткие слои, идентифицируемые по обоим параметрам. Такое совпадение объясняется активным пододвиганием пластин океанической, или островодужной, коры под Сихотэ-Алинскую континентальную окраину [20]. Менее точно коррелируется пространственное положение жестких слоев в гравитационной и сейсмологической моделях в западной половине разрезов (см. рис. 3в), однако расхождение в глубине залегания осей жестких слоев здесь не превышает 30%. В обоих разрезах (21–21 и 22–22) по обоим признакам уверенно картируется сдвиго-раздвиговая зона Танлу, по обоим сторонам от которой наблюдается различный характер распределений μ_z -параметра и магнитуд землетрясений. В разрезах 21–21 и 22–22 верхнекоровый слой смещен относительно нижнекорового на запад, что допускает послышное горизонтальное перемещение тектонических масс в Амурской плите. Это согласуется с ранее полученными данными [24] о смещении нижнекорового слоя к востоку на 150–200 км относительно верхнекорового. Из полученных данных следует вывод о том, что тектонический стресс со стороны Охотоморской плиты проявлен в Приамурье преимущественно в верхнекоровом интервале глубин (0–20 км).

В Среднем Приамурье установлены признаки существования региональной структуры центрального типа – Мая-Селемджинского плюма, в центральной части которого расплавленная астеносфера приближается до глубины 40–50 км [24, 28].

В основании коровых жестких пластин в западных частях разрезов, на глубинах ниже 40 км, зале-

гают среды пониженной вязкости ($\mu_z = 10–20$ ед., $M = 3.0–3.2$), которые обусловлены флюидным и магматическим насыщением мантийной части головы Мая-Селемджинского плюма [24]. Об этом свидетельствуют измерения теплового потока, прогнозирующие приближение астеносферы до глубины 50 км в центре плюма [28].

Распределения μ_z -параметра (см. рис. 3а) и магнитуд землетрясений (см. рис. 3б) в среднекоровом срезе характеризуются близкими особенностями. В центральной (стволовой) зоне плюма оба параметра понижены ($\mu_z = 5–15$ ед., $M = 3.0–3.2$). Эта зона обрамляется цепочками локальных максимумов μ_z -параметра (25–45 ед.) и магнитуд ($M = 3.4–3.5$). На флангах плюма и за его пределами оба параметра понижены. Зона Танлу является границей двух областей, характеризующихся разной морфологией изолиний средних магнитуд землетрясений (см. рис. 3б). К западу от нее M-изолинии имеют преимущественно северо-западное простирание, а к востоку – субмеридиональное, что обусловлено разным направлением векторов тектонических напряжений. Зона Танлу “обрезает” кольцевой минимум магнитуд, обрамляющий Мая-Селемджинский плюм.

Разрезы 23–23 и 26–26 характеризуют особенности сочленения Амурской плиты с Северо-Азиатским кратоном. В разрезе 23–23 (см. рис. 4в) максимумом μ_z -параметра и магнитуд землетрясений одинаково картируется жесткий слой в основании земной коры. Этот слой подстилается слоем пониженной вязкости ($\mu_z = 5–15$ ед., $M = 3.0–3.4$) в голове Мая-Селемджинского плюма. В разрезе 26–26 гравитационная модель предполагает существование двух слоев повышенной вязкости, соответствующих положению гранитно-метаморфического и “базальтового” слоев земной коры Цзямусы-Буреинского террейна кратонного типа по сейсмическим данным [3]. Эти слои разделены узким слоем пониженной вязкости. В распределениях магнитуд эти слои не разделяются и объединены в один жесткий коровый слой ($M = 3.2–3.8$). Подкоровая мантия в этом разрезе по обоим признакам характеризуется пониженной вязкостью ($\mu_z < 20$ ед., $M < 3.0$).

Распределение магнитуд землетрясений по горизонтали в интервале глубин 30–60 км (рис. 4в) характеризует относительную вязкость подкорового слоя верхней мантии, которая понижается по направлениям к центру Мая-Селемджинского плюма. С этим распределением согласуется схема-срез μ_z -параметра в том же интервале глубин, на которой центральная часть Мая-Селемджинского плюма отображается цепочкой локальных μ_z -максимумов, обрамляющих μ_z -минимум в центре. Областям высоких значений μ_z -параметра за пределами плюма на северо-западе и северо-востоке (рис. 4а) соответствует увеличение магнитуд землетрясений (рис. 4б).

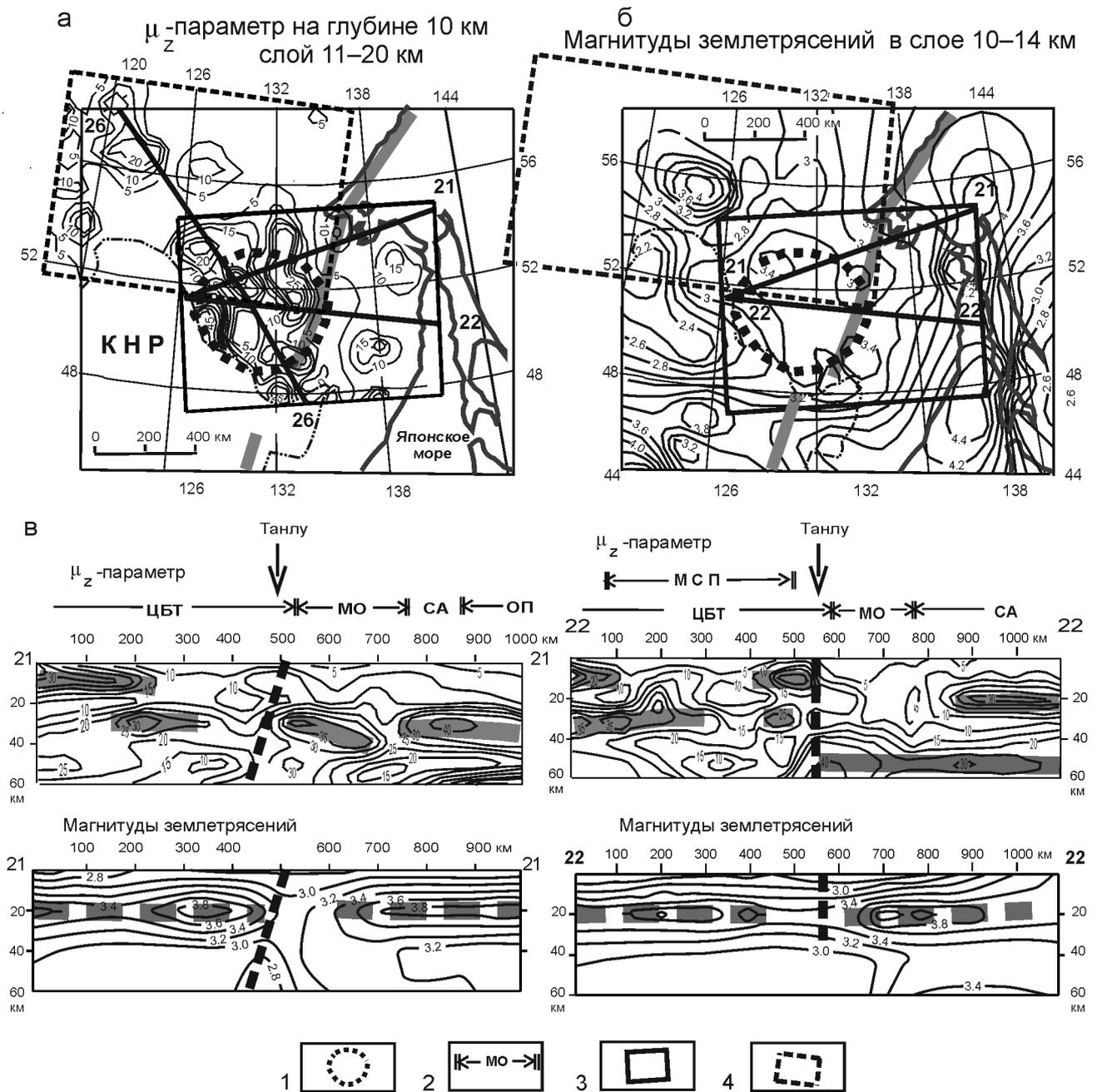


Рис. 3. Верхнекоровые карты-срезы μ_z -параметра (а) и магнитуд землетрясений (б) с разрезами объемных моделей (в) этих параметров в Приамурском регионе.

1 – контур Мая-Селемджинского плюма на глубине 20 км [24]; 2 – привязка разрезов к тектоническим структурам; 3, 4 – контуры гравитационных моделей: 3 – Среднеамурской, 4 – и Байкало-Амурской. Обозначения структур [4, 6]: ЦБТ – Цзямусы-Буреинский терейн с фундаментом кратонного типа, МО – Монголо-Охотская сутура, СА – Сихотэ-Алиньская аккреционно-складчатая система, ОП – Охотоморская плита.

Fig. 3. The upper crust map-slices of μ_z -parameters (a) and earthquake magnitudes (б) with sections of 3D-models (в) of these parameters in the Amur region.

1 – contour of the Maya-Selemdzha plume at a depth of 20 km [24]; 2 – designations of tectonic structures above sections; 3, 4 – the contours of gravity models: 3 – the Middle Amur, 4 – the Baikal-Amur ones. Designations of structures [4, 6]: ЦБТ – Tsyamusy-Bureya terrain with the basement of craton-type; МО – Mongol-Okhotsk suture, СА – Sikhote-Alin accretionary-fold system, ОП – Okhotsk plate.

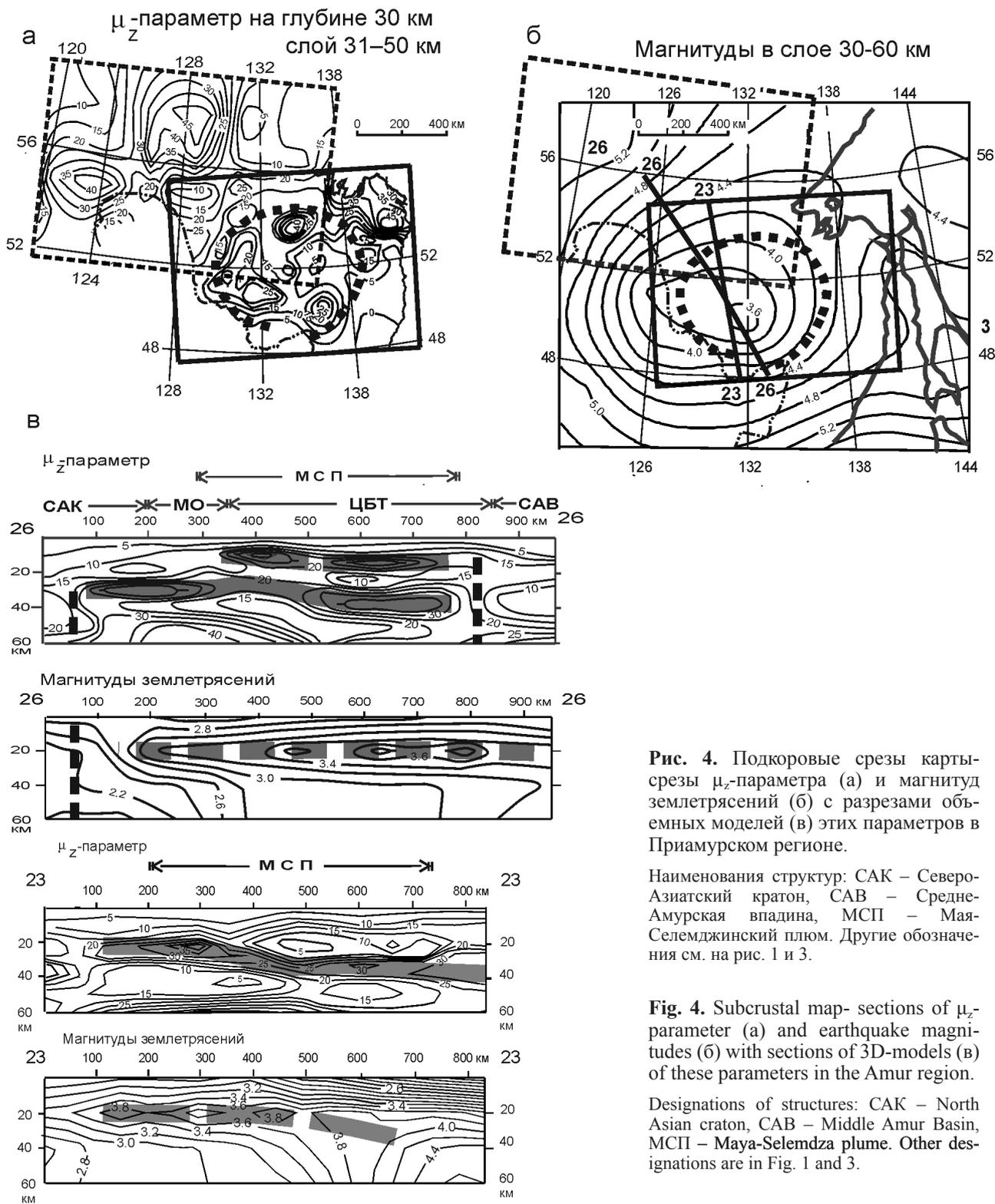


Рис. 4. Подкоровые срезы карты-срезы μ_z -параметра (а) и магнитуд землетрясений (б) с разрезами объемных моделей (в) этих параметров в Приамурском регионе.

Наименования структур: САК – Северо-Азиатский кратон, САВ – Средне-Амурская впадина, МСП – Мая-Селемджинский плум. Другие обозначения см. на рис. 1 и 3.

Fig. 4. Subcrustal map- sections of μ_z -parameter (a) and earthquake magnitudes (б) with sections of 3D-models (в) of these parameters in the Amur region.

Designations of structures: САК – North Asian craton, САВ – Middle Amur Basin, МСП – Maya-Selemdza plume. Other designations are in Fig. 1 and 3.

ВЫВОДЫ

Выполненные сопоставления убеждают в том, что используемые формальные гравитационный и сейсмологический индикаторы реологических со-

стояний тектонических сред способны улавливать наиболее общие особенности глубинного строения земной коры и верхней мантии. По этим индикатором в 3D-геологическом пространстве наиболее часто картируются нижнекоровый (мафический), ре-

Таблица 1. Пространственные параметры жестких слоев в разрезах Приамурья и Охотоморского региона

Table 1. Space parameters of rigid layers in sections of the Amur River and Okhotsk Sea region

Разрезы ¹	Жесткие слои в интервалах глубин ² , км	
	по μ_z -параметру ³	по средним магнитудам ⁴
7–7	35–50	30–50
	50–60	50–60
	120–150	100–150
4–4	40–55	30–45
	40–60	50–60
	90–120	90–150
5–5	40–55	30–40
	15–40	20–40
21–21	25–35	15–35
22–22	30–35	10–35
	15–30	15–30
23–23	20–40	15–35
26–26	20–40	15–35

Note. ¹ – sections, ² – deep ranges of rigid layers, km, ³ – by μ_z -parameter, ⁴ – by averaged magnitudes.

Таблица 2. Пространственные параметры слоев пониженной вязкости в разрезах Приамурья и Охотоморского региона

Table 2. Space parameters of the low viscous layers in sections of the Amur River and Okhotsk Sea regions

Разрезы ¹	Вязкие слои в интервалах глубин ² , км	
	по μ_z -параметру ³	по средним магнитудам ⁴
7–7	70–120	50–100
4–4	70–80	40–80
5–5	0–35	50–20
21–21	40–60	40–60
22–22	40–65	40–60
23–23	35–50	35–60
26–26	30–60	30–60

Note. See table 1.

же – гранитно-метаморфические кристаллические жесткие слои и нижний слой литосферы.

Более чувствительным и, соответственно, более детальным индикатором является μ_z -параметр, который характеризует относительную (больше-меньше) вязкость сред в широком временном интервале (десятки и сотни миллионов лет). Гравитационные модели описывают относительную вязкость сред, но не характеризуют величины тектонических напряжений. Магнитуды учтенных землетрясений характеризуют вязкость сред в несоизмеримо меньшем временном интервале (десяток лет), но, кроме того, зависят от величин сейсмогенных тектонических напряжений. Двойственностью причин сейсмических событий можно объяснить встречаемые неточные совпадения и морфологические несогласия в распределениях сопоставляемых параметров (μ_z и M). Однако в большинстве

случаев глубины залегания жестких слоев, определяемые по двум моделям, удовлетворительно согласуются между собой (табл. 1).

Приведенные данные, таким образом, доказывают возможность сравнительной оценки реологических состояний тектонических сред по значениям магнитуд землетрясений (M) и нормированной поверхностной плотности эквивалентных сфер (μ_z) на отрезках между центрами плотностных неоднородностей и поверхностями, на которые вымещаются массы объемных источников гравитационных аномалий. Рассмотренные модели (рис. 1–4) иллюстрируют тектоническую расслоенность литосферы на среднекоровый (интервал глубин 10–20 км), нижнекоровый (20–40 км) и нижний литосферный (100–150 км) жесткие слои, разделяемые слоями, или зонами, пониженной вязкости (рис. 1–4; табл. 2). В числе последних наиболее яс-

но и по обоим признакам диагностируются подкорый вязкий слой и астеносфера.

Модели распределений μ_z -параметра и магнитуд землетрясений, диагностирующие реологическую расслоенность тектоносферы, могут найти применение на начальных этапах исследования коллизионных зон на границах литосферных плит, например: при расшифровке механизмов субдукции литосферных плит, при анализе пространственных связей реологических неоднородностей в земной коре и верхней мантии с приповерхностными тектоническими структурами (складчатостью, аккреционными призмами, рифтами и вулканическими поясами), а также при диагностике и пространственной параметризации глубинных разломов, разделяющих плиты и крупные сегменты земной коры и верхней мантии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Аиурков С.В. Современная кинематика Амурской плиты по данным GPS-геодезии и деформации на ее северной границе. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. 18 с.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 2 / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
4. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000 / Гл. редакторы Л.И. Красный, П. Юнь Бяо. 3 л. с объяснит. запиской. Л.: ВСЕГЕИ, 1999. 135 с.
5. Глаголев В.Н., Петрицевский 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.
6. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев. Владивосток: Дальнаука, 2010. 330 с.
7. Горнов П.Ю. Тепловое поле области сопряжения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов и смежных окраин Сибирской и Северо-Китайской платформ. Автореф. дисс. ... канд. физ.-мат. наук. Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 2010. 28 с.
8. Губанова М.А. Плюмы и сейсмичность Приамурья // Всероссийская молодежная школа по современной геодинамике. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. С. 29–31.
9. Губанова М.А., Петрицевский А.М. Связь сейсмичности с глубинным геологическим строением Приамурья и Манчжурии // Региональные проблемы. Т. 14. 2011. № 2. С. 51–56.
10. Ермаков В.А. Новейший вулканизм Камчатки как индикатор преобразования континентальной коры и литосферы // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения: мат-лы XLVI Тектонич. совещ. Т. 1. С. 136–140.
11. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
12. Короновский Н.В. Сейсмическая томография // Соросовский образовательный журнал. 2000. Т. 6, № 1. С. 63–68.
13. Крылов С.В. Сейсмические исследования литосферы Сибири: Избранные труды. Новосибирск: Гео, 2006. 345 с.
14. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
15. Никифоров В.М., Дмитриев И.В. Геоэлектрический разрез тектоносферы в зоне сочленения Япономорской впадины с материковым обрамлением // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 23, № 1. С. 3–14.
16. Носырев М.Ю. Аномалии скоростей в земной коре Приамурья и размещение золоторудной минерализации // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24, № 4. С. 53–61.
17. Петрицевский А.М. Тектоническая интерпретация плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии Камчатки // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 24, № 3. С. 53–61.
18. Петрицевский А.М. Глубинные структуры земной коры и верхней мантии Северо-Востока России по гравиметрическим данным // Литосфера. 2007. № 1. С. 46–64.
19. Петрицевский А.М. Вязкий слой на границе корамантия (Дальний Восток) // Геотектоника. 2008. № 5. С. 37–48.
20. Петрицевский А.М. Гравитационная модель сочленения континентальной и океанической коры в Сихотэ-Алине // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. Вып. 17, № 1. С. 7–17.
21. Петрицевский 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.
22. Петрицевский А.М., Злобин Т.К. Плотностная неоднородность тектоносферы Охотоморского региона // Ученые записки Сахалинского государственного ун-та: Сб. науч. статей. Вып. 4. Южно-Сахалинск: СахГУ, 2004. С. 10–20.
23. Петрицевский А.М., Ханчук А.И. Кайнозойский плюм в Верхнем Приамурье // Докл. АН. 2006. Т. 406, № 3. С. 116–119.
24. Петрицевский А.М., Юшманов Ю.П. Реология и металлогения Мая-Селемджинского плюма // Докл. АН. 2011. Т. 440, № 2. С. 207–212.
25. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корьяско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
26. Сретенский Л.Н. Теория ньютоновского потенциала. М.-Л.: Гос. издат. техн.-теор. лит.-ры. 1946. 332 с.
27. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона: Результаты исследований по международным геофизическим проектам / Под ред. А.Г. Родникова. М.: РАН, Национальный геофизический комитет, 1996. 337 с.
28. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
29. Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г., Малышев Ю.Ф., Бойко Е.В. Результаты анализа данных GPS-измерений (2003–2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алинской сети // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 39–49.

30. Уткин В.П. Тан-Лу-Сихотэ-Алинский структурный парагенез // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: мат-лы VII Косыгинских чтений. Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 2011. С. 141–144.
31. *Khanchuk A.I.* Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from Russian side // *Earth Science*. 2001. V. 5, № 5. P. 275–291.
32. *Zhang Y., Ma Y., Yang N., Shi W., Dong S.* Cenozoic extensional stress evolution in North China // *J. Geodynamics*. 2003. V. 36. P. 591–613.

Рецензент В.М. Нечухин

Gravity and seismological features of rheological layering of Far East Russia lithosphere

M. A. Gubanova, A. M. Petrishchevsky

Institute of Complex Analysis of Regional Problems, Far East Branch of RAS

3D-spatial distributions of gravitational parameter (μ_z) which characterizes rheological properties of tectonic media and magnitudes of earthquakes in crust and a subcrustal mantle of Okhotsk Sea and Amur River regions are compared. Both parameters diagnose dividing of the lithosphere on two rigid layers (crystal crust and the lower lithosphere layer) and less viscous subcrustal layer between them. By low values of μ_z -parameter and magnitudes of earthquakes the asthenosphere whose roof is rises to a depth of 60-80 km in structures of the central type plumes is mapped.

Key words: rheology of the lithosphere, gravity models, distribution of the earthquake magnitudes.