

УДК 550.34:551.243.8+551.21(265.54)

СВЯЗЬ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ И ВУЛКАНОГЕННЫМИ СТРУКТУРАМИ ЯПОНОМОРСКОГО ЗВЕНА ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОЙ МЕГАЗОНЫ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ–ОКЕАН

©2014 г. Л. А. Изосов*, В. И. Чупрынин**, Ю. И. Мельниченко*, Н. С. Ли*,
К. Ю. Крамчанин*, А. А. Огородний*

*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43
E-mail: izos@poi.dvo.ru

**Тихоокеанский институт географии ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7
E-mail: chuprynin@tig.dvo.ru

Поступила в редакцию 29.04.2014

В Япономорском звене (ЯЗ) Западно-Тихоокеанской мегазоны перехода континент–океан намечены факторы контроля сейсмически активных зон концентрическими и линейными разломными структурами, выявленными по геолого-геофизическим и геоморфологическим данным. Размещение эпицентров землетрясений в ЯЗ обусловлено их приуроченностью к одноименной структуре центрального типа, а также к системам скрытых разломов фундамента. Эти долгоживущие разломы образуют в регионе несколько сквозных систем, заложившихся в основном в докембрии: субмеридиональную, субширотную (“азиатскую”), северо-западную и северо-восточную (“тихоокеанскую”). Они представляют ту глубинную (мантийную) подвижную раму, на которой в кайнозойский этап активизации и сформировалась Япономорская впадина. Японское окраинное море рассматривается авторами как вихревая сейсмоконтролирующая структура, закрученная против часовой стрелки и сформировавшаяся в результате бокового взаимодействия Евроазиатской и Тихоокеанской литосферных плит. В ЯЗ развиты обширные по площади изометричные ареалы кайнозойских (миоцен-голоценовых) щелочных базальтов, к которым часто приурочены эпицентры землетрясений: это может свидетельствовать о контроле сейсмической активности вулканическими структурами.

Ключевые слова: *сейсмоактивные зоны, тектонические структуры, разломы фундамента, вулканизм, сейсмолинеamentы, литосферные вихри, Япономорское звено Западно-Тихоокеанской мегазоны перехода континент–океан.*

ВВЕДЕНИЕ

Выделение и изучение сейсмоактивных областей переходных зон континент–океан важно для понимания взаимосвязи континентальных и океанических структур – проблемы, которая остается еще далекой от разрешения. Эта связь проявляется в формировании в литосфере, а возможно, и в мантии, сейсмических очагов или доменов. Данным термином обычно обозначаются области геологической среды, характеризующиеся внутренней однородностью физических свойств и рассеянной (не поддающейся структурированию) сейсмичностью. Они, вероятно, подчинены границам тектоносфер и системам долгоживущих сейсмоактивных разломов, являющихся “концентраторами” геодинамических напряжений, которые чаще всего возникают в узлах их пересечения [52, 53]. Разрядка тектонических напряжений происходит в процессе достаточно быстрых латеральных и вертикальных переме-

щений объемных масс литосферы, что обычно сопровождается землетрясениями. Судя по исследованиям А.А. Степашко [81, 82], структурные особенности литосферной мантии могут определять генезис и размещение зон сильных землетрясений. Считается [16, 71, 77, 83], что новейшая геодинамика Востока Азии определяется горизонтальным сжатием в Гималайской коллизионной зоне: в связи с воздействием Индо-Австралийской плиты происходит дробление коры континента на тектонические блоки,двигающиеся на восток в направлении Тихого океана.

Следы движений как остаточные деформации земной коры отчетливо проявляются на ее поверхности. В генерализованной форме распространения линеamentов [31] они фиксируют оси наиболее крупных сейсмоактивных зон. Важными признаками и критериями их выявления служит пространственное размещение современных и палеосейсмодислокаций в виде роев, поясов и зон [45].

ЯЗ является сейсмически активной тектонической структурой, в которой часто происходят катастрофические землетрясения. Поэтому авторы поставили перед собой цель установить, существуют ли связи сейсмоактивных зон, тектонических и вулканических структур этого региона на основе совместного рассмотрения геолого-геофизических, геоморфологических, геодинамических и сейсмологических материалов и данных о размещении эпицентров землетрясений геологической службы США [29].

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В сейсмологии давно установлена связь землетрясений с разрывными нарушениями: развитие разломных зон сопровождается сейсмичностью и сопряжено с деформациями коры и литосферы, которые отражаются в неотектонических движениях [67] и выделяются в рельефе земной поверхности. При этом сейсмически активными являются разломы с длительной геологической историей развития, скрытые разломы фундамента, линеаменты и узлы их пересечения [27, 28, 55].

Имеются данные [30] о том, что сейсмоактивными структурами являются также кольцевые образования различного ранга (“сейсмические”). Они весьма четко выявляются и оконтуриваются по характеру размещения очагов землетрясений в пространстве. Три планетарных “сейсмических колец” Земли: Тихоокеанское, Атлантическое и Индо-Австралийское составляют сейсмический пояс субширотного (экваториального) простирания. Диаметры таких сейсмических колец достигают 14 тыс. км (Тихоокеанское), что, вероятно, свидетельствует об их мантийном (или более глубинном) заложении. К участкам контактов планетарных колец, их пересечениям и перекрытиям, расположению очагов землетрясений приурочены региональные сейсмические кольца значительно меньших размеров, в том числе локальные. Судя по многочисленным данным, приводимым в литературе, можно считать доказанной пространственную связь между тектонически выраженными структурами центрального типа и инструментально установленными эпицентрами. В то же время остается неясным генетический механизм, связывающий эпицентры современных землетрясений и кольцевые структуры, приуроченные, например, к позднеархейским и раннепротерозойским комплексам [30, 31]. Можно лишь предположить, что в этом случае докембрийские комплексы образуют долгоживущие активные тектонические структуры типа нуклеаров [46].

Одними из наиболее ярких региональных сейсмоактивных (сейсмических) структур, как известно, являются островные дуги, обрамляющие окраинные моря и связанные своим происхождением с движениями литосферных плит и формирова-

нием сейсмофокальных зон [37, 49–51 и др.]. Эта закономерность распространяется и на Западно-Тихоокеанскую мегазону перехода континент–океан, где располагается ЯЗ.

Характерно, что в юго-восточной части о-ва Хонсю расположен тектонический узел: здесь сходятся четыре литосферные плиты [38, 64] – Евразийская (малая плита – Амурская), Северо-Американская (малая плита – Охотоморская), Тихоокеанская и Филиппинская. Евразийская и Северо-Американская плиты граничат по системам разломов Итоигава–Шизуока–Садо и Танакура–Восточно-Япономорский–Рисири–Монерон; Северо-Американская и Тихоокеанская – по Японскому и Курильскому глубоководным трогам; Северо-Американская и Филиппинская – по восточной части Медианной тектонической линии Японии; Филиппинская плита граничит с Евразийской и Тихоокеанской плитами по глубоководным трогам (рис. 1). Все эти границы фиксируются сейсмоактивными зонами (сейсмолинеаментами), поэтому данный тектонический узел является исключительно сейсмоопасным.

ЯЗ рассматривается нами в границах континентального и островного обрамления впадины Японского моря. От смежных окраинноморских областей оно отделено островами, а от Тихоокеанской плиты – глубоководным желобом с окраинным валом. С континентальной Евразийской плитой сочленение ЯЗ выражено глубинными разломами и полициклическими палеовулканическими зонами [17, 20, 21, 24].

Разломная тектоника ЯЗ определяется тем, что она расположена в транзитной зоне континент–океан, где активно протекали как древние, так и современные процессы тектонической активизации [20]. При этом происходила переработка и обновление одних дизъюнктивов и наложение на них других, более поздних разрывов – т. е. своеобразная “интерференция” разновозрастных полей тектонических напряжений. И тем не менее здесь довольно уверенно могут быть намечены главные разрывные структуры, ввиду того что они обычно имеют мантийное заложение и магмоконтролирующий характер, обладают высокой подвижностью и часто сейсмоактивны. К разломам данного типа в первую очередь относятся мощные тектонические швы, разделяющие крупные структурно-формационные зоны: платформы и покровно-складчатые области.

Можно представить ЯЗ как двухслойную среду кора–мантия. Нижняя, мантийная, часть включает стабильную сеть долгоживущих зон глубинных разломов, в верхней, более твердой коре, формируются неглубокие, менее упорядоченные разломы. При поворотах Япономорской впадины по ее краям (кольцевым и дугообразным разломам) возникают сейсмофокальные зоны мелкофокусных землетрясений. В восточной части впадины (Японская

островная дуга) существование большого количества землетрясений можно связать с давлением Тихоокеанской литосферной плиты; в западной же части это давление значительно слабее, да к тому же там развита более мощная континентальная кора.

На космофотоснимках различных уровней генерализации, на батиметрических и гравиметрических картах отчетливо выделяются две главнейшие системы разрывных структур Япономорского региона – З–В “азиатская” (или Ляодун) и СВ перипацифическая “тихоокеанская” (или Таньлу); [20]. В пределах Японского моря, вероятно, наиболее ослабленными являются широтные, меридиональные, СЗ и СВ морфоструктуры, легко просматриваемые в рельефе дна. Они фиксируются линейными гравитационными аномалиями типа “над ступенью”. Здесь мы имеем дело с так называемыми “разломами фундамента” [1, 20, 55], которые входят в планетарную систему регматической сети разломов.

Тектоническими линиями широтного и меридионального простирания образован наиболее древний (дорифейский) структурный план региона [20]. Вдоль них уже в раннем архее формировались вулканические пояса, разделявшие зоны гранитообразования. Система северо-западных разломов заложилась, по-видимому, в рифее и наиболее активно функционировала в ордовике. Она соответствует направлению позднебайкальских складчатых структур и контролирует размещение позднекембрийских орогенных вулканоплутонических комплексов. Структурные линии север-северо-восточного простирания отвечают наиболее яркому “тихоокеанскому” направлению. Они контролировали Западно-Сихотэ-Алинский краевой вулканический пояс [19, 24], основные черты которого определились в раннем силуре в связи с заложением системы рифтов. Разломы северо-восточного направления (Аз. 45°) согласуются со складчатыми структурами мезозойского и нередко залечены позднемезозойскими офиолитами. Они, вероятно, фиксируют положение рубцовых зон в мезозойском покровно-складчатом сооружении, которые имеют торцовое сочленение с байкалидами. Наибольшую активность они проявили, скорее всего, в поздней юре–берриасе, готерив–альбе и, вероятно, в кайнозое (гималайские движения). При этом следует подчеркнуть, что разломы северо-восточного простирания ЯЗ относятся к системе Таньлу [20, 86], которая отличается исключительно высокой сейсмической активностью [44, 82, 83].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для выявления характера связей сейсмоактивных зон ЯЗ нами проведен линеаментный анализ, который представляет собой комплекс геоморфологических, геологических, геофизических и других дистанционных методов геологического картиро-

вания [1, 30, 31 и др.]. При этом были использованы: 1) материалы космических исследований, 2) топографические и батиметрические карты, а также 3) карты геологического и геофизического содержания. Этот подход является одним из наиболее эффективных методов изучения глубинного строения территорий. Главным классификационным признаком линеаментов является их приуроченность к разрывным структурам земной коры.

Как известно, крупные разломы земной коры глубинного типа на дневной поверхности проявляют себя в геофизических полях линейными и линейно-кольцевыми аномалиями. Активные разрывные нарушения также трассируются линейно ориентированными зонами сосредоточения эпицентров землетрясений, которые выделяются как сейсмолинеаменты [61, 62]. Поэтому в качестве одного из основных методов исследований нами осуществлялся детальный анализ закономерностей развития разломной тектоники ЯЗ.

Термин “линеамент” был предложен американским геологом У. Хоббсом [74] в качестве обозначения линейно вытянутых элементов рельефа и геологической структуры. В настоящее время линеаменты обычно рассматриваются как крупнейшие линейные или дугообразные элементы рельефа, связанные с глубинными разломами и зонами повышенной трещиноватости в отложениях осадочного чехла, фиксирующих разломы фундамента [1, 55]. Следует подчеркнуть, что долгоживущие разрывные нарушения также трассируются линейно ориентированными зонами сосредоточения гипоцентров и эпицентров землетрясений.

Геоморфологические признаки линеаментов представлены пространственно упорядоченными линейно ориентированными формами рельефа, отражающими границы морфоструктур, вулканических построек, кольцевых морфоструктур и др. Реконструкции рельефа позволяют получать данные о характере распределения тектонических напряжений, картировать с применением морфоструктурного и морфотектонического анализа разрывные нарушения, зоны сгущения тектонической трещиноватости.

Геологические признаки линеаментов – это выходы на земную поверхность разрывных нарушений зон трещиноватости, роев даек, жил, магматических тел линейного и кольцевого типа и т.п. [45]. Помимо геоморфологических и геологических признаков крупные разломы земной коры на дневной поверхности проявляют себя в геофизических полях линейными и линейно-кольцевыми аномалиями. В частности, методы линеаментного анализа используются при геологической интерпретации геофизических данных, например, карт аномального гравитационного и магнитного полей, на которых могут выделяться те или иные структурные линии. Последние могут фиксировать границы

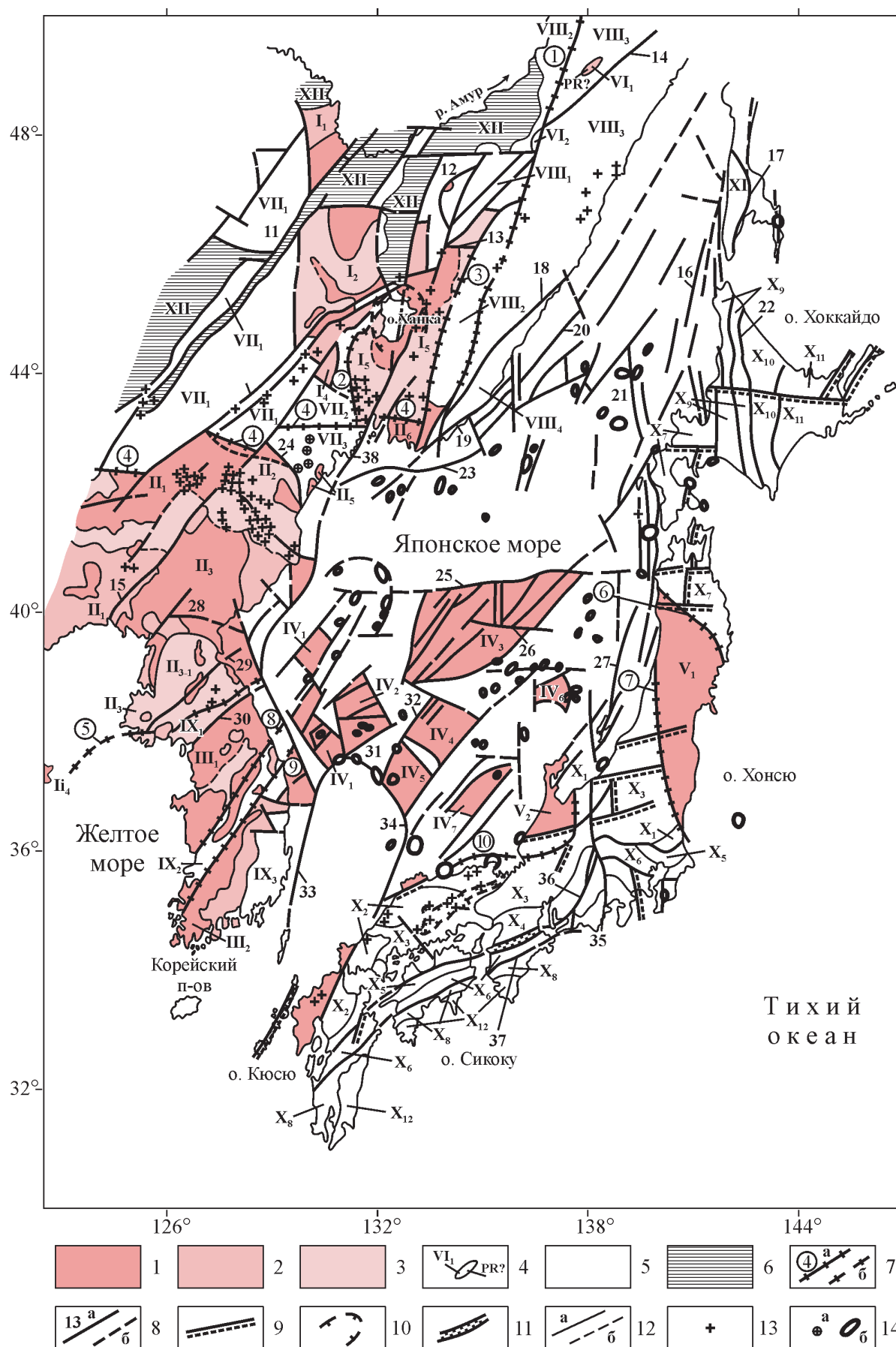


Рис. 1. Тектоническая карта и карта неоген-четвертичного магматизма Япономорского звена Западно-Тихоокеанской мегазоны перехода континент – океан (по [20] с изменениями).

1–3 – докембрийские структуры с выходами архея и нерасчлененного архея–нижнего протерозоя (1), нижнего протерозоя (2) и с мощным осадочным чехлом (3): кратон Бурей-Цзямусы (Северо-Восточный выступ Китайской платформы) с дорифейскими массивами – Малохинганским (I₁), Фэншуйлинским (I₂), Дахэжэньским (I₃), Кэнтэйским (I₄) и Ханкайским (I₅); Сино-Корейская параплатформа с дорифейскими массивами: Фушуньским (II₁), Кванмоским (II₂), Наннимским (II₃) с Пхеннамской кольцевой депрессией (II₃₋₁), Шаньдунским (II₄), Пуго-Раксанским (II₅) и, возможно, Сергеевским (II₆); Янцзы параплатформа с дорифейскими массивами: Кенгийским (III₁), Реннамским или Собэксанским (III₂); *континентальные блоки Япономорской впадины* с архейско-раннепротерозойским фундаментом, возможно относящиеся к Янцзы параплатформе; Восточно-Корейской (IV₁), Криштофовича (IV₂), Ямато (IV₃), Кита-ки (IV₄), Западный Оки (IV₅), Хакусан (IV₆) и Восточный Оки (IV₇); *докембрийские блоки – комплекс основания Японских островов (ядра)*, возможно принадлежащие восточной окраине Янцзы параплатформы: Абукума-Южный Китаками (V₁) и Хида (V₂); 4 – протерозойские выступы Наданьхада-Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системы: Анюйский (VI₁) и Хорский (VI₂); 5 – полициклические покровно-складчатые системы: каледонско-яньшаньская Цилинь-Хэйлунцзянская с зонами – Цилиньской (VII₁) и Туманган-Лаоэлин-Гродековской или Яньбяньской (VII₂), с активизированным Хасанским блоком Сино-Корейской параплатформы (VII₃); яньшаньская Наданьхада-Сихотэ-Алинская с зонами – Наданьхада-Бикинской (VIII₁), Западно-Сихотэ-Алинской (VIII₂), Центрально-Сихотэ-Алинской (VIII₃) и Восточно-Сихотэ-Алинской (VIII₄); Корейской с зонами: индосинийской Имджиганской (IX₁), раннеяньшаньской Окчхонской (IX₂) и позднеяньшаньской Кенгсанской (IX₃); Японская с зонами – каледонской Циркум-Хида-Нагато (X₁), герцинской Тугоку (X₂), раннеяньшаньскими Мино-Тамба-Ашио (X₃), Реке (X₄), Самбагава (X₅), Титибу-Самбосан (X₆), Северный Китаками (X₇), позднеяньшаньско-гималайскими – Северный Симанто (X₈), Сораки-Эдзо (X₉), Хидака (X₁₀), Токоро (X₁₁) и Южный Симанто (X₁₂); яньшаньско-гималайские Сахалинская (XI); 6 – мезозойские разломные депрессии (XII): Сонглюо и др.; 7 – тектонические швы, установленные (а) и предполагаемые (б) (цифры в кружках): Центральный Сихотэ-Алинский (1), Западно-Приморский (2), Арсеньевский (3), Северо-Яньцзиньский или Чонли-Чэндэ (4), Таньлу-Циндао (5), Хаячине (6), Танакура (7), Окчхонский (8), Собэкский (9), Циркум-Хида (10); 8 – региональные разломы установленные (а) и предполагаемые (б): Илань-Итун (11), Западный Наданьхада-Алинский (12), Дальнереченский (13), Таньлу-Мишань-Сюркумский (14), Ялуцзян-Циндао (15), Рисири-Монерон (16), Центрально-Сахалинский (17), Прибрежный (18), Находка-Ольгинский (19), Восточно-Приморский (20), Восточно-Япономорский (21), Хидака (22), Южно-Приморский (23), Чхончжинский или Сусонцхонский (24), Центрально-Япономорский (25), Ямато (26), Садо (27), Кучжан-Кымя (28), Синвон-Осан (29), Канхва-Косон (30), Уллындэ (31), Северо-Окийский (32), Западно-Цусимский (33), Восточно-Цусимский (34), Итогивава-Шизуока (35), Медианная тектоническая линия (36), Бутсузо (37); 9 – разломы, контролирующие четвертичные вулканы; 10 – границы Ханкайской субкольцевой разломной депрессии; 11 – рифтогенная зона с ранне-палеозойскими офиолитами; 12 – геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 13 – неоген-четвертичная щелочно-базальтоидная формация: щитовидные вулканы, 14 – неоген-четвертичные интрузивные массивы (а) и вулканические постройки Япономорской впадины (б).

Fig. 1. Tectonic map and map of Neogene-Quaternary Japan Sea magmatism linked with West-Pacific continent-ocean transitional megazone (after: [20] with changes):

1–3 – Precambrian structures with outcrops of the Archean and nonstratified Archean–Lower Proterozoic (1), the Lower Proterozoic (2) and with a powerful sedimentary cover (3): a craton Bureya-Jamuse (Northeast nose Chinese platform) with Preriphean massifs – Malohingan (I₁), Fenshuilin (I₂), Dahejen (I₃), Kentei (I₄), Khanka Lake (I₅); Sino-Korean Paraplatform with Preriphean Massifs: Fushun (II₁), Kwanmo (II₂), Nangnim (II₃) with Phengnam circular depression (II₃₋₁), Shandun (II₄), Pugo-Raksan (II₅) and, probably, Sergei (II₆); Yangtze paraplatform with Preriphean massifs: Kengi (III₁), Rennam or Sobeksan (III₂); *continental blocks of Japan Sea depression* with Archean–Lower Proterozoic basement, probably, belonging to Yangtze Paraplatform: East-Korean (IV₁), Krishtofovitch (IV₂), Yamato (IV₃), Kita-oki (IV₄), West-oki (IV₅), Hakusan (IV₆) and East-oki (IV₇); *Precambrian blocks – basement complex of Japan Islands (nucleus)*, probably, belonging to East Margin Yangtze Paraplatform: Abukuma-Southern Kitakami (V₁) and Hida (V₂); 4 – Proterozoic outcrops of Nadankhada-Sikhote-Alin nappe-folded system: Anui (VI₁) и Khor (VI₂); 5 – polycyclic nappe-folded systems: Caledonian-Yenshanian Jilin-Heilongjian with zones – Jilin (VII₁) и Tumangan-Laoelin-Grodekovo or Yanbian (VII₂), with activated Hassan block of Sino-Korean Paraplatform (VII₃); Yenshanian Nadankhada-Sikhote-Alin with zones – Nadankhada-Bikin (VIII₁), West-Sikhote-Alin (VIII₂), Central-Sikhote-Alin (VIII₃) and East-Sikhote-Alin (VIII₄); Korean with zones: Indosinian Imjingan (IX₁), Early Yehshanian Okcheon (IX₂), Late Yehshanian Kengsan (IX₃); Japan with zones – Caledonian Circum-Hida-Nagato (X₁), Hercynian Tugoku (X₂), Early-Yenshanian Mino-Tamba-Ashio (X₃), Ryokey (X₄), Sambagawa (X₅), Chichibu-Sambosan (X₆), Northern Kitakami (X₇), Late-Yenshanian-Himalayan – North Shimanoto (X₈), Soraki-Edzo (X₉), Hidaka (X₁₀), Tokoro (X₁₁) and Southern Shimanto (X₁₂); Yenshanian-Himalayan Sakhalin (XI); 6 – **Mesozoic fault depression (XII): Songliao and other**; 7 – **tectonic sutures established (a) and supposed (b) (numbers in circles):** Central Sikhote-Alin (1), West-Prymorye (2), Arsenyev (3), North-Yangtze or Chonli-Chengde (4), Tanlu-Qingdao (5), Hayachine (6), Tanakura (7), Okcheon (8), Sobek (9), Circum-Hida (10); 8 – regional faults established (a) and supposed (b): **Ilan-Itun (11), Western Nadankhada-Alin (12), Dalnerechensk (13), Tanlu-Mishan-Syurkum (14), Yalujian-Qingdao (15), Rishiri-Moneron (16), Central-Sakhalin (17), Pribrejniy (18), Nakhodka-Olga (19), East-Primorye (20), East-Japan Sea (21), Hidaka (22), South-Prymorye (23), Chonjin or Susoncheon (24), Central-Japan Sea (25), Yamato (26), Sado (27), Kujan-Kimya (28), Sinvon-Osan (29), Kanhwa-Kosong (30), Ullindo (31), North-Oki (32), West-Tsushima (33), East-Tsushima (34), Itoigawa-Schizuoka (35), Median Tectonic Line (36), Butsuzo (37); 9 – faults, controlling Quaternary volcanoes; 10 – borders of Khanka Lake subcircular depression; 11 – rifting zone with Early Paleozoic ophiolites; 12 – geological borders established (a) and supposed (b); 13 – **Neogene-Quaternary Alkaline-Basalt Formation: shield volcanoes**, 14 – Neogene-Quaternary intrusive bodies (a) and volcanic buildings of Japan Sea depression (b).**



вскрытых эрозией и глубинных магматических тел, а также отражать дизъюнктивные нарушения различного ранга. Таким образом, современный линейно-амбипланарный анализ включает не только морфоструктурные построения, но и работу с картами геофизических и иных полей, использующихся при тектонических исследованиях.

Для выявления связей сейсмоактивных зон и тектонических структур ЯЗ авторами были дешифрованы космофотоснимки, топокарты, батиметрические карты и карты с данными альтиметрии. Кроме того, была проведена геологическая интерпретация геофизических карт этого региона (карт аномального гравиметрического и магнитного поля). В ходе этих исследований, с учетом характера распространения эпицентров землетрясений в ЯЗ [29], выделялись сейсмоактивные линеаменты и зоны, расположенные на различных по глубинности уровнях земной коры и, возможно, верхней мантии. В результате таких комплексных исследований появилась возможность сравнительного анализа полученных результатов и выявления основных закономерностей контроля сейсмоактивных зон и областей тектоническими структурами различного происхождения. В итоге можно прийти к выводу о необходимости выделения геодинамических активных зон, которые представляют собой неотектонические структуры – протяженные в плане участки земной коры с концентрацией тектонического напряжения. Они отличаются пониженной прочностью, повышенной трещиноватостью, проницаемостью и характеризуются проявлением разрывной тектоники, сейсмичности и подъемом флюидов [44]. Поэтому определение геолого-геофизических и геоморфологических критериев сейсмической активности ЯЗ, а отсюда выявление сейсмогенерирующих тектонических структур, являлось главной задачей настоящих исследований.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате многолетних геологических исследований ЯЗ [19, 20 и др.] было установлено, что оно

представляет собой сложную тектоническую конструкцию, состоящую из докембрийских блоков, спаянных разновозрастными подвижными поясами (рис. 1). При этом основу тектоники ЯЗ представляет концентрическая мегаструктура, сформированная в результате раскрытия Японского окраинного моря в кайнозой. Геодинамика ЯЗ, прежде всего, определяется взаимодействием двух гигантских литосферных плит – Евразийской и Тихоокеанской, в связи с чем в Западно-Тихоокеанской мегазоне перехода континент–океан формировались различные структуры центрального типа, имеющие характер литосферных вихрей, образованных в результате комбинации горизонтальных и вертикальных тектонических движений [13, 17, 23–26, 33, 41, 42, 66, 68].

Некоторые исследователи первичными считают структуры ротационного типа, связанные с вращением Земли [63 и др.]. Процессы тектонического вращения являются важной составной частью тектонического движения: в частности, выделяются эффекты горизонтального тектонического вращения за счет неравномерного перемещения по сдвигам, ограничивающим жесткие блоки, и вертикального тектонического вращения, примером которого служат конвективные течения. Можно полагать, что при изменении скорости вращения планеты как раз и возникают мощные горизонтальные и провоцируемые ими вертикальные напряжения [25, 26]; создаются условия для активизации магматизма и формирования различных тектономагматических структур.

В исследуемом ЯЗ наблюдаются многочисленные землетрясения, концентрирующиеся на разных глубинах от 0 до 800 км. Намечаются некоторые связи размещения землетрясений с глубинным строением региона [34]. Учитывая общеизвестные данные о внутреннем строении Земли, можно достаточно условно наметить некоторые закономерности. Землетрясения располагаются (км): 1) мелкофокусные (0–70) в коре (причем интервал 0–35, вероятно, фиксирует “гранитный” слой, а 35–70 – “базальтовый” и границу М); 2) промежуточные (80–150) – преимущественно в верхней мантии;

Рис. 2. Тектоническая карта и карта неоген-четвертичного магматизма Япономорского звена Западно-Тихоокеанской мегазоны перехода континент–океан с эпицентрами землетрясений (0–60, 60–150, 150–800 км) по [29].

Тектонические условные обозначения (см. рис. 1.). Сейсмолинеаменты: I – Нансей–Мацуэ, II – Центральный Нампо–Итоигава–Шизуока; III – Восточный Нампо–Танакура–Восточно-Япономорский; IV – Восточный Хоккайдо; V – Западный Нампо–Хасан; VI – Ямато–Лаперуза; “сейсмические кольца”: Фукусима (Ф), Иваки (И), Хитати (Х).

Fig. 2. Tectonic map and map of Neogene–Quaternary magmatism of the Japan Sea link of the West-Pacific continent–ocean transitional megazone with epicenters of earthquakes (0–60, 60–150, 150–800 km) after [29].

Tectonic symbols (see fig. 1). The seismic lineaments: I – Nansey–Matsue, II – Central Nampo–Itoigawa–Schizuoka, III – Eastern Nampo–Tanakura–East-Japan Sea; IV – Eastern Hokkaido; V – Western Nampo–Hassan; VI – Yamato–La Perouse; the “seismic rings”: Fukushima (Ф), Iwaki (И) and Hitati (Х).

3) глубокофокусные (150–800) охватывают в основном слой В (400) и верхнюю часть слоя С (800–1000). Промежуточные и особенно мелкофокусные землетрясения четко контролируют сейсмофокальные зоны, обрамляющие окраинные моря, и менее четко – границы литосферных плит.

Тектоническая карта Япономорского региона, составленная в масштабе 1 : 5 000 000 [20], с вынесенными на нее эпицентрами землетрясений, отвечающими различной глубинности (рис. 2), послужила базой для совместного анализа тектонических и сейсмологических данных. В целом наблюдается общий контроль размещения эпицентров землетрясений Япономорской тектонической структурой центрального типа [23], которая относится к разряду литосферных вихрей. Наиболее явный контроль сейсмоактивных зон заключается в приуроченности основной массы мелкофокусных (0–60 км) и промежуточных (60–150 км) землетрясений к фронтальной части Японской островной дуги – к Японскому глубоководному желобу на границе с океанической плитой (рис. 2а–в). Значительное количество эпицентров размещается также и на самих островах и в тыловой зоне дуги.

Мелкофокусные землетрясения, наиболее широко распространенные в регионе, составляют три сложно построенные четко выраженные линейные зоны: I – Нансей–Мацуэ (ССВ), II – Центральный Нампо–Итоигава–Шизуока, III – Восточный Нампо–Танакура–Восточно-Япономорскую субмеридионального простираия и СВ – Восточный Хоккайдо (IV), которые, таким образом, являются сейсмолинеаментами [61]. Судя по космofотоснимку северо-западной части Тихого океана (Google Maps), первая зона контролируется подводным хребтом Нансей с грядой островов и заканчивается в юго-западной части о-ва Хонсю (Хондо). Эта морфоструктура разделяет Восточно-Китайское и Филиппинское моря и фиксирует разлом, относящийся к “тихоокеанской” системе [20]. Возможно, она представляет собой юго-западный фрагмент Центрального Сихотэ-Алинского тектонического шва, разорванного при раскрытии Японского моря в кайнозой. Вторая зона приурочена к центральной части подводного хребта Нампо, представляющего собой валообразное подводное поднятие с островами, которое отделяет Филиппинское море от Тихого океана. Эта морфоструктура, по-видимому, отражает крупный горст, границы которого в пределах Японской островной дуги и Япономорской впадины фиксируются разломами субмеридионального простираия, и четко прослеживается до грабена Фосса-Магна [11], где контролируется региональным разломом Итоигава–Шизуока. Третья зона, состоящая из трех подзон, развитых фрагментарно, прослеживается от восточной части подводного хребта Нампо до северного замыкания Япономорской котловины и контролируется региональными

разломами Танакура и Восточно-Япономорским. Четвертая зона СВ простираия контролируется Курильским глубоководным желобом и согласуется с системой разломов, развитых в Япономорской впадине (Восточно-Приморский и др.). Землетрясения промежуточного класса развиты преимущественно в северо-восточной половине фронтальной части Японской островной дуги (Японский глубоководный желоб), а также приурочены к зонам I, III и IV.

Следует отметить, что морфоструктура Нампо является южным отрезком глобального Япономорского линейамента, прослеживающегося вдоль меридиана 140° через Охотское море до хребта Ломоносова в Северном Ледовитом океане и представляющего собой систему глубинных разломов и флексур [36]. Эпицентры промежуточных землетрясений развиты преимущественно в северо-восточной половине фронтальной части Японской островной дуги, а также приурочены к зоне Восточный Нампо–Танакура–Восточно-Япономорская.

Можно заметить также (рис. 2а, г), что глубокофокусные землетрясения (более 150 км) располагаются преимущественно в северной части Японского моря, отделенной от южной, Центрально-Япономорским глубинным разломом. Он входит в систему мощного линейамента 40° с.ш. который, по данным многочисленных исследователей, опоясывает земной шар. Кроме того, данные землетрясения концентрируются и в линейных зонах (сейсмолинеаментах по [61]): V – Западный Нампо–Хасан (ССЗ) и VI – Ямато–Лаперуза (СВ), которая прослеживается далее на северо-восток вдоль оси Курильской котловины. Такое распределение эпицентров глубокофокусных землетрясений объясняется тем, что в северной части Японского моря мощность коры резко сокращена (12–15 км) по сравнению с южной (18–24 км); [32, 56]. Судя по всему, гипоцентры глубокофокусных землетрясений в общем размещаются в мантии (слои В–С) и приурочены к зонам долгоживущих разломов.

По-видимому, именно в мантии и зарождаются очаги землетрясений – в результате формирования вихревых структур, в том числе и окраинных морей [23]. На участках с жесткой и мощной континентальной корой (например, Ханкайский кристаллический массив) они не фиксируются в верхнем структурном этаже. Сейсмические волны, пришедшие снизу от очага землетрясения, отражаются от границы раздела кора–мантия, и значительная часть энергии уходит вниз. В то же время в таких весьма подвижных структурах, как островные дуги, имеющие чешуйчато-надвиговое строение [75], сейсмическая энергия легко распространяется по всему геологическому сооружению. При этом в ослабленных зонах, в первую очередь в зонах разломов повышенной глубинности и в местах их пересечения, происходят катастрофические землетрясения.

Наличие глубокофокусных землетрясений в Южном и Восточном Приморье, а также под островами Хоккайдо и Хонсю (рис. 2а, г), по-видимому, свидетельствует о поддвиге окраинноморской коры [57, 65] под континент и под Японскую островную дугу по типу волнового процесса. Эти же данные указывают на то, что докембрийские блоки Кита-Оки и Восточный Оки являются бескорневыми образованиями (тектоническими пластинами).

Сейсмолинеament Западный Нампо–Хасан в прилегающей к Японской дуге части Тихого океана приурочен к пограничной зоне котловины Нампо и одноименного хребта. Данная зона, имеющая сквозной характер, прослеживается фрагментарно через тектонические блоки Восточный Оки и Кита-Оки до района пос. Хасан, где эпицентры глубокофокусных землетрясений образуют своеобразный узел на ее пересечении с Северо-Яньцзиньским (Чонли-Чэндэ) и Западно-Приморским тектоническими швами, а также с Уссурийским глубинным разломом. Не исключено, что до раскрытия Японского моря в кайнозое вся эта сквозная зона представляла единый тектонический шов – Западно-Приморский–Западный Нампо. Сейсмолинеament Ямато–Лаперуза в общем фиксируется системой характерного для региона северо-восточного “тихоокеанского” направления [20].

Приуроченность эпицентров глубокофокусных землетрясений в Приморье к определенным линейам и линейным гравитационным аномалиям типа “над ступенью” позволила наметить в этом регионе сейсмоактивные разломы [20]. По этим данным наиболее ярко выраженные сейсмоактивные разломы ЯЗ имеют близширотное, СВ и СЗ простирание. В Южно-Приморском секторе отмечается общий контроль ряда эпицентров землетрясений разломными зонами “тихоокеанского”, “азиатского” и СЗ направлений.

Весьма примечательно, что в Японском глубоководном желобе четко выделяются (особенно на цветном варианте карты) три локальных “сейсмических кольца”: Фукусима (Ф), Иваки (И) и Хитати (Х) (рис. 2а). В центре первого находится эпицентр катастрофического землетрясения Фукусима, или Тогоку-оки (Tohoku-oki) с магнитудой 9 баллов, который расположен в месте возможного пересечения тектонического шва Хаячине, сейсмоактивного разлома ВСВ простирания [20] и вулканически активного Японского глубоководного желоба. Два других контролируются узлами скрещения ВСВ сейсмоактивных разломов и того же Японского глубоководного желоба. При этом в “сейсмическом кольце” Иваки также расположен эпицентр одноименного землетрясения (магнитуда 7 баллов). По данным [84], землетрясение Фукусима – самое большое зарегистрированное землетрясение в Японии – спровоцировало сейсмическую активность в области Иваки. Оба этих землетрясения были связаны

с субдукцией Тихоокеанской плиты под Охотскую, что вызвало поднятие потока флюидов в Японской островной дуге. Внедрение в зону сброса Идосава (Idosawa) потока флюидов, по мнению цитируемых исследователей, обуславливает уменьшение силы трения в его плоскости. В дальнейшем, по их мнению, в результате развития горизонтального стресса, вызванного главным толчком Тогоку-оки, и произошло землетрясение Иваки.

Эпицентры мелкофокусных землетрясений нередко тяготеют к ареалам развития кайнозойских базальтоидов: на Японских островах они часто группируются в изометрические ареалы различных размеров. В областях Тогоку-оки и Иваки также имеются активные вулканы [84], что, возможно, свидетельствует об имеющей место связи сейсмических и вулканических процессов. Вероятно, выявленные нами “сейсмические кольца” представляют собой современные центры базальтового вулканизма (щитовидные вулканы, кальдеры проседания), широко развитые в ЯЗ, и являются исключительно сеймоопасными структурами. Они, предположительно, могут быть обусловлены апвеллингом магмы в области Япономорского глубоководного трога [79].

Все это может свидетельствовать о контроле сейсмической активности вулканотектоническими и вулканическими сооружениями. Характерной особенностью размещения эпицентров землетрясений здесь являются также их мелкие скопления изометричной формы (рис. 2а) – так называемые “сейсмические гвозди” [5, 6, 14]. Это – почти вертикальные, изометричные в плане, короткоживущие скопления гипоцентров землетрясений, состоящие из очагов слабых землетрясений с магнитудой 2–3. Протяженность “гвоздя” по вертикали составляет 10–50 км, глубина – не более 90 км. Эпицентральная проекция “гвоздя” имеет диаметр 5–10 км. По данным Н.В. Вадковского, не наблюдается прямой корреляции “гвоздей” с сильными землетрясениями и современным вулканизмом; предполагается участие в этом процессе флюидов. На наш взгляд, данные образования связаны с жерловинами потухших вулканов, в которых активно протекают газово-гидротермальные процессы.

Приведенные выводы подтверждаются также при рассмотрении морфоструктурной схемы ЯЗ (рис. 3а–г), составленной на основе данных дешифрирования космодатаснимков Приморья и СВ Китая (м-б 1 : 1 000 000), Кореи (м-б 1 : 4 500 000), Японии (м-б 1 : 2 200 000), а также батиметрической карты Япономорской впадины (м-б 1 : 1 000 000). Особенно четко на ней выделяются дуговые морфоструктурные элементы и названные выше линейaments субмеридионального простирания. Это фронтальная и тыловая части Японской островной дуги, подводные хребты Нансей и Нампо и линейaments, отражающие тектонические швы Западно-Приморский и Северо-Яньцзиньский (Чонли-Чэндэ).

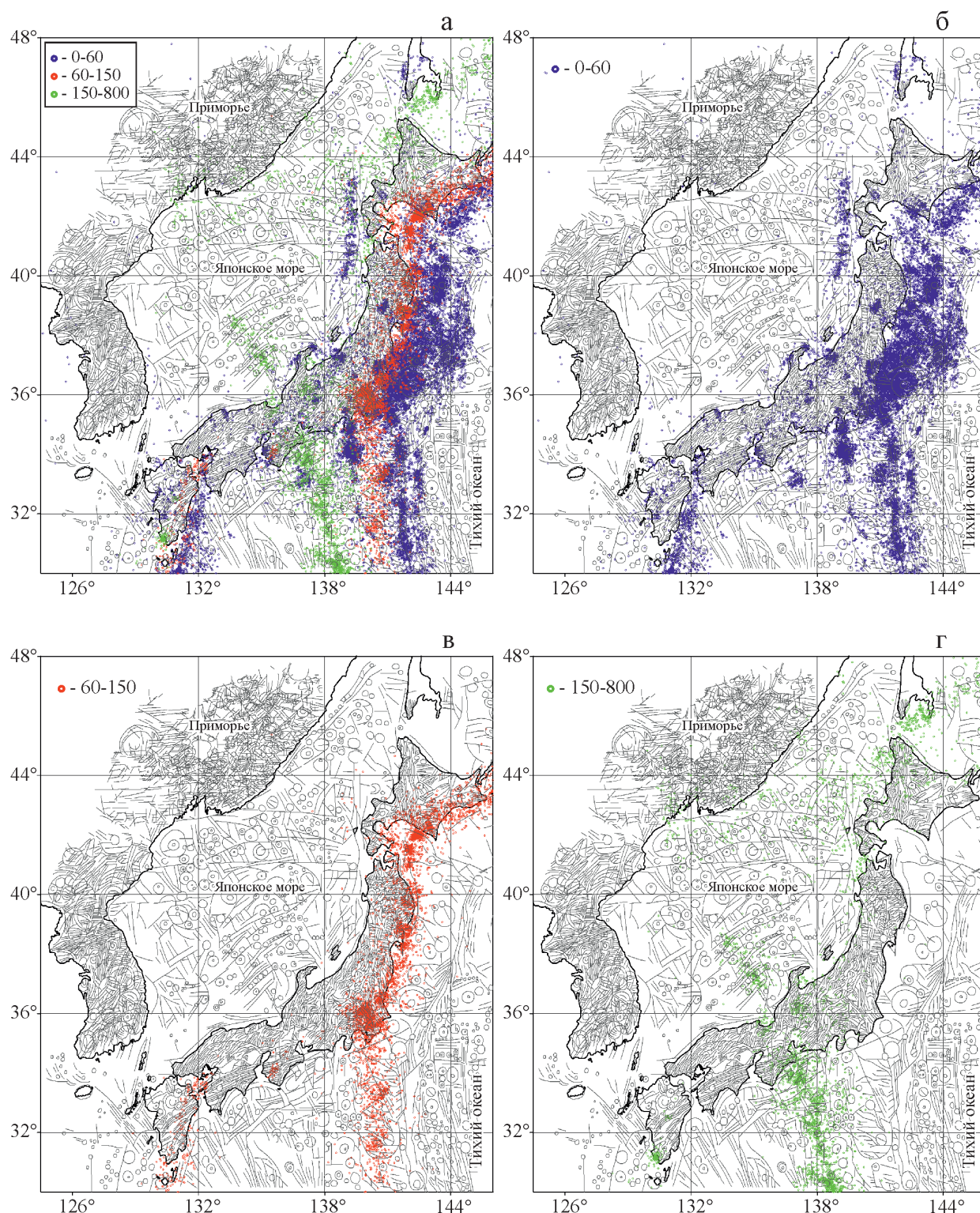


Рис. 3. Схема линейментов ЯЗ.

Составлена по данным дешифрирования космофотоснимков масштаба 1 : 1 000 000 (Приморье, Северо-Восточный Китай), 1 : 4 500 000 (Корейский п-ов), 1 : 2 200 000 (Япония) и батиметрической карты Японского моря (м-б 1 : 1 000 000) с данными о размещении эпицентров землетрясений.

Fig. 3. The lineaments scheme of the Japan Sea link.

According to a deshifering of space photos scale 1 : 1 000 000 (Primorye, Northeast China), 1 : 4 500 000 (Korean Peninsula), 1 : 2 200 000 (Japan) and the bathymetric map of the Japan Sea (scale 1 : 1 000 000) with data on placement of epicenters of earthquakes.

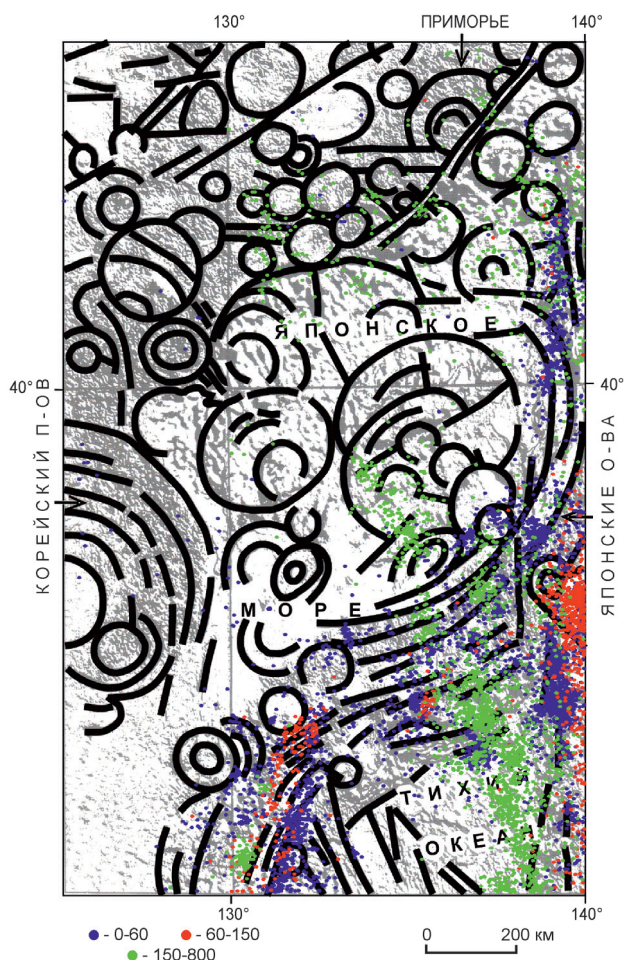


Рис. 4. Морфоструктурная схема ЯЗ (рельеф – база данных альтиметрии ETOPO-1; http://topex.uscd.edu/cgi-bin/get_data.cgi); (по [23] с добавлениями) и размещение эпицентров землетрясений.

Fig. 4. The morphostructure scheme of the Japan Sea link (relief – an altimetry database ETOPO-1; http://topex.uscd.edu/cgi-bin/get_data.cgi) (after [23] with additions) and placement of epicenters of earthquakes.

Один из главных выводов о контроле землетрясений тектоническими структурами можно сделать, проанализировав морфоструктурную схему ЯЗ (рис. 4), составленную по данным альтиметрических измерений [23]. На ней видно, что многочисленные эпицентры землетрясений в региональном плане приурочены к Япономорскому циклоническому литосферному вихрю. Он имеет четко выраженное концентрическое строение в его центре располагается ядро (блок Ямато), а по периферии – сателлиты (вихревые структуры более высоких порядков): Южно-Синегорская, Корейская, ротационные образования

Японской островной дуги [19, 80 и др.]. Таким образом, по-видимому, осуществляется структурная (механическая) и геодинамическая связь Япономорского литосферного вихря и континента: во вращение вокруг впадины окраинного моря вовлекаются прилегающие участки суши и островных дуг.

В свое время Т.К. Злобин [15] показал, что пространственно-временная миграция гипоцентров землетрясений в Курильском регионе в плане представляет собой вихревые спирали. Они мигрируют (чаще всего против часовой стрелки) и вызывают последовательную цепь землетрясений. В разрезе они представляют собой воронки, расширяющиеся кверху.

Можно предположить, что связь сейсмической активности с Япономорским литосферным вихрем объясняется следующими факторами. Подобные структуры вращения: 1) отличаются исключительно высокой подвижностью, 2) проникают глубоко в литосферу и представляют собой каналы, по которым происходит поглощение земной коры (воронки) или подъем мантийного материала (диапиры), т. е. формируются за счет сочетания горизонтальных и вертикальных движений [25, 26]; 3) включают многочисленные блоки различной иерархии, вовлеченные в тектоническое вращение [23, 66, 68] – как система сцепленных шестеренок [82, 83]. В связи с этим данные структуры обладают очень сложным внутренним строением, содержат континентальные и океанические блоки, различающиеся своими физическими свойствами. При их упругом взаимодействии, как правило, по разломам сдвигового типа, создаются тектонические напряжения, при разрядке которых и возникают очаги землетрясений. По-видимому, не последнюю роль в этом механизме играет и трение, в результате которого вдоль разломов происходит разогрев горных пород, образуется своеобразная “смазка” и контактирующие блоки проскальзывают относительно друг друга.

На схеме линеаментов, выделенных на карте аномалий гравитационного поля (в свободном воздухе) (рис. 5), отмечается четкая приуроченность основной массы землетрясений к Японской островной дуге. Зоны Нансей–Мацуэ Западный и Нампо–Хасан выражаются линейными гравитационными градиентами соответственно северо-восточного и субмеридионального простирания. На схеме линеаментов (данные магниторазведки) (рис. 6) в основном подчеркивается высокая сейсмическая активность Японской островной дуги и ее элементов. В целом обе этих схемы, прежде всего, отчетливо отражают ринговую структуру Япономорской впадины.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Далее рассмотрим общие закономерности контроля сейсмически активных зон главными тектоническими элементами ЯЗ. Как отмечалось выше, раз-

мещение эпицентров землетрясений в Япономорском регионе обусловлено их приуроченностью к одноименной структуре центрального типа (см. рис. 2), а также к системам дизъюнктивов, относящихся к типу скрытых разломов фундамента [20, 55]. Эти долгоживущие разломы образуют в регионе несколько сквозных систем, заложившихся в основном в докембрии: субмеридиональную, субширотную ("азиатскую"), северо-западную и северо-восточную ("тихоокеанскую"). Они представляют собой глубинную коромантийную подвижную раму, на которой в кайнозойский этап активизации и сформировалась Япономорская впадина центрального типа.

Вероятно, мантийное вещество является упруговязкой средой, рассеченной ослабленными подвижными линейными зонами с пониженной плотностью и повышенным тепловым потоком (корнями глубинных магмоконтролирующих разломов), в результате функционирования которых и возникают землетрясения. В случае проявления горизонтальных тектонических движений по этим зонам последние формируют кольцевые и вихревые сейсмоактивные структуры различного ранга, подобно тому, как вблизи фронтальных зон в океане возникают различные вихревые образования. Например, тектонический вихрь северной части Японского моря [Мельниченко и др., 2013а] сформировался во фронтальной зоне Хонсю-Сахалинской геоструктуры на границе раздела тектоносфер континента и океана. В данном регионе происходит горизонтальное и вертикальное перемешивание литосферных масс, обусловленное конвергенцией литосферных плит (Тихоокеанской, Охотоморской и Амурской). Этот процесс вызывает подъем глубинных масс океанской тектоносферы в Центральной котловине и удаление континентальной коры на периферию вихревой структуры. Повышенное внимание к тектоническим деформациям Северного замыкания Японского моря объясняется сейсмической активизацией Хонсю-Сахалинского линеамента в последние десятилетия [42]. При этом наблюдается тенденция некой периодичности катастрофических землетрясений, смещающихся от Северного Сахалина на юг, что завершилось пока Фукусимским землетрясением 11 марта 2011 г.

Разломные зоны. Наиболее мощными дизъюнктивами, выделяемыми в ранге глубинных разломов и региональных разломов повышенной глубинности, в ЯЗ являются долгоживущие структуры широтного, субмеридионального, северо-восточного и северо-западного направлений докембрийского заложения. Следует ожидать, что на пересечении таких зон могут концентрироваться очаги глубокофокусных землетрясений. Вообще, считается [60], что разрядка тектонических напряжений в виде сильных землетрясений обычно связана с подвижками по зонам активных разломов. Этот факт является решающим при установлении сейсмическо-

го потенциала структурных швов и морфоструктур, которые они контролируют. Например, сейсмически активным узлом является район пос. Хасан и прилегающая территория КНР, где наблюдается скопление эпицентров землетрясений интенсивностью до 7 баллов. Здесь пересекаются Нампо-Хасанская зона и Северо-Яньцзиньский (Чонли-Чэндэ) широтный структурный шов. Он разделяет Сино-Корейскую параплатформу и Северо-Восточный выступ Китайской платформы [20, 58 и др.], прослеживается более чем на 1000 км на запад до Ляодунского полуострова и отмечается эпицентрами глубокофокусных землетрясений (см. мелкомасштабные геологические карты провинции Цилинь, КНР [81]). Потенциально сейсмоактивными в континентальной части ЯЗ могут быть также подобные разломные узлы (места пересечения) северо-восточных и широтных тектонических швов: Западно-Приморского, Синегорского, Арсеньевского, Центрального Сихотэ-Алинского, Сихотэ-Алинского и Южно-Сихотэ-Алинского, Вознесенско-Кавалерово-Дальнегорского, Белого, Дальнереченского (Синкайского), Бикинского и др. [20, 22]. В пределах Япономорской впадины и ее островного обрамления интерес в этом плане могут представлять разломы системы **Таньлу** (Медианная тектоническая линия Японии и др.) и все тот же Северо-Яньцзиньский разлом.

Ринговые структуры. Необходимо подчеркнуть, что намечаются сейсмолинеаменты, связанные с Япономорской структурой центрального типа [23], с кольцевыми и дуговыми разломами. В связи с сейсмической активностью ЯЗ возникает вопрос о силах, способствующих формированию морской впадины и поддерживающих ее современную геодинамическую активность. Т. Рикитакэ [48], а затем Х. Сато [54], основываясь на данных повторных (с интервалом в полвека) геодезических измерений I класса, выполненных в 300 пунктах, расположенных на о-ве Хонсю, установили результирующее между двумя эпохами измерений движение. Оно оказалось изображенным в виде нескольких закручивающихся (вихревых) структур, одна из которых является отражением движений, имевших место в очаге землетрясения Канто в 1923 г. [70] и после него. О вращении некоторых Японских островов (Хонсю и Хоккайдо) в раннем миоцене сообщают также [80]. Таким образом, в островном обрамлении Япономорской впадины фиксируются кайнозойские, в том числе и голоценовые, вращательные движения. Что касается ее континентального обрамления, то обращают на себя внимание следующие факты: 1) здесь выявлена [18, 20] Южно-Синегорская многокольцевая вулканотектоническая депрессия, представляющая собой тектоносферную воронку, закрученную по часовой стрелке, вероятнее всего, в мел-кайнозойское время; 2) хребет Сихотэ-Алинь, имеющий четкое северо-

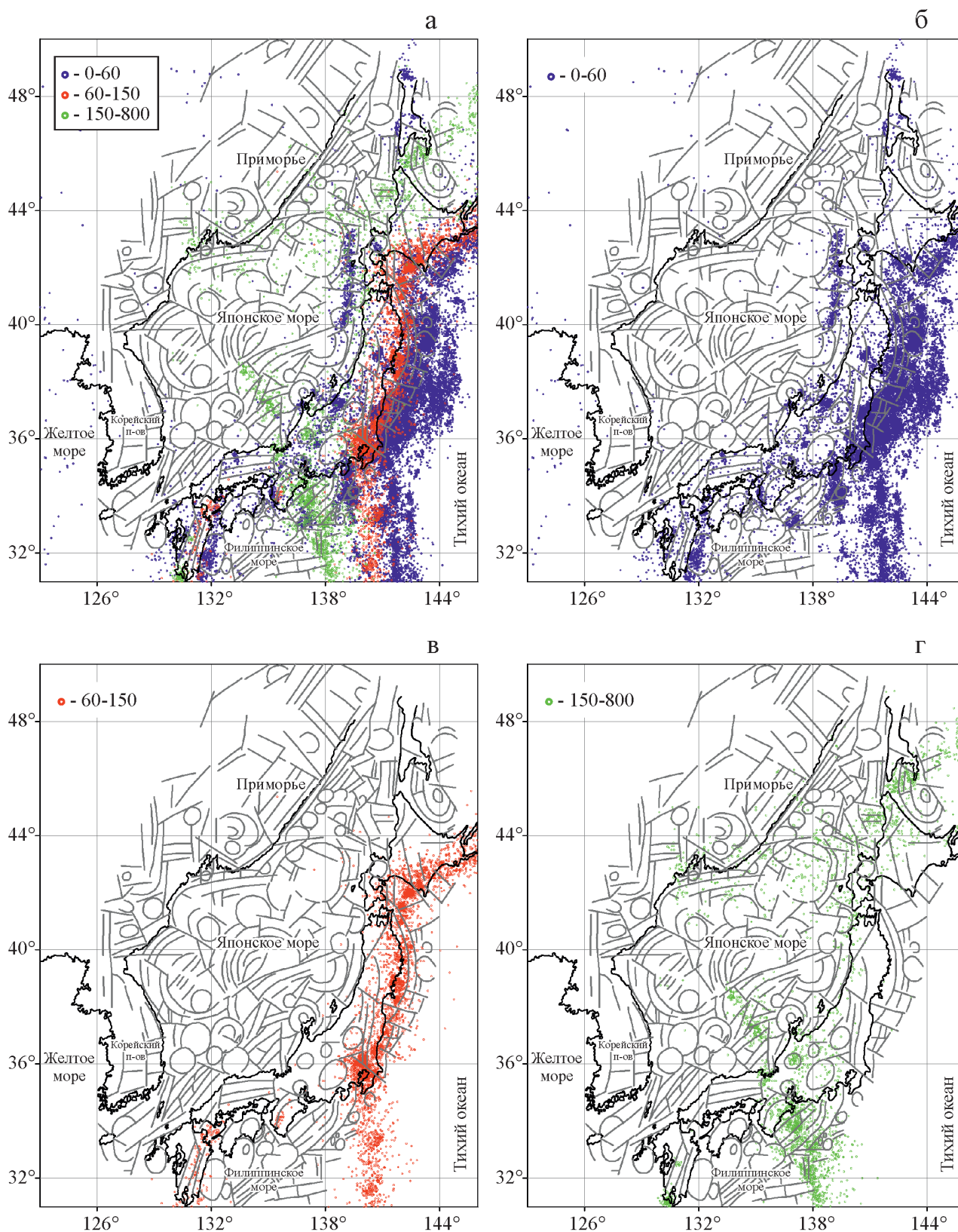


Рис. 5. Схема интерпретации карты аномального гравитационного поля ЯЗ (аномалии в свободном воздухе) с данными о размещении эпицентров землетрясений.

Fig. 5. The scheme of interpretation of the map of the anomalous gravity field of the Japan Sea link (free air anomalies) with data on placement of earthquake epicenters.

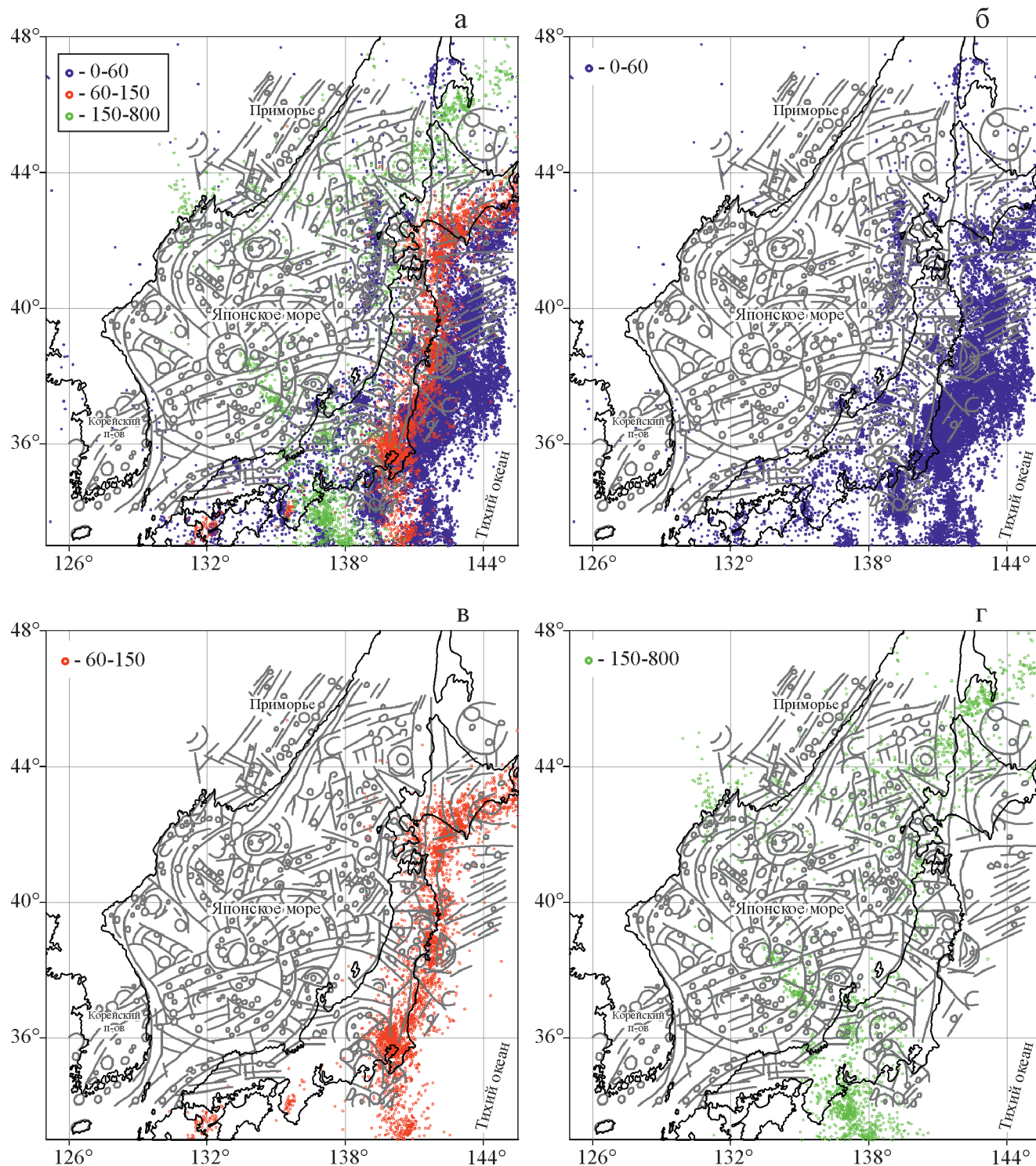


Рис. 6. Схема интерпретации карты аномального магнитного поля ЯЗ с данными о размещении эпицентров землетрясений.

Fig. 6. The scheme of interpretation of the map of an anomaly magnetic field of the Japan Sea link with data on placement of epicenters of earthquakes.

восточное простираение, на побережье Японского моря развернут на 90°; 3) мощная линейная зона градиентов гравитационного поля, прослежи-

вающаяся вдоль восточной границы дорифейского Ханкайского массива, в Южном Приморье тоже претерпевает подобный разворот [4]. Следы го-

горизонтальных перемещений глубинных масс Ханкайского массива выявлены также по гравиметрическим данным [47], а, судя по результатам изучения палеомагнетизма пород Юго-Западного Приморья [3], отдельные блоки данной кристаллической структуры испытывали дифференцированное вращение. Все это свидетельствует о проявлении в Северном обрамлении Японского моря мощных горизонтальных, в том числе вращательных, дислокаций, вероятнее всего кайнозойских [40].

Касаясь упомянутой Южно-Синегорской депрессии, следует подчеркнуть, что она имеет четкое вихревое строение, образовавшееся за счет поворота или скручивания локальных блоков [20, 22]. Для нее характерно наличие стабильного ядра и подвижного многокольцевого обрамления. Как отмечается [30], в крупных вулканотектонических депрессиях мелкие кольцевые структуры располагаются наподобие спутников-сателлитов, как в шарикоподшипниках.

Авторы придерживаются известной гипотезы подъема вращающихся астеносферных диапиров [2, 43]. Их встречные взаимодействия с перемещающимися тектоническими массами способствовали дроблению докембрийской коры региона и латеральной подвижности ее блоков [43]. Само же происхождение и особенности движения (вращения и поступательного перемещения) окраинных морей обусловлено, на наш взгляд, сдвигом скорости движения, возникающего при боковом взаимодействии Евразийской и Тихоокеанской литосферной плит [23].

Как отмечалось, Японское окраинное море рассматривается нами как вихревая сейсмоконтролирующая структура, закрученная против часовой стрелки, т. е. циклоническая. Она в рассматриваемом случае, возможно, приводит в движение обратной направленности такие локальные кольцевые структуры, как, например, Южно-Синегорская или Корейская.

Судя по данным [39, 76 и др.], Тихоокеанская океаническая плита вращается, как целостная мегаструктура, относительно прилегающих континентов и периодически испытывает повороты по и против часовой стрелки примерно на 10° . Периодам 30–23 млн лет, 16–13 млн лет и 6–0 млн лет соответствует субширотное сжатие (вращение по часовой стрелке), а периодам 22–17 млн лет и 12–7 млн лет – субширотное растяжение (вращение против часовой стрелки).

Таким образом, с учетом того, что Япономорская впадина представляет собой циклонический литосферный вихрь, она образовалась в процессе вращения Тихоокеанской плиты, т. е. в периоды 30–23 млн лет, 16–13 млн лет и 6–0 млн лет. Именно последний этап такого вращения, вероятно, и явился определяющим для окончательного формирования морфоструктуры Япономорского региона.

На примере Памиро-Тянь-Шаня и Туранской платформы Среднеазиатского сейсмоактивного региона также показана роль горизонтальных текто-

нических движений при формировании сейсмогенных структур [61, 62]. При этом установлено наличие вращательной составляющей в общей сейсмогеодинамике данного региона. Представления о вращательном движении блоков земной коры, в том числе являвшихся очагами сильнейших землетрясений Алеутских островов, Колумбии, Эквадора и других регионов планеты, подтверждается многочисленными геофизическими и геологическими данными ряда исследователей [9, 10, 69, 72, 73, 78].

Многие авторы отмечают самостоятельный упругий характер таких движений, связанных с вращением планеты. С этих позиций предложена новая модель геофизической среды, представляющая собой систему иерархически распределенных блоков [Викулин, 2008]. Имеющиеся данные свидетельствуют о вращательном, крутильном и вихревом характере движения блоков, плит и других структур планеты [8, 9, 35, 59].

Так, в рамках ротационной упругой модели дано количественное объяснение нутации полюса Земли (колебаниям Чандлера), что указывает на наличие прямой причинно-следственной связи между сейсмическим планетарным процессом и вращением Земли [85]. При этом напряженное состояние всей поверхности планеты представляет собой ротационное циркулярно поляризованное упругое поле [59]. Типичными образованиями геологической среды в этих полях являются вихревые и даже винтовые структуры.

Тектономагматическая активность в ЯЗ проявляется вплоть до настоящего времени, что привело, в частности, к развитию четвертичного и современного вулканизма и к катастрофическим землетрясениям. В Южном Приморье активно проявился кайнозойский вулканизм: развитая здесь неогеновая щелочно-базальтоидная формация образует обширные вулканические поля, где установлены многочисленные вулканические аппараты центрального типа [20]. Щелочные базальтоиды базанитовой серии изливались в рифтогенных зонах в процессе неогеновой активизации Ханкайского кристаллического массива, которая связана с раскрытием Японского моря. Они образуют в различной степени денудированные вулканические постройки (экструзии, трубки взрыва и дайки), размещенные в бортах кайнозойских угленосных депрессий. В общем, для данного региона характерны трещинные излияния толеитовых базальтов, сформировавших такие крупные вулканические плато, как Борисовское и Шкотовское в Южном Приморье. Многочисленные вулканические центры, сложенные подобными щелочными базальтоидами, развиты и в приграничных районах Северо-Восточного Китая. В окрестностях г. Лаохэйшань прослеживается западная часть Борисовского плато, в пределах которой выходят плиоцен-раннечетвертичные базальты.

В Япономорской котловине выявлены обширные по площади ареалы кайнозойских (миоцен-

голоценовых) щелочных базальтов [12], которые залегают на коре различного типа: континентальной и субконтинентальной, а также на коре, лишенной “гранитного слоя” (глубоководные котловины). Проявления плиоцен-четвертичного калиевого щелочного базальтоидного вулканизма приурочены к жестким блокам, относящимся к Сино-Корейскому щиту, и имеют сиалическую геохимическую специализацию: это обусловлено заложением данного вулканогенного ареала на окраине Азиатского континента. Таким образом, щелочно-базальтоидный вулканизм продолжался с раннего миоцена и вплоть до голоцена, что свидетельствует об активной тектонической обстановке, существовавшей в это время рассматриваемом регионе. Следует подчеркнуть, что намечается определенная приуроченность эпицентров землетрясений к ареалам развития кайнозойских базальтоидов: на Японских островах они часто группируются в изометрические ареалы различных размеров: это может свидетельствовать о контроле сейсмической активности вулканогенными структурами. По-видимому, в связи с этим и формируются уже упоминаемые так называемые “сейсмические гвозди”.

ВЫВОДЫ

Геодинамика ЯЗ определяется взаимодействием двух литосферных плит – Евразийской и Тихоокеанской, в результате которого в Западно-Тихоокеанской мегазоне перехода континент–океан сформировались структуры центрального типа, имеющие характер литосферных вихрей. Главной тектонической структурой ЯЗ является концентрическая мегаструктура, обусловленная раскрытием Японского окраинного моря в кайнозой.

В результате совместного анализа геолого-геофизических, морфоструктурных и сейсмологических данных авторами впервые была выявлена связь сейсмоактивных зон: 1) с Япономорской вихревой структурой, 2) с системами разломов фундамента и 3) с центрами современного базальтового вулканизма.

Связь сейсмической активности с Япономорским литосферным вихрем, вероятно, определяется следующими факторами: они: 1) отличаются исключительно высокой подвижностью, 2) проникают глубоко в литосферу и представляют собой каналы, по которым происходит поглощение земной коры (воронки) или подъем мантийного материала (диапиры); 3) включают в себя блоки земной коры различной иерархии, вовлеченные в тектоническое вращение. При их упругом взаимодействии, обычно по сдвигам, возникают тектонические напряжения, при разрядке которых и образуются очаги землетрясений. Определенную роль в этом механизме играет трение, в результате которого вдоль разломов происходит разогрев горных пород, образуется своеобразная “смазка” и контактирующие блоки проскальзывают относительно друг друга.

Тектонический контроль эпицентров землетрясений в ЯЗ позволил наметить в этом регионе ярко выраженные сейсмолинеamenty. По этим данным, сейсмоактивные разломы ЯЗ имеют близширотное, СВ и СЗ простирание.

В Японском вулканически активном глубоководном желобе четко фиксируются три локальных “сейсмических кольца”: Фукусима (Ф), Иваки (И) и Хитати (Х). При этом в центре первого находится эпицентр катастрофического землетрясения Фукусима (Tohoku-oki) с магнитудой 9 баллов, а во втором расположен эпицентр одноименного землетрясения (магнитуда 7 баллов). Оба этих землетрясения были связаны с субдукцией Тихоокеанской плиты под Охотскую, что вызвало поднятие потока флюидов в Японской островной дуге.

Итак, в пределах ЯЗ существуют вполне определенные факторы контроля сейсмически активных зон концентрическими, линейными разломными и вулканогенными структурами, выявленными по геолого-геофизическим и геоморфологическим данным. Их необходимо учитывать при прогнозе землетрясений не только в ЯЗ, но и в других регионах Западно-Тихоокеанской мегазоны перехода континент–океан.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анализ космических снимков при тектономагматических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1979. 164 с.
2. Берснев И.И. Осевое вращение Земли как одна из причин геотектогенеза // Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964. С. 194–200.
3. Бретштейн Ю.С., Гурарий Г.З., Печерский Д.М. Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов Юго-Западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 4. С. 41–63.
4. Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхней мантии Советской части азиатской окраины: проблемы и результаты гравитационного моделирования // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы Северо-Западной Пацифики. Хабаровск: ДВО РАН, 1992. Ч. 1. С. 9–18.
5. Вадковский В.Н. Природа и механизм сейсмических “гвоздей” // Ломоносовские чтения 1996 г.: тез. докл. М.: МГУ, 1996. С. 63–64.
6. Вадковский В.Н. Субвертикальные скопления гипоцентров землетрясений – сейсмические “гвозди” // Вестник ОНЗ РАН. 2012. Т. 4, NZ1001. doi:10.2205/2012NZ000110.
7. Викулин А.В. Энергия и момент силы упругого ротационного поля геофизической среды // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 6. С. 559–570.
8. Викулин А.В., Тверитинова Т.Ю. Энергия тектонического процесса и вихревые геологические структуры // Докл. РАН. 2007. Т. 413, № 3. С. 372–374.
9. Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский: Камчат. гос. пед. ун-т, 2004. 297 с.
10. Геологическая история территории СССР и тектоника плит. М.: Наука, 1989. 206 с.
11. Геологическое развитие Японских островов. М.:

- Мир, 1968. 719 с.
12. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. 140 с.
 13. Дмитриевский А.Н., Володин И.А., Шипов Г.И. Энергоструктура Земли и геодинамика. М.: Наука, 1993. 156 с.
 14. Захаров В.С., Карпенко А.И. Сейсмические “гвозди” в различных геодинамических обстановках // Геологическая среда, минерогенические и сейсмотектонические процессы: мат-лы XVIII Междунар. науч.-практ. конф. Воронеж: Научн. книга, 2012. С. 130–135.
 15. Злобин Т.К. Динамика сейсмического процесса и строение очаговых зон сильных землетрясений Сахалина и Курил. Южно-Сахалинск: СахГУ, 2005. 138 с.
 16. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
 17. Изосов Л.А., Бессонова Е.А., Крамчанин К.Ю. и др. Разломная система, кайнозойский вулканизм и сейсмоактивные зоны Южного Приморья // Вулканизм и геодинамика: матер. V Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2011. С. 266–269.
 18. Изосов Л.А., Горошко М.В. Южно-Синегорская впадина Приморья: геологическое строение и развитие // Отечественная геология. 2006. № 3. С. 33–41.
 19. Изосов Л.А., Рязанцева М.Д. Магматические комплексы юга Ханкайского массива // Советская геология. 1977. № 2. С. 77–90.
 20. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И. Западно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно-Тихоокеанской зоне перехода континент – океан. Владивосток: Дальнаука, 2005. 315 с.
 21. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А. Проблемы геологии и алмазоносности зоны перехода континент – океан. Япономорский и Желтоморский регионы. Владивосток: Дальнаука, 2000. 325 с.
 22. Изосов Л.А., Кулинич Р.Г., Мельниченко Ю.И., Емельянова Т.А. Разломная сеть Южно-Приморского сектора зоны сочленения континент – океан // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 103–113.
 23. Изосов Л.А., Чупрынин В.И. О механизме формирования структур центрального типа Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент – океан // Геотектоника. 2012. Т. 46, № 3, С. 70–92.
 24. Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Крамчанин К.Ю. и др. Вулканогенные пояса Япономорского региона: индикаторы палеозон континент – океан // Вулканизм и геодинамика: матер. V Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2011. С. 262–265.
 25. Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Мельниченко Ю.И. Фундаментальная проблема соотношения вертикальных и горизонтальных тектонических движений // Региональные проблемы. 2012. Т. 15, № 1. Ч. 1. С. 15–26.
 26. Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Мельниченко Ю.И. Фундаментальная проблема соотношения вертикальных и горизонтальных тектонических движений // Региональные проблемы. 2012. Т. 15, № 2. Ч. 2. С. 12–20.
 27. Калинин Л.Ю. Роль разломов и глубинной структуры в пространственном контроле землетрясений на Северо-Востоке России: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Магадан, 2005. 134 с.
 28. Калягин А.Н., Абрамов В.А. Основы трансструктурной геологии. Владивосток: Дальнаука, 2003. 348 с.
 29. Каталог землетрясений (USGS National Earthquake Information Center's PDE catalog <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>). 2012.
 30. Кац Я.Г., Козлов В.В., Полетаев А.И., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Кольцевые структуры Земли: миф или реальность. М. Наука, 1989. 190 с.
 31. Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцев Э.Ф. Основы линейментной тектоники. М.: Недра, 1986. 144 с.
 32. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Николаев С.М., Колпацникова Т.Н. Рельеф поверхности Мохо и типы земной коры в северо-западной части Японского моря по гравиметрическим данным // Дальневосточные моря России: Кн. 3: Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 48–52.
 33. Кюенен Ф.Г. Индонезийские глубоководные депрессии // Островные дуги. М.: ИЛ, 1952. 176 с.
 34. Ли Н.С. О связи землетрясений с глубинным строением Япономорского звена Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент – океан // Региональные проблемы. 2013. Т. 16, № 2. С. 25–29.
 35. Ли Сы-гуан. Вихревые и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем Северо-Западного Китая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 129 с.
 36. Лихт Ф.Р. Продолжение Япономорского линеймента в геоморфологическом пространстве ТПП // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 144–146.
 37. Лобковский Л.И., Баранов Б.В. Клавишная модель сильных землетрясений в островных дугах и активных континентальных окраинах // ДАН СССР. 1984. Т. 275, № 4. С. 7–17.
 38. Лобковский Л. И., Никишин А. М., Хаин В. Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
 39. Маслов Л.А. Геодинамика литосферы Тихоокеанского подвижного пояса. Хабаровск. Владивосток: Дальнаука, 1996. 200 с.
 40. Мельников Н.Г., Изосов Л.А. Кайнозойские тектонические покровы и перспективы углефтегазоносности Приморья // Геотектоника. 1990. № 3. С. 80–87.
 41. Мельниченко Ю.И., Осипова Е.Б., Изосов Л.А. и др. Морфотектоника и особенности геодинамики впадины Японского моря // Современное состояние наук о Земле: матер. конф., посвященной памяти В.Е. Хаина. М.: Изд-во геол. ф-та МГУ. 2011. С. 1244–1248.
 42. Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Леонова Т.Д., Мишукова Г.И. Тектонический вихрь северной части Японского моря // Океанография залива Петра Великого и прилегающей части Японского моря: тез. докл. 2-й науч. конф. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 21.
 43. Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Ли Н.С. Новейшая тектоника и геодинамика Татарской зоны дислокации земной коры (Японское море) // Физика геосфер: Восьмой Всероссийский симпозиум. Владивосток: Дальнаука, 2013б. С. 294–298.

44. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.
45. Олейников А.В., Олейников Н.А. Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмогеология Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2001. 185 с.
46. Павловский Е.В. Ранние стадии развития земной коры // Изв. АН СССР, сер. геол. 1970. № 5. С. 23–39.
47. Петрищевский А.М. Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во Дальневосточного ун-та, 1988. 168 с.
48. Рикитакэ Т. Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении // Краины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С. 216–236.
49. Родников А.Г. Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. 152 с.
50. Родников А.Г. Глубинное строение континентальных окраин западной части Тихого океана // Геология морей и океанов: матер. XVII Междунар. науч. конф. М.: ГЕОС, 2007. Т. IV. С. 228–232.
51. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б. и др. Глубинное строение континентальных окраин региона Японского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 1. Вып. 15. С. 33–44.
52. Садовский М.А. Автомодельность геодинамических процессов // Вестник АН СССР. 1986. № 8. С. 3–11.
53. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Случайность и неустойчивость в геофизических процессах // Физика Земли. 1989. № 2. С. 3–12.
54. Сато Х. Повторные геодезические съемки // Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии. М.: Недра, 1984. С. 108–120.
55. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 264 с.
56. Сигова К.И. Соотношение приповерхностных и глубинных структур земной коры впадины Японского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 112 с.
57. Сидоров А.А., Чехов А.Д. О трех главных типах литосферы Земли и их металлогенической специализации // Докл. РАН. 2009. Т. 427, № 2. С. 229–232.
58. Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 157 с.
59. Тверитинова Т.Ю., Викулин А.В. Геологические и геофизические признаки вихревых структур в геологической среде // Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 59–77.
60. Трофименко С.В. Структура и динамика геофизических полей и сейсмических процессов в блоковой модели земной коры. Автореф. дис... д.г.-м.н. Томск, 2011. 43 с.
61. Уломов В.И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: ФАН, 1974. 218 с.
62. Уломов В.И. О роли горизонтальных тектонических движений в сейсмогеодинамике и прогнозе сейсмической опасности // Физика Земли. 2004. № 9. С. 14–30.
63. Филатьев В.П. Механизм формирования зоны перехода между Азиатским континентом и северо-западной Пацификой (с позиций ротационной тектоники). Владивосток: Дальнаука, 2005. 273 с.
64. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Книжный дом “Университет”, 2005. 560 с.
65. Чехов А.Д., Сидоров А.А. К проблеме типизации литосферы Земли // Современное состояние наук о Земле: матер. Междунар. науч. конф., посвященной памяти В.Е. Хаина. М.: Изд-во геол. ф-та МГУ, 2011. С. 2018–2022.
66. Чупрынин В.И., Изосов Л.А. Формирование и движение структур центрального типа при взаимодействии литосферных плит // Современное состояние наук о Земле: матер. Междунар. науч. конф., посвященной памяти В.Е. Хаина. М.: Изд-во геол. ф-та МГУ, 2011. С. 2043–2045.
67. Шерман С.И., Семинский К.Ж. Тектонофизические исследования в институте Земной коры СО РАН: принципиальные достижения и актуальные задачи // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1, № 1. С. 4–23.
68. Chuprynin V.I., Izosov L.A. Model of emergence and tectonic twisting of the marginal seas // Marine environmental and resources in XXI century. Abstr. 2 Russia – China Symp. on Marine Sc. 10–13 Oct. 2012, Vladivostok: FEB RAS. P. 68–69.
69. Daly M.C. Correlation between Nazca-Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador // Tectonics. 1989. V. 8, № 4. P. 769–790.
70. Fujiwhara S., Tsujimura T., Kusamitsu S. On the Earth-vortex, echelon faults and allied phenomena // Gerlands beiträge zur geophysik, zweite supplementband. 1933. P. 303–360.
70. Gatinsky Yu.G., Rundquist D.V. Geodynamics of Eurasia: Plate Tectonics and Block Tectonics // Geotectonics. 2004. V. 38, № 1. P. 1–16.
71. Geist E.L., Childs J.R., Scholl D.W. The origin of basins of the Aleutian Ridge: implications for block rotation of an arc massif // Tectonics. 1988. V. 7, № 2. P. 327–341.
72. Hashimoto M., Tada T. Horizontal crustal movements in Hokkaido and its tectonic implications // J. Seismol. Soc. Jpn (Zisin). 1988. V. 41, № 1. P. 29–38.
73. Hobbs W.N. Lineaments of the Atlantic border region // Bull. Geol. Soc. Amer. 1904. V. 15. P. 483–506.
74. Izosov L.A., Bessonova E.A. Japan Islands lineaments: geological interpretations // Regularities of the structure and evolution of geospheres. Vladivostok: Dalnauka, 2005. С. 119–123.
75. Jakson E.D., Shaw H.R., Bargar K.E. Calculated geochronology and stress field orientations along the Hawaiian chain // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 145–155.
76. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Sci. 1975. V. 159. P. 419–426.
77. Nur A., Ron H., Scotti O. Fault mechanics and the kinematics of block rotation // Geol. 1986. V. 14. P. 746–749.
78. Ogorodniy A.A., Izosov L.A., Kramchanin K.Yu., Li N.S. The Relation of Fault Tectonics, Cenozoic Magmatism and Seismic Activity (The Japan Sea Link of The West-Pacific Continent-Ocean Transition Zone) // ENGII Conferences December Series (Sanya, China, 3–5 December, 2013; report). 2013. P. 18.
79. Ottofuji Y., Matsuda T. Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan // Earth. Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62. P. 349–359.
80. Regional Geology of Jilin province // Geol. Memoirs. Beijing: Geol. Publ. House, 1989. Ser. 1. № 10. P. 621–698.
81. Stepashko A.A. Deep roots of seismotectonics in the Far East: The Sakhalin zone // Russ. J. Pacific Geol. 2010.

- V. 4, № 3. P. 228–241.
82. *Stepashko A.A.* Seismodynamics and deep internal origin of the North China zone of strong earthquakes // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2011. V. 2. P. 341–355.
 83. *Tong P., Zhao D., D. Yang D.* Tomography of the 2011 Iwaki earthquake (M 7.0) and Fukushima nuclear power plant area // *Solid Earth*. 2012. 3. P. 43–51.
 84. *Vikulun A.V., Krolevets A.N.* Seismotectonic processes and the Chandler oscillation // *Acta Geophys. Polonica*. 2002. V. 50, № 3. P. 395–411.
 85. *Xu Jiawei, Zhu Guang, Tong Weixing et al.* Formation and Evolution of Tancheng – Lujiang wrench fault system to the north-west of Pacific ocean // *Tectonophysics*. 1987. V. 134, № 1. P. 273–310.

Рецензент А.Г. Родников

Geological, geomorphological and geophysical factors of control Japan Sea Link seismic active zones in the West-Pacific continent–ocean transitional megazone

L. A. Izosov*, V. I. Chuprynin, Yu. I. Melnichenko*, N. S. Lee*,
K. Yu. Kramchanin*, A. A. Ogorodny***

**Pacific Oceanological Institute Far East Branch RAS*

***Pacific Institute of Geography Far East Branch RAS*

In the Japan Sea Link (JL) of the West Pacific continent–ocean transitional megazone the concentric and linear fault structures, revealed on geological, geophysical and geomorphological data, are assumed as the factors of control of seismic active zones. Placement of earthquake epicenters in JZ is caused by their position in the central type structure and above the systems of hidden faults of the basement. These long-living faults form in the Region some through generally Precambrian systems: N–S, W–E (“Asian”), NW and NE (“Pacific”). They represent deep (mantle) movable frame, on which the Japan Sea ring basin was created during Cenozoic stage activation. The Japan marginal sea is considered by authors as the vortex seismic-controlling twirled counterclockwise structure which had formed as a result of lateral interaction of the Eurasian and tectonic Pacific plates. In JZ there are the extensive isometric area of Cenozoic (Miocene–Holocene) alkaline basalts, which are often associated earthquake epicenters: it can testify to control of seismic activity by volcanic structures.

Key words: *seismic active zones, tectonic structures, basement faults, volcanism, seismic lineaments, lithospheric vortexes, Japan Sea link of the West Pacific continent–ocean transitional megazone.*